



**UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA**



DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**Complexo Nova Venécia e magmatismo
associado, Orógeno Araçuaí, Estado do
Espírito Santo**

AUTORA: Camila Tavares Gradim

ORIENTAÇÃO Prof. Dr. Antônio Carlos Pedrosa Soares (UFMG)

CO-ORIENTADORES: Prof. Dr. Umberto G. Cordani (USP)

Prof. Dr. Ivo Dussin

Nº 134

**BELO HORIZONTE
DATA (18/07/2013)**

UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

**Complexo Nova Venécia e magmatismo associado, Orógeno Araçuaí,
estado do Espírito Santo**

CAMILA TAVARES GRADIM

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

Área de concentração: Geologia Regional

Orientador: Prof. Dr. Antônio Carlos Pedrosa Soares
(UFMG)

Co-orientadores: Prof. Dr. Umberto G. Cordani (USP)

Prof. Dr. Ivo Dussin

G732c
2013

Gradim, Camila Tavares.

Complexo Nova Venécia e magmatismo associado, Orógeno Araçuaí, estado do Espírito Santo [manuscrito] / Camila Tavares Gradim. – 2013.

127 f., enc.: il. (principalmente color.)

Orientador: Antônio Carlos Pedrosa Soares.

Coorientadores: Umberto G. Cordani e Ivo Dussin.

Dissertação (mestrado) – Universidade Federal de Minas Gerais, Instituto de Geociências, 2013.

Área de concentração: Geologia Regional.

Bibliografia: f. 68-81.

Inclui anexos.

1. Geologia – Espírito Santo – Teses. 2. Magmatismo – Espírito Santo – Teses. 2. Gnaisse – Espírito Santo – Teses. I. Pedrosa-Soares, Antônio Carlos. II. Cordani, Umberto G.. III. Dussin, Ivo. IV. Universidade Federal de Minas Gerais, Instituto de Geociências. V. Título.

CDU: 55(815.2)

Aos meus pais, Wilson e Maria Aparecida.

AGRADECIMENTOS

A realização deste trabalho não seria possível sem o apoio e incentivo de diversas pessoas e instituições. A eles, minha gratidão.

A meus pais, pela paciência e dedicação durante todas as etapas (e foram muitas) deste trabalho. Aos meus irmãos, pelos momentos de descontração.

Ao orientador Antônio Carlos Pedrosa Soares pela amizade, incentivo, ensinamentos geológicos e de vivência, críticas, puxões de orelha, cervejas e, principalmente, pela segunda chance.

Aos meus co-orientadores Prof. Umberto Cordani pelas dicas e dados, e Prof. Ivo Dussin pela incomensurável ajuda no tratamento e discussões sobre o tema desta dissertação. Ao Prof. Alkmin, pela disposição constante em ajudar e pelos lindos desenhos, tão importantes para este trabalho.

Aos bons companheiros de campo e Geotectônica, Jorge, Juliane, mi hermano Daniel, Mariana, Tati, Lílian, e muitos outros, que com bom humor, inteligência e disposição eterna, fizeram desta jornada um passeio no parque. Ao TG dos 13, Janaína e Miguel, pela ajuda de campo.

À Mahyra, Eliza e Tiago, um agradecimento super-mega especial, pelos dias dedicados ao meu mutirão final. Minha dívida a vocês será eterna (e espero abater um pouco com muitos ferreros rocher, almoços no japa e cervejas, respectivamente).

Agradeço ao Conselho Nacional de Pesquisa (CNPq), ao Serviço Geológico do Brasil (CPRM) e PETROBRAS, pelo suporte financeiro, logístico e laboratorial, e ao Centro de Pesquisa Manoel Teixeira da Costa, e seus funcionários. À Eliane Voll e equipe pelo grande apoio na confecção do mapa geológico.

À amiga Prof^a. Gláucia Queiroga por estar sempre disposta a ajudar, ao Prof. Romano e à geóloga Cristiane Castañeda pelas sugestões. A Prof^a. Rosaline Silva pela alegria e incentivo.

Ao saudoso Prof. Carlos M. Noce, cujo trabalho e filosofia de vida sempre foram uma inspiração.

Aos colegas da Vicenza, pelo apoio e paciência. Aos familiares e amigos, pela torcida.

Ao Carlos, pelos bons momentos, comidinhas e incentivo.

(...) Oh, Andy loved geology. I imaged it appealed to his meticulous nature. An ice age here, million years of mountain building there. Geology is the study of pressure and time. That's all it takes really, pressure and time. (...)

"Red", Shawshank Redemption

SUMÁRIO

Dedicatória	i
Agradecimentos	ii
Epígrafe	iii
Resumo	1
Abstract	2
I. INTRODUÇÃO	3
I.1. Objetivos	3
I.2. Localização	4
II. METODOLOGIA	5
II.1. Levantamento e revisão do acervo geológico pré-existente	5
II.2. Trabalhos de campo	5
II.3. Métodos Laboratoriais	6
II.3.1. Análises Petrográficas	6
II.3.2. Análises Isotópicas	6
II.3.3. Litoquímica	10
II.3.4. Química Mineral	11
III. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	12
III.1. Arcabouço Geotectônico	12
III.2. Síntese da Estratigrafia Regional	13
III.2.1. Complexos Paraíba do Sul e Nova Venécia	13
III.2.2. Grupo Rio Doce	15
III.2.3. Supersuíte G1	15
III.2.4. Supersuíte G2	16
III.2.5. Suíte G3	17
III.2.6. Supersuíte G5	18
III.3. Modelo Evolutivo do Orógeno Araçuaí	18
III. COMPLEXOS PARAGNÁISSICOS DOS ORÓGENOS ARAÇUAÍ E RIBEIRA- TRABALHOS ANTERIORES	22
IV.1. Complexos Paraíba do Sul e Nova Venécia	22
IV.2. Complexo Jequitinhonha	26
IV.3. Grupo Andrelândia	28
V. GRANITOS TIPO-S	30
VI. FROM SEDIMENTATION TO GRANITE GENERATION IN A HOT BACK-ARC ZONE (ARAÇUAÍ OROGEN, SE BRAZIL)	34
ABSTRACT / RESUMO	35

INTRODUCTION	36
GEOLOGIC SETTING	37
THE NOVA VENÉCIA COMPLEX AND ASSOCIATED PLUTONISM	39
The Nova Venécia Complex	39
The Ataléia Suite	43
The Carlos Chagas Batholith	43
The G3 Supersuite	44
Thermal Effects Related to G5 Plutonism	45
LITOCHEMISTRY	46
From sediments to gneisses	46
From gneisses to granites	49
GEOCHRONOLOGY	51
Dating the eastern edge of the Rio Doce arc	51
Detrital zircon ages, Nova Venécia paragneiss	51
Dating the G2 granites and regional metamorphism	53
Dating a G3 leucogranite	56
Dating a G5 intrusion	56
CONCLUSION	56
ACKNOWLEDGEMENTS	58
REFERENCES	58
VII. METAMORFISMO – TERMOBAROMETRIA DAS ROCHAS DO COMPLEXO NOVA VENÉCIA	61
VII.1. Análise qualitativa	61
VII.2. Análise semi-quantitativa	62
VIII. CONCLUSÕES	66
IX. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	68

Anexo 1 – Mapa Geológico, escala 1:1.000.000

Anexo 2 – Tabelas de Litoquímica

Anexo 3 – Tabelas de Geocronologia

Anexo 4 – Tabelas de Química Mineral

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1. Mapa de localização da área de estudo. Fonte: http://maps.google.com.br .	4
Figura 3.1. O Orógeno Araçuaí na região central do Paleocontinente Gondwana. FA; traços estruturais da Faixa de Dobramentos Araçuaí (<i>sensu</i> Almeida 1977. O Orógeno Araçuaí na porção central do Paleocontinente Gondwana. (Pedrosa-Soares <i>et al.</i> 2007, modificado de Alkmim <i>et al.</i> 2006).	13
Figura 3.2. Mapa geológico do Orógeno Araçuaí (Pedrosa-Soares <i>et al.</i> 2007).	14
Figura 3.3. Esquema do modelo quebra nozes para a evolução do Orógeno Araçuaí-West Congo (Alkmim <i>et al.</i> 2006).	20
Figura 3.4. Coluna estratigráfica esquemática do Orógeno Araçuaí (Pedrosa-Soares <i>et al.</i> 2007).	21
Figura 5.1. Perfil crustal simplificado durante a gênese de granitos (Stevens <i>et al.</i> 2007).	32
Capítulo VI	
Figure 1. Geological map highlighting the main components of the Araçuaí orogen, and its paleotectonic setting (modified from Pedrosa-Soares <i>et al.</i> 2011).	36
Figure 2. Geological map of the studied region (see A-B cross-section in Fig.3).	37
Figure 3. Cross-section showing the major relations between the Nova Venécia Complex, Ataléia Suite and Carlos Changes batholith (see location in Fig. 2).	39
Figure 4. Photos from rocks of the Nova Venécia Complex. (A) folded stromatic migmatite showing the Grt- Bt paragneiss (pgn), and Bt-poor leucosomes (light-coloured) with associated Bt-rich melanosomes (dark gray to black); (B) calc-silicate rock (csr) enveloped by migmatitic paragneiss; (C) transitional stromatic-to-schollen migmatite; (D) diatexite showing Grt-rich leucosomes and Bt-rich melanosomes grading to paragneiss (pgn), with intercalation of calc-silicate rock (csr); (E) diatexite rich in foliated leucosomes (G2At, Ataléia-type granite) and (Opx)-Grt-Crd melanosomes relatively poor in biotite (mls), with minor Bt-bearing leucogranitic leucosomes; (F) Bt-Grt-Sil-Crd paragneiss (a Bt-bearing cordierite granulite) rich in stretched blue cordierite poikiloblasts (Crd, see Fig. 6D); (G) cordierite granulite with greenish felsic components (mostly plagioclase and quartz, Pl-Qtz) and minor garnet (Grt); (H) sigmoidal porphyroblast of K-feldspar in a blue cordierite (Crd) granulite.	40
Figure 5. Photomicrographs from thin sections of rocks of the Nova Venécia Complex (A, B, F, and H, single polarizer; C, D, E and G, crossed polarizers). (A) Grt-Bt-rich paragneiss; (B) Crd-Bt-rich paragneiss; (C) Opx-bearing biotitic paragneiss; (D) stretched cordierite poikiloblast rich in quartz and sillimanite inclusions, in the Bt- bearing cordierite granulite; (E and F) Bt-poor cordierite granulite showing a stretched cordierite porphyroblast with spinel inclusions; (G) Bt-free cordierite granulite; (H) oriented spinel inclusions with green hercynite in a cordierite porphyroblast of a cordierite granulite.	41
Figure 6. Photos from rocks of the Ataléia Suite. (A) large calc-silicate enclaves parallel to the regional foliation of the host Ataléia granite; (B) Bt-Grt foliated granite with melanocratic bands/laminae suggesting residual material from the partial melting process; (C) detail of the sharp contact between the calc-silicate rock and the foliated granite; (D and E) discontinuous bands of Grt-Crd-rich residuum, showing cordierite overgrowths on garnets (corona texture); (F) a foliated Grt-rich granite; (G) garnet porphyroclasts with Bt-rich recrystallization tails; (H) a foliated Bt-Grt granite.	44
Figure 7. Photomicrographs from thin sections of rocks from the Ataléia Suite (A and B, crossed polarizers; C and D, single polarizer). (A) foliated Bt-Grt granite showing syn-kinematic, rotated inclusion trails in garnet porphyroblasts; (B) foliated Crd-Sil-Bt granite	45

showing a stretched cordierite porphyroblast rich in oriented sillimanite inclusions parallel to the ductile foliation; (C) deformed Grt-Sil-Opx-bearing charnoenderbite; (D) green spinel (hercynite) in charnoenderbite of the Ataléia Suite.	
Figure 8. Photos from rocks of the Carlos Chagas batholith. (A) non-deformed isotropic Carlos Chagas granite with euhedral megacrysts of K-feldspar; (B) isotropic Carlos Chagas granite in a fresh rock exposure; (C) igneous flow with euhedral K-feldspar megacrysts; (D) Bt-rich enclave along the igneous flow; (E) transition from igneous flow to ductile deformation, showing euhedral as well as eye-shaped (augen) K-feldspar megacrysts; (F) foliated granite showing oriented biotite and eye-shaped K-feldspar crystals (augen structure); (G) sigmoidal K-feldspars and stretched garnets along the regional foliation; (H) mylonitic granite with stretched eye-shaped K-feldspars; (I) sigmoidal garnet; (J) rotated garnet with recrystallization tail; (K) ultramylonitic granite with stretched garnets (red) and greenish Hc-Sil-rich trails.	46
Figure 9. Photomicrographs from thin sections of rocks from the Carlos Chagas batholith (A, B, C, D and E, crossed polarizers; F, G and H, single polarizer). (A) isotropic granite rich in K-feldspar; (B) incipient ductile deformation in the Qtz-rich matrix close to an euhedral K-feldspar crystal with undeformed Carlsbad twin; (C) development of solid-state deformation marked by recrystallization of a Bt-Sil trail; (D) penetrative foliation marked by recrystallization of Sil-rich trails; (E) foliation marked by recrystallization of quartz ribbons and stretched feldspars; (F) stretched garnet crystals in mylonitic granite; (G) Bt-free Hc-Sil-rich foliation trail in ultramylonitic granite; (H) greenish cordierite and spinel (hercynite) in a non-deformed Bt-free Carlos Chagas granite (the “Eucaliptus Green Granite”).	47
Figure 10. Photos from rocks of the G3 supersuite. (A) G3 leucosomes associated with Bt-rich Ataléia foliated granite (G2At); (B) G3 leucogranite with restites of Carlos Chagas foliated granite (G2CC); (C) contact between G3 leucogranite and Carlos Chagas foliated granite (G2CC); (D) G3 garnet leucogranite; (E) G3 cordierite leucogranite; (F) G3 leucogranite, representing the melt phase (G3m), associated with a rock composed of Crd+Grt+Sil+Ap (G3r), representing residuum from the partial melting process; (G) thin section (crossed polarizers) showing the Kfs-rich G3 leucogranite.	48
Figure 11. Plot of samples from the Nova Venécia Complex in diagrams suggested by (A) Rosen (1992), and (B) Bhatia (1983).	48
Figure 12. Lithochemical diagrams relating Nova Venécia gneisses, and G2 and G3 granites. (A) aluminum- saturation diagram; (B) silica versus total ferromagnesian (FeOT+MgO) components; (C) maficity (mol (Fe+Mg)) versus alcalis ratio (K/Na); (D) maficity versus titanium (Ti).	49
Figure 13. Chondrite normalized REE diagrams for samples of Nova Venécia paragneisses (A) and cordierite granulites (B), Ataléia granites (C), granites from the Carlos Chagas batholith (D), and G3 leucogranites (E). Normalizing factors are from Sun and McDonough (1989).	50
Figure 14. U-Pb concordia diagram for the Baixo Guandu foliated tonalite (sample 479, Fig. 2).	51
Figure 15. Selected zircon images (CL, cathodoluminescence; EBS, electron backscattering). (A) detrital zircon grains from Nova Venécia paragneisses (sample 11, CL); (B) igneous and (C) metamorphic crystals from an Ataléia foliated granite (sample 66A, Fig. 17D, EBS); (D) igneous core and metamorphic rim in a zircon crystal from Carlos Chagas foliated granite (sample 66B, Fig. 17C), and (E) two metamorphic grains from 66B sample (EBS); (F) igneous crystals from a non-deformed isotropic Carlos Chagas granite (sample 21, CL); (G) metamorphic zircon grains from the ultramylonitic Carlos Chagas granite (sample 472); (H) zircon crystals from the Barra do São Francisco charnockite (sample 470, CL).	52

Figure 16. U-Pb age histogram for detrital zircon grains of the Nova Venécia paragneiss (samples 11 and 484, Fig. 2).	53
Figure 17. The outcrop 66 (A), showing the sharp contact between Ataléia and Carlos Chagas foliated granites (B–D), both enclosing small bodies of G3 leucogranite (B and D). Granitic veins cutting the Ataléia granite do not pass to the Carlos Chagas granite (A).	54
Figure 18. U-Pb concordia diagrams for samples from G2 and G3 supersuites. (A) sample 66A, Ataléia foliated granite (magmatic zircons); (B) sample 475, Ataléia foliated granite (magmatic zircons); (C) sample 66A, Ataléia foliated granite (metamorphic zircons); (D) sample 21, non-deformed Carlos Chagas granite; E, sample 66B, Carlos Chagas foliate granite (magmatic zircons); (F) sample 66B, Carlos Chagas foliated granite (metamorphic zircons); (G) sample 472, Carlos Chagas ultramylonitic granite (metamorphic zircons); (H) sample 66C, G3 leucogranite (magmatic zircons).	55
Figure 19. U-Pb concordia diagram for sample 470 (charnockite, G5 supersuite).	56
Figure 20. Paleotectonic cartoon illustrating the evolution of the back-arc region and granite generation events (A–C, not to scale).	57
Figura 7.1. Diagrama P-T da amostra TV-37, através do TWQ 2.3. As reações numeradas de 1 a 13 são correspondentes às descritas no texto.	62
Figura 7.2. Pontos, com elipse de erro, para determinações de P-T médias (Powell & Holland 1990) das amostras TV-37 e TV-52.	63
Figura 7.3. Diagrama P-T da amostra TV-52, através do TWQ 2.3. As reações numeradas de 1 a 7 são correspondentes às descritas no texto.	64
Figura 7.4. Diagrama P-T da amostra WC11, através do TWQ 2.3. As reações numeradas de 1 a 8 são correspondentes às descritas no texto.	64
Figura 7.5. Diagrama P-T para os paragneisses do Complexo Nova Venécia (Munhá et al. 2005)	65

LISTA DE TABELAS

Tabela 2.1. Características das amostras coletadas e análises realizadas.	7
Tabela 4.1. Propostas de subdivisão estratigráfica do Complexo Paraíba do Sul na Faixa Ribeira (Heilbron, 2003).	24
Tabela 4.2. Compilação dos dados geocronológicos dos gnaisses paraderivados do Complexo Paraíba do Sul/Nova Venécia no estado do Espírito Santo.	27
Tabela 4.3. Compilação dos dados geocronológicos dos gnaisses paraderivados do nordeste de Minas Gerais e centro-norte do Espírito Santo.	28
CAPÍTULO VI	
Table 1. Main characteristics of plutonic supersuites of the Araçuaí orogen (cf. Pedrosa-Soares et al. 2011)	38
Tabela 7.1. Amostras representativas do Complexo Nova Venécia e granitos sin- a tardi-colisionais relacionados, suas paragêneses minerais e estimativa do grau metamórfico.	61

RESUMO

Em regiões pré-cambrianas, decifrar ambientes tectônicos e processos relacionados, desde o preenchimento da bacia aos estágios orogênicos, é um grande desafio, especialmente em terrenos de alto grau metamórfico. A região de retro-arco do Orógeno Araçuaí, localizada a leste do arco magmático Rio Doce (630–585 Ma), apresenta bons afloramentos para tais estudos, uma vez que contém grandes quantidades de gnaisses aluminosos bem preservados e os granitos relacionados. Neste trabalho são apresentados novos dados isotópicos U-Pb e Sm-Nd, e resultados litoquímicos destas rochas. Regionalmente, a fonte mais fértil de magmas graníticos são os paragneisses do Complexo Nova Venécia (Qtz + Pl + Kfs + Bt + Grd ± Crd ± Sil ± Hc ± Opx ± fusão), cujo pico metamórfico foi de 800–900 °C e 5–8 kbar. Dados isotópicos e litoquímicos sugerem idade máxima de deposição em torno de 590 Ma para os protólitos grauvaquianos dos paragneisses Nova Venécia, com as principais fontes de sedimentos localizadas em margens continentais ativas. Processos de fusão parcial tiveram início nos depósitos de retro-arco ainda durante a fase tardia de desenvolvimento do Arco Rio Doce, por volta de 590–585 Ma, formando fusões autóctones, peraluminosas (a suíte G2 Ataléia), intimamente associadas aos paragneisses do Nova Venécia. Anatexia progressiva e acúmulo de fusão alcançaram o clímax em 575–560 Ma, formando o Batólito Carlos Chagas, uma enorme massa de granada-biotita granito com megacristais de feldspato potássico. Em termos gerais, a sucessão crustal mostra, na base, uma zona rica em (Opx±Hc±Pl)-Sil-Crd-Kfs granulito, seguida por paragneisses migmatíticos gradualmente mais ricos em fusões do granito Ataléia, subjacentes ao Batólito Carlos Chagas. Ao sul deste batólito, rochas com Opx são mais comuns e zonas de acumulação de fusão são relativamente pequenas. Em torno de 545–530 Ma, outro episódio anatético formou os Crd±Grd leucogranitos (G3), principalmente a partir da refusão dos granitos colisionais (G2) Ataléia e Carlos Chagas. Finalmente, o plutonismo pós-colisional do tipo-I teve lugar em torno de 520–490 Ma, impondo um reaquecimento regional que formou grandes auréolas termais de alto grau. Estes episódios de geração de granitos, que duraram cerca de 100 Ma, requereram fontes de calor distintas, como ascensão da astenosfera sob a região de retro-arco super-estirada durante o estágio pré-colisional, empilhamento tectônico do arco quente sobre o retro-arco, calor radiogênico liberado a partir do espessamento crustal do período colisional e, finalmente, no estágio tardi- a pós-colisional, delaminação do manto seguida pela ascensão da astenosfera durante o colapso gravitacional do Orógeno Araçuaí.

ABSTRACT

A hard challenge in Precambrian regions can be to decode tectonic environments and related processes from basin fill to orogenic stages, particularly in high metamorphic grade terrains. The back-arc region of the Araçuaí orogen, located to the east of the Rio Doce calc-alkaline magmatic arc (630–585 Ma), provides excellent outcrops for such studies as it shows a huge amount of well-preserved Al-rich gneisses and related granites. Accordingly, here we present robust datasets of isotopic (U–Pb and Sm–Nd) and lithochemical results from those rocks. Regionally, the most fertile sources of granitic melts are the Nova Venécia paragneisses (Qtz + Pl + Kfs + Bt + Grd ± Crd ± Sil ± Hc ± Opx ± melt) that reached metamorphic peak P–T conditions at 800–900 °C and 5–8 kbar. Our data suggest a maximum depositional age around 590 Ma for the graywacky protoliths of the Nova Venécia paragneisses, with main sediment sources located in continental active margin settings. Partial melting processes started on back-arc deposits yet during the late development of the Rio Doce arc, around 590–585 Ma, forming autochthonous peraluminous melts (the G2 Ataléia Suite) closely associated to the Nova Venécia paragneisses. Progressive anatexis and melt accumulation attained a climax at 575–560 Ma, forming the collisional Carlos Chagas batholith, a gigantic mass of garnet–biotite granite crowded with K–feldspar megacrysts. The general crustal succession shows a zone rich in (Opx±Hc±Pl)-Sil-Crd-Kfs granulite, at the base, followed by migmatitic paragneisses gradually richer in Ataléia melts, underlying the Carlos Chagas batholith. To the south of this batholith, Opx-bearing rocks are widespread and melt accumulation zones are relatively small. Around 545–530 Ma, another anatectic episode formed Crd±Grd leucogranites (G3), mostly from the re-melting of the collisional (G2) Ataléia and Carlos Chagas granites. Finally, an important post-collisional, I-type plutonism took place around 520–490 Ma, imposing a regional re-heating that formed large high-grade thermal aureoles. This long lasting (c. 100 m.y.) history of granite generation required distinct heat sources, such as asthenosphere ascent under the back-arc region in the pre-collisional stage, thrust stacking of the hot arc onto the back-arc, radiogenic heat release from the collisional thickened crust and, finally, asthenosphere uprising following mantle delamination during the gravitational collapse of the Araçuaí orogen.

I. INTRODUÇÃO

Esta dissertação de mestrado aborda unidades relacionadas a uma bacia de retro-arco neoproterozóica e granitogênese a ela associada, na região que se estende do setor meridional do Orógeno Araçuaí ao extremo norte do Orógeno Ribeira. Trata-se de mais uma etapa nos estudos geológicos realizados pela autora na região, os quais tiveram início com o mapeamento das folhas Mantena (Gradim *et al.* 2005) e Nova Venécia (Queiroga *et al.* 2012), e da região entre Colatina e Serra (Tente *et al.* 2010).

Os trabalhos de campo e despesas laboratoriais foram custeados pelos projetos “Evolução do Orógeno Araçuaí: Ênfase na Bacia Precursora e Estágios Pré-colisional e Sin-colisional” (Edital Universal, CNPq, coordenador: Professor Dr. Antônio Carlos Pedrosa Soares) e “Caracterização Morfo-estrutural e Geológica do Feixe de Lineamentos Colatina, ES-MG”; Rede de Estudos Geotectônicos, CENPES-PETROBRAS. Parte do financiamento da dissertação se deu pelo Laboratório de Geotectônica do CPMTC-UFMG, coordenado pelo orientador (A. C. Pedrosa-Soares), além do *grant* associado à sua bolsa de produtividade em pesquisa (processo 301070/2005-9).

Este trabalho é composto por um artigo submetido à revista com corpo editorial, desta parte introdutória, o capítulo referente aos métodos aplicados, um capítulo dedicado à termobarometria (que não foi incluída no artigo) e as discussões e conclusões gerais. Uma listagem das referências bibliográficas utilizadas nestes capítulos é disponibilizada no final do volume, enquanto as referências bibliográficas relativas ao artigo acompanham o mesmo. No final do volume, como anexos, encontram-se o mapa geológico compilado em escala 1:1. 000.000, as tabelas da análises geocronológicas, geoquímicas e de química mineral.

I. 1. OBJETIVOS

O Complexo Nova Venécia é uma unidade metassedimentar de alto grau, que aflora na porção leste do Orógeno Araçuaí. Esta unidade, até recentemente pouco estudada, era correlacionada com o Complexo Jequitinhonha a norte, e o Complexo Paraíba do Sul, a sul. Com a aquisição de novas informações como dados de campo e isotópicos, teve início sua delimitação e caracterização, tendo em vista sua classificação de acordo com o contexto geotectônico do Orógeno Araçuaí.

Na região de ocorrência do Complexo Nova Venécia também são observados rochas graníticas do tipo S, que englobam os granitóides sin-colisionais (Supersuíte G2) e tardi-colisionais (Suíte G3), e do tipo I; granitos pós-colisionais (Supersuíte G5). Análises campo, geoquímicas e isotópicas mostram correlações genéticas entre os granitóides tipo S e os metassedimentos, indicando que o primeiro seria fruto da anatexia do segundo. Posto isto, tem-se que a região-foco da dissertação é

um bom exemplo de crosta profunda submetida à fusão parcial; com geração de resíduo granulítico e acumulação de grande quantidade de magma granítico tipo-S.

O objetivo central desta dissertação é a caracterização de rochas metassedimentares de alto grau metamórfico (gnaisses e rochas calcissilicáticas) do Complexo Nova Venécia e episódios de geração de granitos a ele associados que ocorrem no setor meridional do domínio tectônico interno (ou núcleo cristalino) do Orógeno Araçuai e extremo norte do Orógeno Ribeira. Para tanto, além dos estudos de campo, foram realizadas análises de química mineral, litoquímicas e isotópicas (U-Pb SHRIMP, LA-ICP-MS e TIMS). A dissertação aborda ainda uma discussão acerca das possíveis fontes de calor em processos ígneos e metamórficos relacionados a zonas de retro-arco.

1.2. LOCALIZAÇÃO

A região enfocada estende-se desde o município de Ecoporanga até Guarapari, ES, sendo limitada pelos meridianos $41^{\circ}00'$ – $40^{\circ}30'$ e paralelos $18^{\circ}30'$ – $21^{\circ}00'$ (Figura 1.1). É coberta pelas cartas geológicas Ecoporanga (Castañeda *et al.* 2006), Montanha (Roncato *et al.* 2012), Mantena (Gradim *et al.* 2005), Nova Venécia (Queiroga *et al.* 2012), São Gabriel da Palha (Baltazar & Silva 2009), Linhares (Baltazar 2009), Baixo Guandu (Vieira 1993), Colatina (Tuller 1993), Afonso Cláudio (Signorelli 1993), Domingos Martins (Féboli 1993), Cachoeiro de Itapemirim (Silva 1993) e Piúma (Féboli 1993).

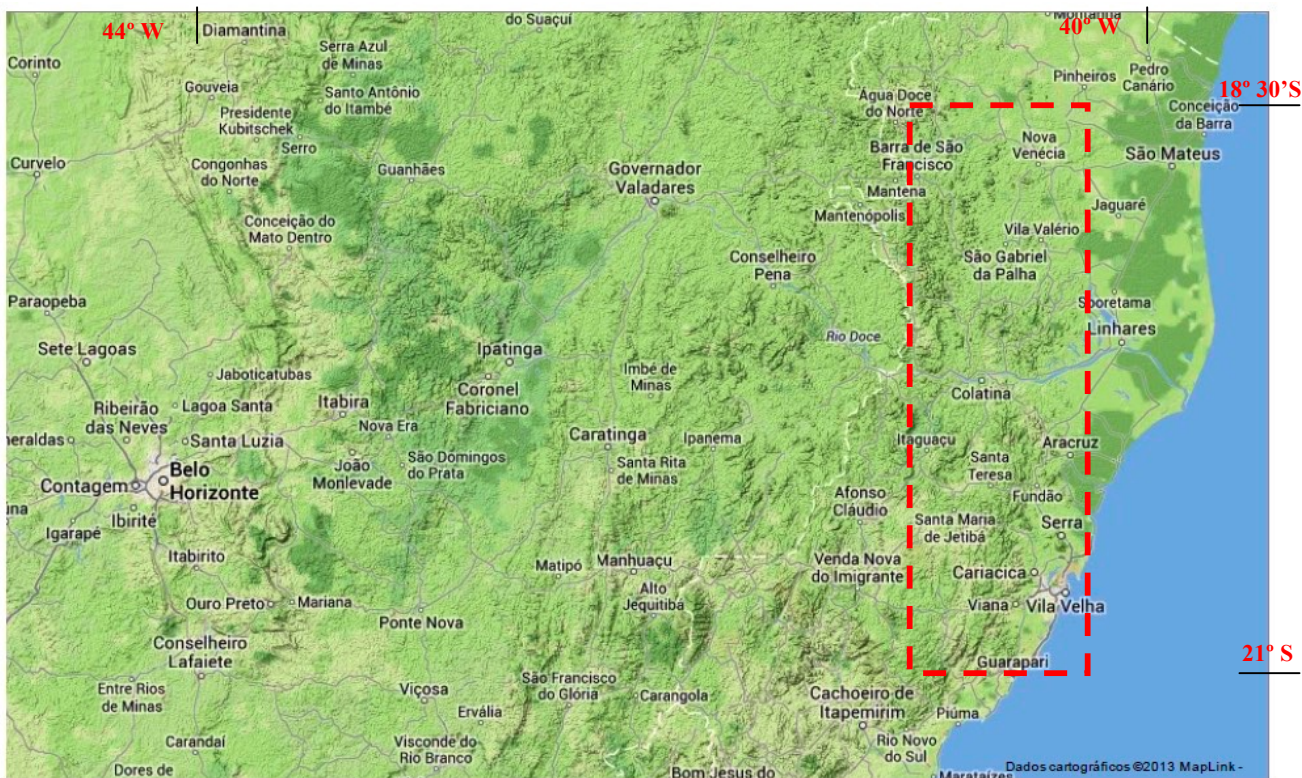


Figura 1.1. Mapa de localização da área de estudo (destacada em vermelho). Fonte: <http://maps.google.com.br>.

II. METODOLOGIA

A obtenção de dados foi dividida basicamente em três fases principais: a) levantamento e revisão do acervo geológico existente, b) trabalhos de campo e c) laboratoriais.

Estas fases, além dos recursos metodológicos empregados, são descritas a seguir.

II. 1. LEVANTAMENTO E REVISÃO DO ACERVO GEOLÓGICO PRÉ-EXISTENTE

Levantamento bibliográfico e de material cartográfico disponível sobre a região enfocada, além de publicações, teses, relatórios, mapas e outros documentos sobre geologia regional, métodos de campo, métodos de laboratório e tratamento de dados (vide citações no decorrer da tese). Esta etapa envolveu ainda interpretação de ortofotos, mapas geofísicos e imagens de satélite disponíveis para a área e compilação de dados geoquímicos de trabalhos anteriores.

II. 2. TRABALHOS DE CAMPO

Os trabalhos de campo incluíram a realização de mapeamento regional e de detalhe e coleta sistemática de material para análises geoquímicas e isotópicas. Foram efetuadas diversas campanhas ao longo do período de desenvolvimento da dissertação, totalizando aproximadamente 90 dias de trabalho de campo.

Os materiais utilizados como apoio para as etapas de campo foram:

- Relatórios (projetos de pesquisa, trabalhos de graduação, dissertações de mestrado e teses de doutorado), artigos publicados em periódicos e mapas geológicos que enfocam a região (vide citações no decorrer da tese);
- Folhas topográficas *Ecoporanga* (IBGE 1979, SE-24-Y-A-III, Carta do Brasil, escala 1:100.000), *Montanha* (IBGE 1979, SE-24-Y-B-I, Carta do Brasil, escala 1:100.000), *Mantena* (IBGE 1979, SE-24-Y-A-VI, Carta do Brasil, escala 1:100.000), *Nova Venécia* (IBGE 1979, SE-24-Y-B-IV, Carta do Brasil, escala 1:100.000), *São Gabriel da Palha* (IBGE 1979, SE-24-Y-C-III, Carta do Brasil, escala 1:100.000), *Linhares* (IBGE 1979, SE-24-Y-D-I, Carta do Brasil, escala 1:100.000), *Baixo Guandu* (IBGE 1979, SE-24-Y-C-V, Carta do Brasil, escala 1:100.000), *Colatina* (IBGE 1979, SE-24-Y-C-VI, Carta do Brasil, escala 1:100.000), *Afonso Cláudio* (IBGE 1979, SE-24-V-A-II, Carta do Brasil, escala 1:100.000), *Domingos Martins* (IBGE 1979, SE-24-V-A-III, Carta do Brasil, escala 1:100.000), *Cachoeiro de Itapemirim* (IBGE 1979, SE-24-V-A-V, Carta do Brasil, escala 1:100.000) e *Piúma* (IBGE 1979, SE-24-V-A-VI, Carta do Brasil, escala 1:100.000).

Com base nas informações de campo foram realizadas coletas sistemáticas de amostras para análises laboratoriais (litoquímica, química mineral e determinações isotópicas). As amostras foram coletadas em exposições rochosas livres de alteração intempérica.

II. 3. MÉTODOS LABORATORIAIS

II.3.1. Análises petrográficas

As lâminas delgadas foram confeccionadas no laboratório do Centro de Pesquisa Manoel Teixeira da Costa (CPMTC). O estudo petrográfico foi realizado utilizando microscópios de luz transmitida e refletida da marca Zeiss do CPMTC, com ocular de 10X e objetivas de 2,5X, 5X, 10X, 20X e 50X. A análise petrográfica destacou aspectos texturais e composicionais das rochas estudadas, que foram ilustradas por fotomicrografias em câmera digital.

Foram descritas 80 lâminas delgadas para estudos petrográficos (somadas as lâminas de paragneisse do Projeto Geologia do Brasil UFMG-CPRM, coletadas nas folhas Mantena, Ecoporanga, Nova Venécia e Montanha, no Projeto PETROBRAS-UFMG e as lâminas de amostras coletadas posteriormente).

II.3.2. Análises Isotópicas

As análises isotópicas aplicadas incluem treze datações pelo método U/Pb, sendo sete em equipamento SHRIMP, três em LA-MC-ICP-MS e três em aparelho TIMS (em zircão e monazita). O tipo de análise e de idade obtida assim como dados de cada amostra encontra-se na tabela 1.1.

Em afloramento foram coletados entre 5 e 10 kg de amostras livres de intemperismo para cada litotipo a ser datado. As amostras foram processadas pelos métodos convencionais, visando garantir completa ausência de contaminação. A britagem primária foi realizada no laboratório do CPMTC-UFMG e os fragmentos, em torno de 5 cm de aresta, foram lavados e secados. Esta brita grossa foi processada pelo Laboratório de Concentração de Minerais para Análise Isotópica (LOPAG) da Universidade Federal de Ouro Preto, em processos superlimpos de britagem, moagem, peneiramento e concentração por bateia da fração de 80 a 120 mesh.

Uma breve descrição da metodologia adotada para cada um dos três equipamentos utilizados para análises isotópicas durante esta dissertação encontra-se na Tabela 2.1.

Método U-Pb em aparelho SHRIMP

Estas análises U-Pb foram realizadas no laboratório com equipamento SHRIMP–*Sensitive High Resolution Ion Microprobe* da Australian National University (Canberra).

Tabela 2.1 – Características das amostras coletadas e análises realizadas.

AMOSTRA	Rocha	Unidade	EQUIPAMENTO			IDADE		
			SHRIMP	LA-MC-ICP-MS	TIMS	METAMÓRFICA	MÁXIMA DEPOSIÇÃO	CRISTALIZAÇÃO ÍGNEA
484	Sillimanita-cordierita-granada-biotita gnaiss	Complexo Nova Venécia	x				x	
11	Sillimanita-cordierita-granada-biotita gnaiss	Complexo Nova Venécia	x				x	
479	Tonalito	Batólito Baixo Guandu, Supersuíte G1	x					x
475	Biotita-granada granito	Supersuíte G2	x					x
66A	Biotita-granada granito	Suíte Ataléia - Supersuíte G2		x				x
66B	Biotita-granada granito	Suíte Carlos Chagas - Supersuíte G2		x				x
472	Biotita-granada granito	Suíte Carlos Chagas - Supersuíte G2	x			x		
1403	Biotita-granada granito	Suíte Carlos Chagas - Supersuíte G2			x	x		x
21	Leucogranito	Suíte Carlos Chagas - Supersuíte G2	x					x
66C	Leucogranito	Supersuíte G3		x				x
1402	Leucogranito	Supersuíte G3			x	x		x
470	Charnockito	Suíte Aimorés, Supersuíte G5	x					x
1451	Hornblenda-biotita granito	Suíte Aimorés, Supersuíte G5			x			x

Este estudo foi realizado em amostras de paragneisses, charnockito, leucogranito e granitóides foliados a gnaissificados, atribuídos ao Complexo Nova Venécia, Supersuíte G1, G2, G3 e G5 (Tabela 2.1). As amostras coletadas foram processadas pelos métodos convencionais com britagem, moagem, peneiramento e concentração da fração de 80# a 120#. A separação dos grãos de zircão foi feita de forma manual, com auxílio de lupa binocular, no CPMTIC-IGC-UFMG. Foram recolhidos aproximadamente 10 kg de cada amostra. Cerca de 100 cristais foram coletados da fração menos magnética de zircão. Posteriormente, esta fração foi moldada em padrão de 25 cm e polida. A montagem é primeiramente revestida de carbono para obtenção de imagens de elétrons retroespalhados (BSE) e catodoluminescência (CL), tais imagens foram obtidas na *Electron Microscopy Unit Research School of Biological Sciences* da ANU, em microscópio eletrônico

Hitachi S-2250N, sob condições de aceleração de voltagem de 15kV, corrente de 10 nA e foco de 15 mm. O *mount* é levemente repolido em seguida e revestido por uma fina camada de ouro para análise SHRIMP.

As análises isotópicas U-Pb foram obtidas em aparelho SHRIMP II seguindo o procedimento descrito por Compston *et al.* (1984, 1992) e a rotina operacional descrita por Smith *et al.* (1998). Concentrações de urânio, chumbo e tório foram referenciadas para o zircão-padrão TEMORA (Black *et al.* 1986). Uma determinação do padrão foi obtida para cada três análises de amostras desconhecidas. Cada *spot* tem diâmetro aproximado entre 25 e 30 μm .

As tabelas com os dados analíticos das amostras mencionadas acima se encontram no Anexo 2 e os resultados são apresentados no artigo *From sedimentation to granite generation in a hot back-arc zone (Araçuaí orogen, SE Brazil)* (Capítulo 6).

Duas amostras (484 e 11) tiveram seus dados analisados em conjunto devido à sua elevada homogeneidade composicional e petrográfica. Ambas são sillimanita-cordierita-granada-biotita gnaiss com hercynita do Complexo NovaVenécia, a amostra 11 está localizada nos arredores de Nova Venécia (UTM: 359156E / 7928950N) e foi analisada previamente por Noce *et al.* (2004), revelando idade máxima de sedimentação de 608 ± 18 Ma (recalculado por Pedrosa-Soares *et al.* 2008). A amostra 484 foi coletada em afloramento dentro da cidade de Colatina, no estacionamento do Posto / Hotel São Miguel (Saída para Santa Teresa, UTM: 328388/7838456). As duas amostras apresentam bandamento metamórfico marcado pela alternância de bandas ricas em biotita, granada, cordierita e sillimanita, e bandas quartzo-feldspáticas. A hercynita ocorre como mineral acessório e sempre relacionada à magnetita e cordierita. Zircão e apatita também são acessórios.

Método U-Pb em equipamento LA-MC-ICP-MS

Este estudo foi realizado em amostras típicas das suítes Ataléia, Carlos Chagas e G3 que ocorrem no ponto 66 (Tabela 2.1). Deste afloramento foram obtidas as idades ígneas e do metamorfismo do granito Ataléia, idade ígnea para o granito Carlos Chagas e para o leucogranito G3.

As amostras coletadas foram processadas pelos métodos convencionais, com britagem, moagem, peneiramento e concentração da fração de 80# a 120#. A separação dos grãos de zircão para análise foi feita por catação manual com auxílio de lupa binocular, no CPMTCC-UFMG. Para as amostras de granitos foliados das suítes Ataléia (66A) e Carlos Chagas (66B) a fração menos magnética do concentrado de minerais pesados foi separada pelo emprego de equipamento Frantz do CPMTCC-UFMG.

Foram selecionados 150 cristais de zircão de cada amostra com auxílio de lupa na fração menos magnética do concentrado. Os cristais de zircão puro foram enviados para o Laboratório de

Geologia Isotópica da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, onde foram montados em resina para imageamento em MEV e realização das análises isotópicas pelo método U-Pb em equipamento LA-MC-ICP-MS. Todos os zircões foram montados em uma seção circular de araldite com 2,5 cm de diâmetro e polidos até que ficassem expostos. Imagens foram obtidas com utilização de microscópio ótico (Leica MZ 125) e microscópio eletrônico de varredura (Jeol JSM 5800). Os grãos de zircões foram datados com Microsonda a Laser (New Wave UP213) acoplado a um MC-ICP-MS (Neptune), do Laboratório de Geologia Isotópica da UFRGS. Dados isotópicos foram adquiridos pelo modo estático com tamanho do feixe Laser. Fracionamentos de elementos por indução do Laser e discriminação de massa instrumental foram corrigidos com a utilização do padrão de referência de zircão GJ-1 (Jackson *et al.* 2004). Erros externos foram calculados com a propagação do erro das medidas individuais do padrão GJ-1 e das medidas individuais de cada amostra de zircão, ou spot. O tratamento dos dados isotópicos e cálculo da idade foram feitos pelo programa ISOPLOT/Ex (Ludwig 2003).

As análises isotópicas U-Pb foram obtidas em aparelho LA-MC-ICP-MS, seguindo o procedimento e rotina operacional descritos por Chemale Jr. *et al.* (2012).

As tabelas dos dados analíticos encontram-se no Anexo 2 e os resultados são apresentados no artigo *From sedimentation to granite generation in a hot back-arc zone (Araçuaí orogen, SE Brazil)* (Capítulo 6).

Método U-Pb em equipamento TIMS

Foram analisadas três amostras pelo método ID-TIMS: um granada-biotita granito Carlos Chagas foliado (1403, entre Cotaxé e Santa Luzia do Norte, ES), com análises em zircão e monazita, um granada leucogranito G3 (1402, UTM: a sudoeste de Cotaxé, ES), também com análises em zircão e monazita, e um hornblenda-biotita granito G5 (1451, zircão, intrusão a oeste de Cotaxé, ES).

Os métodos descritos para separação e diluição isotópica são utilizados na rotina do Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília, onde as amostras citadas foram analisadas.

Os concentrados minerais são obtidos a partir de britagem e moagem de cerca de 10 kg de amostra, resultando em fração de granulação inferior a 500 mesh. Após concentração hidrodinâmica dos minerais pesados, utiliza-se um separador magnético Frantz na posição vertical, calibrado com diferentes amperagens para separar os minerais ferro-magnesianos. Os concentrados de zircão e monazita constituem a fração não magnética da corrente superior a 2,2 A. As frações minerais são analisadas em lupa binocular, a fim de selecionar os grãos de inclusões e separar populações distintas do mesmo mineral.

Para as análises de U/Pb por diluição isotópica, as frações são dissolvidas em microcápsulas de Teflon, com o uso de HF e HNO₃ concentrados e bi-distilados, na proporção de 4:1. Adiciona-se um traçador misto ²⁰⁵Pb/ ²³⁵U. A separação cromatográfica de U e Pb baseia-se no procedimento descrito por Krogh (1973), com algumas modificações realizadas no Laboratório de Geocronologia da UnB.

As frações de U e Pb são depositadas em filamentos de Re com uso de H₃PO₄ e sílica gel. As análises isotópicas são analisadas no espectômetro Finnigan MAT-262, equipado com multiplicadora de elétrons secundários (SEM). O branco laboratorial para as análises de Pb é inferior a 10 pg. Para o tratamento dos resultados e cálculo das idades utilizam-se os programas PBDAT (Ludwig 1993) e ISOPLOT/Ex (Ludwig 2003). Os erros das razões isotópicas são apresentados com uma precisão de 1σ.

As tabelas dos dados analíticos encontram-se no Anexo 2 e os resultados são apresentados no artigo *From sedimentation to granite generation in a hot back-arc zone (Araçuaí orogen, SE Brazil)* (Capítulo 6).

Método Sm-Nd

Análises Sm-Nd de rocha total e granadas foram realizadas no Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo-USP), de acordo com os procedimentos descritos por Sato *et al.* (1995). Os dados foram obtidos no espectômetro de massa multi-collector MAT262. As razões ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd foram normalizadas a 0.7219. As razões ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd de La Jolla e BRC-1, medidas no laboratório, são 0.511849±0.000025 (1σ) e 0.512662±0.000027 (1σ), respectivamente. *Blanks* para Sm e Nd são 100 e 120 pg, respectivamente.

As tabelas dos dados analíticos encontram-se no Anexo 2 e os resultados são apresentados no artigo *From sedimentation to granite generation in a hot back-arc zone (Araçuaí orogen, SE Brazil)* (Capítulo 6).

II. 3. 3. Litoquímica

Foi realizada caracterização geoquímica de cinquenta e seis amostras de granitos e gnaisses, com base em análises de elementos maiores e traços. As análises químicas de rocha total foram realizadas pelo Laboratório AcmeLabs – ACME Analytical Laboratories Ltd. (Canadá). Os resultados das análises encontram-se no corpo do texto. Todas as amostras passaram pelos processos de britagem e secagem convencionais, no CPMTC-IGC/UFGM. Em seguida foram enviadas para o laboratório ACME, onde foram moídas e preparadas para análises de elementos maiores e traços. Os métodos utilizados para as análises quantitativas foram: (i) ICP-ES (*Inductively Coupled Plasma Emission Spectrometric*), com fusão da amostra por metaborato de lítio e digestão

com HNO₃, para os óxidos maiores e elementos menores; (ii) ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma Mass Spectroscopy*), com fusão da amostra por metaborato/tetraborato de lítio e digestão com água régia (apenas metais-base), para elementos traços e terras raras. Os diagramas de distribuição dos elementos maiores, traços e terras raras foram obtidos pelos programas Geoplot (Zhou & Li 2006) e Excel 2007. Os dados de elementos terras raras dos gnaisses e granitóides foram normalizados em relação ao condrito de Sum & McDonough (1989).

As normalizações utilizadas para diagramas de elementos terras raras encontram-se devidamente identificadas em suas respectivas legendas. Dados compilados para fins comparativos terão fonte devidamente identificadas no corpo do texto.

As tabelas dos dados analíticos encontram-se no Anexo 2 e os resultados são apresentados no artigo *From sedimentation to granite generation in a hot back-arc zone (Araçuaí orogen, SE Brazil)* (Capítulo 6).

II.3.4. Química Mineral

As análises foram realizadas em microsonda eletrônica JEOL JXA8900 RL no Laboratório de Microscopia e Microanálises do consórcio Física-Geologia-Química/UFMG – CDTN/CNEM. A metodologia utilizada está descrita em Holand & Powell (1990). O feixe de elétrons foi fixado em 15 kV/20 nA e as correções ZAF matriz comum foram aplicadas. Foram obtidas de três a dez análises pontuais em cada cristal utilizando a mesma rotina para cada mineral. As microanálises foram realizadas em granada, biotita, plagioclásio, feldspato potássico, cordierita e espinélio presentes em 3 amostras de gnaisses paraderivados.

Os cálculos geotermobarométricos foram realizados com base nas associações granada-biotita, plagioclásio-granada-biotita, plagioclásio-granada-biotita-cordierita e plagioclásio-granada-biotita-cordierita-espinélio, sin-cinemáticas a foliação principal com análises de núcleos e bordas. Tais cálculos foram realizados utilizando as microanálises dos silicatos citados, através do software TWQ 2.03 (Berman 1988, 1991).

As tabelas com dados analíticos encontram-se no Anexo 2.

As abreviações para minerais seguem Whitney & Evans (2010).

III. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

Neste capítulo apresenta-se uma compilação de trabalhos anteriores que abordam a geologia da região focalizada na presente dissertação de mestrado, ou seja, setor meridional do Orógeno Araçuaí entre os paralelos 18°30' e 21°00' S (Figura 3.1). Na compartimentação do Orógeno Araçuaí, a região enfocada encontra-se no domínio tectônico interno que representa o núcleo do orógeno, onde se situam o arco magmático pré-colisional e bacias relacionadas, o metamorfismo varia de médio a alto grau e são comuns os representantes dos episódios de plutonismo sincolisional a pós-colisional (Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos 2000, Pedrosa-Soares *et al.* 2001, 2008, Alkmim *et al.* 2006, Novo *et al.* 2010).

III. 1. ARCABOUÇO GEOTECTÔNICO

A Faixa de Dobramentos Araçuaí (Almeida 1977), foi redefinida como orógeno por Pedrosa-Soares & Noce (1998), e é interpretado como a contraparte brasileira do Orógeno Araçuaí – Congo Ocidental. Este orógeno, que compõe a porção norte da Província Mantiqueira, se estende desde a borda leste do Cráton do São Francisco até o Oceano Atlântico (Figura 3.1), entre os paralelos 15°S e 21°S, e representa a cadeia de montanhas resultante da inversão tectônica das bacias que se desenvolveram em uma reentrância oceânica delimitada pelo Cráton São Francisco-Congo, do Neoproterozóico ao Cambriano (Pedrosa-Soares *et al.* 2001).

O Orógeno Araçuaí faz parte do sistema orogênico brasileiro-panafricano (Trompette 1994, 1997, Brito-Neves & Cordani 1991), caracterizado por Pedrosa-Soares *et al.* (2001) como um orógeno confinado por ter evoluído, desde sua fase de bacia, no interior da reentrância do crátons do São Francisco-Congo, limitado a norte pela ponte cratônica Bahia-Gabão (Pedrosa-Soares *et al.* 2003).

O Orógeno Araçuaí é dividido nos domínios tectônicos externo e interno. O domínio externo é caracterizado pelo transporte tectônico para oeste e para norte, em direção ao Cráton do São Francisco, metamorfismo de fácies xisto verde a anfíbolito baixo e ausência de magmatismo orogênico. O domínio interno é considerado o núcleo metamórfico-anatético do orógeno, onde o metamorfismo atinge fácies granulito. Neste domínio encontra-se também a zona de sutura com remanescentes oceânicos e o arco magmático cálcio-alcalino. A parte ocidental do domínio interno registra transporte tectônico predominantemente para sudoeste, enquanto na região oriental, registra-se transporte para leste, em particular no extremo leste de Minas Gerais e norte do Espírito Santo (Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos 2000, Pedrosa-Soares *et al.* 2001, 2006b, Alkmin *et al.* 2006).

A região de estudo desta dissertação encontra-se no domínio tectônico interno do Orógeno

Araçuaí, em sua porção oriental, onde o transporte tectônico é para leste e o grau de metamorfismo varia entre as fácies anfibolito alto e granulito.

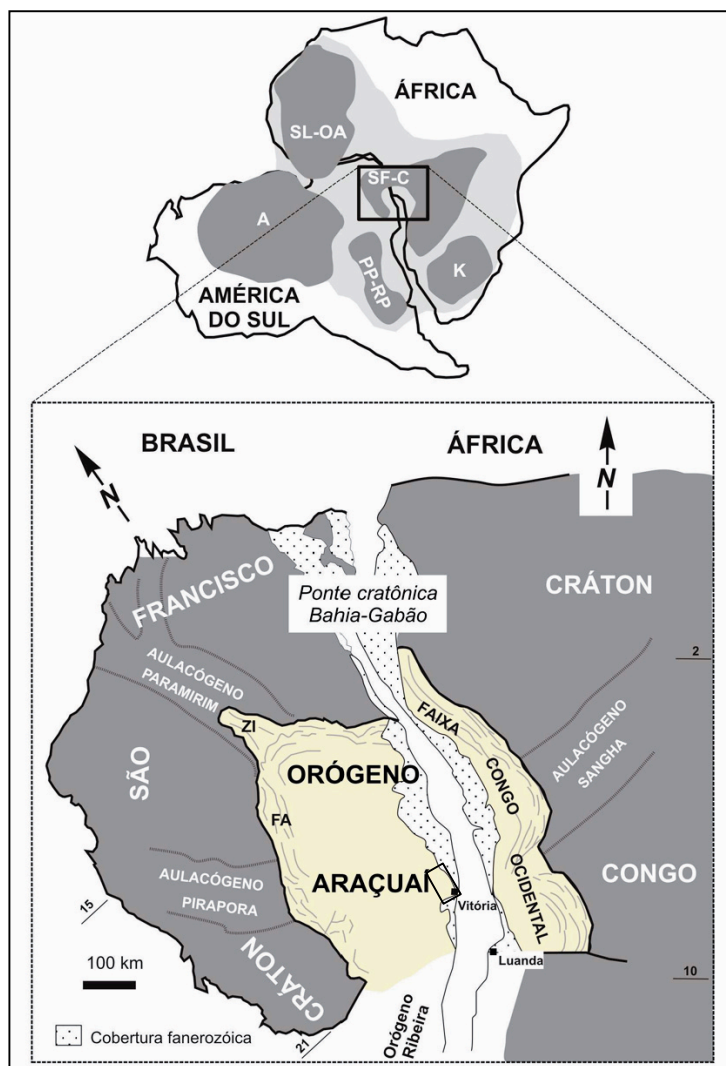


Figura 3.1. O Orógeno Araçuaí na região central do Paleocôntinente Gondwana. FA; traços estruturais da Faixa de Dobramentos Araçuaí (*sensu* Almeida 1977), ZI; zona de interferência do Orógeno Araçuaí com o Aulacógeno do Paramirim. Crátons: A - Amazônico, K - Kalahari, PP-RP - Paraná-Parapanema-Rio de La Plata, SF-C - São Francisco-Congo, SL-AO - São Luís-Oeste Africano. O Orógeno Araçuaí na porção central do Paleocôntinente Gondwana. (Pedrosa-Soares *et al.* 2007, modificado de Alkmim *et al.* 2006). Em vermelho, a área aproximada de estudo.

III.2. SÍNTESE DA ESTRATIGRAFIA REGIONAL

A estratigrafia regional do Orógeno Araçuaí está ilustrada na Figura 3.2. Este capítulo aborda apenas as unidades regionais que interessam diretamente à área de estudos desta dissertação.

III.2.1. Complexos Paraíba do Sul e Nova Venécia

O Complexo Paraíba do Sul (aqui denominado de acordo com Silva *et al.* (1987), na região de estudo, é composto por uma sequência proterozóica de rochas supracrustais de características vulcanossedimentares, intensamente migmatizadas e granitizadas (Féboli 1993). No Projeto

Cachoeiro de Itapemerim - CPRM, Tuller (1993) dividiu esta sequência em três domínios: o domínio marinho proximal, para a área a oeste do Complexo Paraíba do Sul, representado pela alternância de gnaisses aluminosos, quartzitos e rochas calcissilicáticas. Nas porções central e sudoeste destacam-se uma plataforma carbonática (representada por expressivos corpos de mármore na região de Cachoeiro de Itapemerim) e uma grande quantidade de lentes anfíbolíticas, sugerindo posição mais proximal também em relação ao magmatismo básico (Signorelli 1993). Na parte leste da área, o conjunto monótono de gnaisses aluminosos e calcissilicáticas, com registros esparsos de quartzitos e anfíbolito representaria o domínio marinho distal.

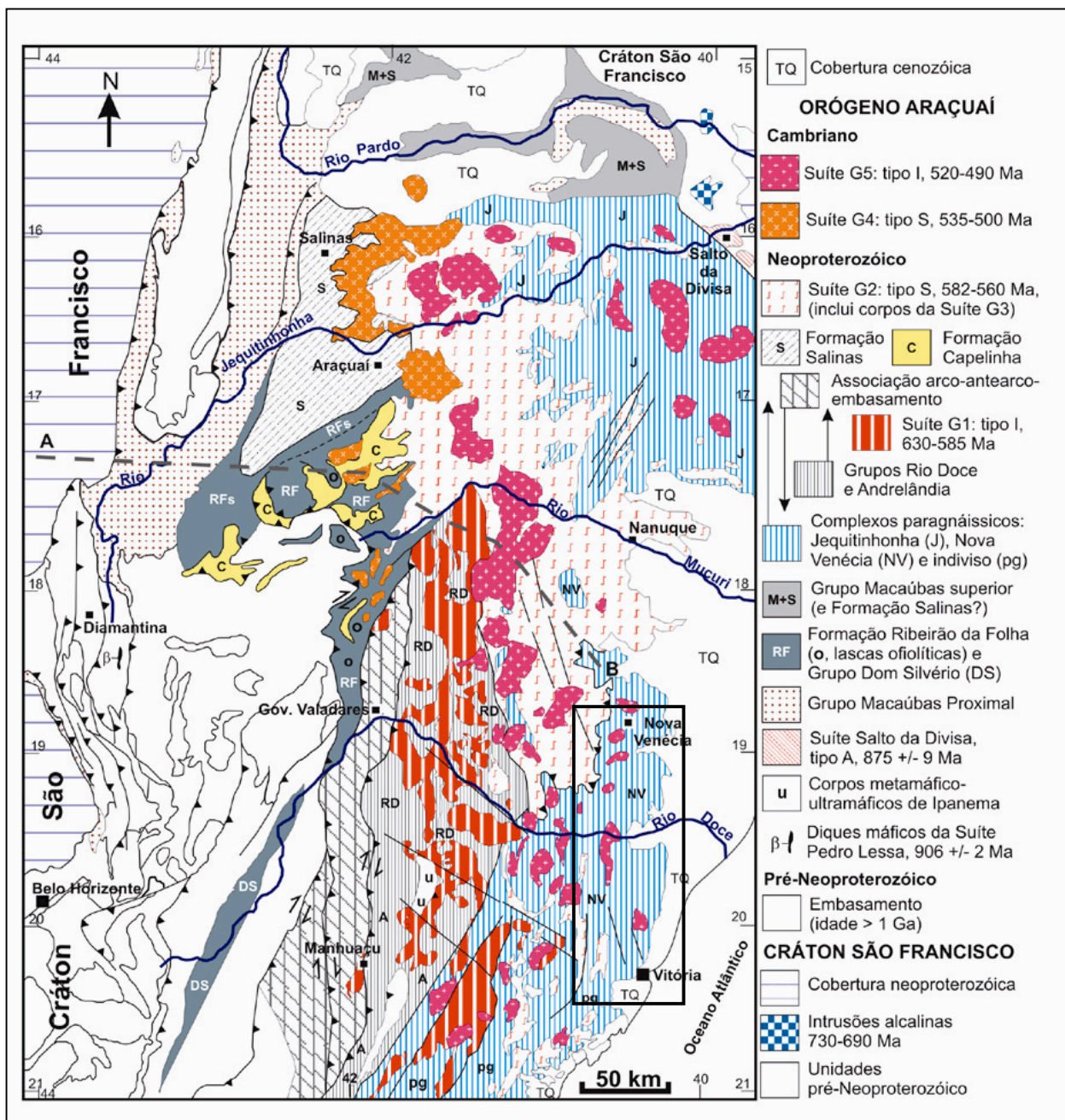


Figura 3.2. Mapa geológico do Orógeno Araçuaí (Pedrosa-Soares *et al.* 2007). Área de estudo delimitada em vermelho.

Pedrosa Soares *et al.* (2006a) denominaram esta porção distal de Complexo Nova Venécia e descrevem o litotipo predominante nos arredores da cidade homônima como paragneisses ricos

em biotita, granada, cordierita e/ou sillimanita, com lentes de rocha calcissilicática. Zircões detríticos destes gnaisses foram datados em 608 ± 18 Ma (Pedrosa-Soares *et al.* 2008, Noce *et al.* 2004), interpretada como idade máxima de sedimentação, e tendo como provável fonte o arco magmático do Orógeno Araçuaí (Noce *et al.* 2004). O alto grau metamórfico e o episódio de fusão parcial são sin-cinemáticos com foliação regional, e aconteceram em torno de 580 Ma-570 Ma (Munhá *et al.* 2005, Pedrosa-Soares *et al.* 2006b).

III.2.2. Grupo Rio Doce

O Grupo Rio Doce é uma unidade metavulcanossedimentar associada ao arco magmático homônimo, situado no domínio interno do Orógeno Araçuaí (Vieira 2007, Pedrosa Soares *et al.* 2011). Regionalmente, o Grupo Rio Doce inclui duas grandes sucessões: na base, uma associação dominada por metapelitos e metawackes, com intercalações de rochas calcissilicáticas, metavulcânicas e metavulcanoclásticas (formações Palmital do Sul, Tumiritinga e São Tomé), e, no topo, sustentando partes altas do relevo, pacotes ricos em quartzito (Formação João Pinto). Uma detalhada abordagem da evolução do conhecimento sobre o Grupo Rio Doce encontra-se em Vieira (2007), cujo ordenamento litoestratigráfico é aqui adotado.

A Formação Palmital do Sul é composta por mica xistos e gnaisses, com intercalações de quartzito micáceo e/ou arcoseano e de calcissilicáticas. Esta formação apresenta ainda rochas metavulcânicas (metadacito) intercalados com o xisto. A Formação Tumiritinga contém mica xistos, gnaisses e rochas metavulcanoclásticas. A Formação São Tomé consiste, essencialmente, de xistos com proporções variadas de quartzo, micas e plagioclásio, sem indícios de fusão parcial. Ocorrem esparsas intercalações delgadas de rocha calcissilicática e mármore. A Formação João Pinto é constituída de quartzito puro, micáceo e/ou feldspático, com raras intercalações de mica-quartzito xisto e rocha calcissilicática.

O Grupo Rio Doce representaria, em termos de ambiente tectônico, parte da seção supracrustal, vulcanossedimentar, do arco magmático pré-colisional e, também, bacias diretamente relacionadas a este arco (Vieira 2007).

III.2.3. Supersuíte G1

O estágio pré-colisional, ou acrescionário, engloba os processos relacionados à edificação de arcos magmáticos cálcio-alcálicos. Neste estágio foi gerada a Supersuíte G1 do Arco Rio Doce, no Orógeno Araçuaí, em margem continental ativa, num espaço de tempo relativamente curto (630–585 Ma; Pedrosa-Soares *et al.* 2011).

A Supersuíte G1 do Arco Rio Doce é constituída por granitóides do tipo I, predominantemente de composição tonalítica e granodiorítica, com frequentes encraves e/ou fácies dioríticas a gabróicas, que têm diversos nomes locais (*e.g.*, suítes Galiléia, São Vitor, Divino). Em alguns plútons G1 são abundantes os termos correspondentes à série charnockítica, desde charnockito *s.s.* a norito, sugerindo *emplacement* em níveis crustais mais profundos. A foliação regional está impressa nos granitóides G1, bem como nos seus encraves que, geralmente, também estão estirados. Apresentam uma ampla gama de estruturas e texturas, podendo ocorrer com trama gnáissica, foliada, milonítica, migmatítica, ou livres de deformação, metamorfismo e/ou fusão parcial, com feições ígneas muito bem preservadas. O grande acervo de dados geoquímicos disponíveis na literatura mostra que os granitóides G1 compõem uma série cálcio-alcalina predominantemente de médio a alto potássio, metaluminosa, originada em ambiente de arco vulcânico de margem continental, no estágio orogênico pré-colisional. Os dados isotópicos Rb-Sr e Sm-Nd, bem como a presença de zircões herdados, indicam magmas híbridos, formados pela interação de magma mantélico com o embasamento continental paleoproterozóico. Metamorfismo e fusão parcial relacionados à tectônica colisional estão registrados não somente por feições petrográficas e estruturais nas mais diversas escalas, mas também por idades U-Pb de bordas de recristalização em zircão e cristais neoformados deste mineral, além de titanita e monazita (*e.g.*, Gonçalves 2009, Gonçalves *et al.* 2010, Nalini-Júnior 1997, Nalini-Júnior *et al.* 2000, 2005, 2008, Noce *et al.* 2000, Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos 2000, Pinto *et al.* 2001, Pedrosa-Soares *et al.* 2001, 2008, 2011, Martins *et al.* 2004, Silva *et al.* 2005, 2011, Petitgirard *et al.* 2009, Novo *et al.* 2010, Mondou *et al.* 2012).

III.2.4. Supersuíte G2

Durante o estágio colisional do Orógeno Araçuaí formou-se um enorme volume de granitóides a partir da fusão parcial de diferentes protólitos. O plutonismo colisional do tipo S originou-se principalmente pela anatexia de paragneisses, ao passo que processos de fusão parcial sobre os arcos magmáticos cálcio-alcalinos, tanto paleoproterozóicos quanto neoproterozóicos, resultaram em granitóides colisionais do tipo I (Pedrosa-Soares *et al.* 2001, 2011, Duarte *et al.* 2003, Heilbron *et al.* 2003, 2004, Silva *et al.* 2011).

Os produtos da granitogênese G2 na região enfocada são representantes da Supersuíte G2 (Pedrosa-Soares *et al.* 2006a e b; Castañeda *et al.* 2006) do Orógeno Araçuaí. Esta unidade reúne suítes, batólitos e outros corpos graníticos do tipo S, que foram afetados pela deformação dúctil regional do estágio colisional do Orógeno Araçuaí (Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos 2000; Pedrosa-Soares *et al.* 2001, 2005). O acervo de dados geocronológicos indica que a Supersuíte G2

teve origem no intervalo 585-560 Ma (e.g., Nalini-Junior *et al.* 2000; Noce *et al.* 2000; Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos 2000; Pedrosa-Soares *et al.* 2001, 2005; Silva *et al.* 2002, 2005; Heilbron *et al.* 2004; Martins *et al.* 2004, Roncato *et al.* 2007). Silva *et al.* (2002) obtiveram a idade de 573 ± 5 Ma (zircão, U-Pb SHRIMP) para granito foliado da Suíte Nanuque, representante da granitogênese G2 próximo ao limite norte da área de estudo.

Na região enfocada, os representantes da Supersuíte G2 são englobados nas suítes Ataléia, Carlos Chagas e Montanha, cujas denominações foram aplicadas a partir das definições de Silva *et al.* (1987) e Pinto *et al.* (2001).

Pinto *et al.* (1997) denominou informalmente de Granito Ataléia os litotipos relacionados aos granitos sintectônicos. Em trabalhos anteriores, estas rochas integravam o Complexo Granitóide (Fontes *et al.* 1978), ou o Complexo Medina (Silva *et al.* 1987). Esta unidade se estende desde os arredores da cidade de Carlos Chagas, extremo leste de Minas Gerais, até a região centro norte do Espírito Santo. Esta suíte é composta por biotita granito e granada-biotita granito, foliados, cujo contato com os gnaisses do Complexo Nova Venécia pode ser tanto transicional quanto tectônico (Pedrosa-Soares *et al.* 2006b). Noce *et al.* (2000) dataram a Suíte Ataléia, nos arredores da cidade homônima, em 591 ± 5 Ma.

As rochas da Suíte Carlos Chagas foram cartografadas por Fontes *et al.* (1978) como pertencentes ao Complexo Granitóide e parte do Complexo Gnáissico Kinzigítico, ambos pertencentes a Associação Barbacena/Paraíba do Sul. Silva *et al.* (1987) incluiu estas rochas no Complexo Medina. No mapa geológico de Minas Gerais (Pedrosa-Soares *et al.* 1994), esta suíte foi cartografada dentro do Complexo Juiz de Fora. Pinto *et al.* (1997) utilizou o nome Leucogranito Carlos Chagas para denominar as rochas graníticas, predominantemente leucocráticas, de granulação grossa com estrutura *augen*, normalmente foliadas, por vezes dobradas, que se estendem desde a Folha Águas Formosas (Fontes 1997) até a Folha São Gabriel da Palha (Baltazar *et al.* 2010). Roncato *et al.* (2007) dataram esta rocha, nos arredores de Nova Venécia, em 575 ± 5 Ma.

III.2.5. Suíte G3

A Suíte G3, composta por granitóides do tipo-S, teve origem no estágio tardi a pós-colisional do Orógeno Araçuaí (Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos 2000, Pedrosa-Soares *et al.* 2001, 2005). A rocha típica (mas não exclusiva) desta suíte é um leucogranito com granada e/ou cordierita, livre da foliação Sn. Silva *et al.* (2005) apresentam idade *ca.* 532 Ma (U-Pb TIMS, zircão) para um corpo de leucogranito G3 que corta a Suíte Nanuque, próximo ao limite norte da área aqui enfocada. Dados geotermobarométricos indicam temperatura em torno de 800°C a 5 kb, para a cristalização deste leucogranito G3. Este valor de temperatura é significativamente superior

ao intervalo 640-680°C, registrado pelas suítes G2 (Castañeda *et al.* em preparação).

Um novo reaquecimento da crosta gnáissica/granulítica resultou em um metamorfismo retrógrado, abaixo da fácies anfíbolito alto - granulito, com fusão parcial, gerando a suíte G3. O metamorfismo retrógrado é registrado pela reposição da sillimanita pela cordierita e do piroxênio pela biotita (Sluitner & Weber-Diefenbach 1989) e pelo desenvolvimento de texturas de simplectito e coroníticas nas rochas granulíticas (Wiedemann *et al.* 1997).

III.2.6. Supersuíte G5

Na área de estudo esta supersuíte é representada pela Suíte Intrusiva Aimorés. Silva *et al.* (1987) assim denominaram as rochas charnockíticas que ocorrem nas imediações da cidade de Aimorés, MG, como batólitos isolados, distribuídos até a cidade de Padre Paraíso, MG.

A Supersuíte G5 é constituída de intrusões graníticas do tipo I, livres da foliação regional, cuja ocorrência se limita ao núcleo do orógeno. Estas intrusões podem conter fácies charnockíticas (tipo Padre Paraíso) e enderbíticas. Na porção sul do orógeno, em decorrência da exposição de nível crustal mais profundo, são comuns os plútons zonados que mostram núcleos (raízes) de composição básica. A composição predominante das intrusões G5 varia de granito a sienogranito, geralmente porfíritico a sub-porfíritico, com frequentes enclaves máficos e eventuais xenólitos de rocha encaixante. Feições de *migling* e *mixing* de magmas são comuns. A assinatura geoquímica das intrusões é cálcio-alcalina de alto potássio e alto ferro. Os plútons G5, particularmente aqueles que se situam na porção norte do orógeno, são fontes de pegmatitos ricos em água-marinha e topázio (De Campos *et al.* 2004, Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos 2000, Wiedemann *et al.* 1997, Wiedemann 1993, Fernandes 1991). Outras denominações locais desta suíte são Caladão, Guaratinga, Medina, Padre Paraíso, Pedra Preta, Santa Angélica e entre outras.

Datações U-Pb nas rochas da suíte G5 indicam que ambas as fácies (granítica e charnockítica) fazem parte do mesmo episódio magmático. O hornblenda-biotita granito da intrusão de Cotaxé foi datado em 492 ± 9 Ma (zircão, U-Pb TIMS; Medeiros *in* Castañeda *et al.* 2006).

O estágio pós-colisional (520-490 Ma) oferece evidências marcantes do colapso distensional do Orógeno Araçuaí (Pedrosa-Soares & Wiedmann-Leonardos 2000, Pedrosa-Soares *et al.* 2001). No domínio tectônico externo, a clivagem de crenulação íngreme que mergulha para oeste e corta a foliação regional é a principal estrutura originada por este colapso (Marshak *et al.* 2006).

III.3. MODELO EVOLUTIVO DO ORÓGENO ARAÇUAÍ

Diversos estudos sobre a evolução do Orógeno Araçuaí foram desenvolvidos desde a

década de 1970. Almeida (1977) definiu a Faixa Araçuaí como um ortogeossinclinal alpinótipo desenvolvido a sudeste do Cráton do São Francisco durante o Ciclo Brasileiro.

A correlação entre o Orógeno Araçuaí e o Congo Ocidental foram propostas por vários autores, interpretando-os como contrapartes de um mesmo orógeno ensialítico desenvolvido durante o Brasileiro (Litwinski 1985, Siga Jr. 1986, Trompette 1994, 1997, Brito-Neves & Cordani 1991, Uhlein *et al.* 1998).

Pedrosa-Soares *et al.* (1992,1998) questionam o caráter exclusivo ensialítico do Orógeno Araçuaí, baseando-se na caracterização de uma unidade metavulcanossedimentar típica de assoalho oceânico, a Formação Ribeirão da Folha, e nas lascas tectônicas de rochas metaultramáficas encaixadas nesta formação.

Pedrosa-Soares *et al.* (1998, 2001) e Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos (2000) apresentam um modelo evolutivo para o Orógeno Araçuaí - Congo Ocidental fundamentado em três evidências principais: identificação do magmatismo bimodal típico de rifte continental, identificação de associações típicas de remanescentes oceânicos e presença de magmatismo orogênico.

Pedrosa-Soares *et al.* (2001, 2003) definem um novo tipo de orógeno: o orógeno confinado, e consideram o Orógeno Araçuaí - Congo Ocidental como um exemplo de idade neoproterozóica.

Alkmin *et al.* (2003) propõem um modelo denominado “tectônica quebra nozes” para explicar o início do processo de subducção que culminou com o fechamento da bacia Macaúbas (Figura 3.3). Segundo estes autores, seria necessário que a subducção e o fechamento fossem “forçados”, induzido por ação à distância, como por exemplo, a convergência dos paleocontinentes Amazônia e Rio de La Plata contra a paleopenínsula São Francisco.

O modelo evolutivo sumarizado a seguir baseia-se nos trabalhos de Pedrosa-Soares *et al.* (2007, 2008). De acordo com estes autores, a evolução do Orógeno Araçuaí pode ser dividida em duas partes: a evolução da bacia precursora e os estágios orogênicos (Figura 3.4).

Os principais estágios evolutivos da bacia precursora são:

- (i) Rifte continental (associação rudito-arenito- pelito com magmatismo bimodal tipo A), desenvolvido entre *ca.* 906 Ma – 875 Ma.
- (ii) Margem continental passiva (associação arenito-pelito-carbonato, turbiditos arenopelíticos, magmatismo ausente) e oceânica (rochas magmáticas ofiolíticas, sedimentação pelágica e químico-exalativa), desenvolvidas entre *ca.* 864 Ma-648 Ma.

Os estágios orogênicos são:

- iii) Pré-colisional (subducção de litosfera oceânica ativa, geração de arco magmático

cálcio-alcalino), representado pela suíte granítica G1, de idade *ca.* 630 Ma- 585 Ma.

iv) Sin-colisional (interação direta entre as partes em colisão, clímax da tectônica tangencial ou “horizontal”, espessamento crustal, fusão parcial e geração de magma tipo S), cuja representante é a suíte G2 (582 – 560 Ma),

v) Tardi-colisional (tectônica tangencial cessante, escapes laterais, geração de granito S por fusão parcial sob decompressão adiabática) e,

vi) Pós-colisional (colapso gravitacional, plutonismo tipo I e A2) representada pelas suítes G4 (535 – 500 Ma) e G5 (520 – 480 Ma).

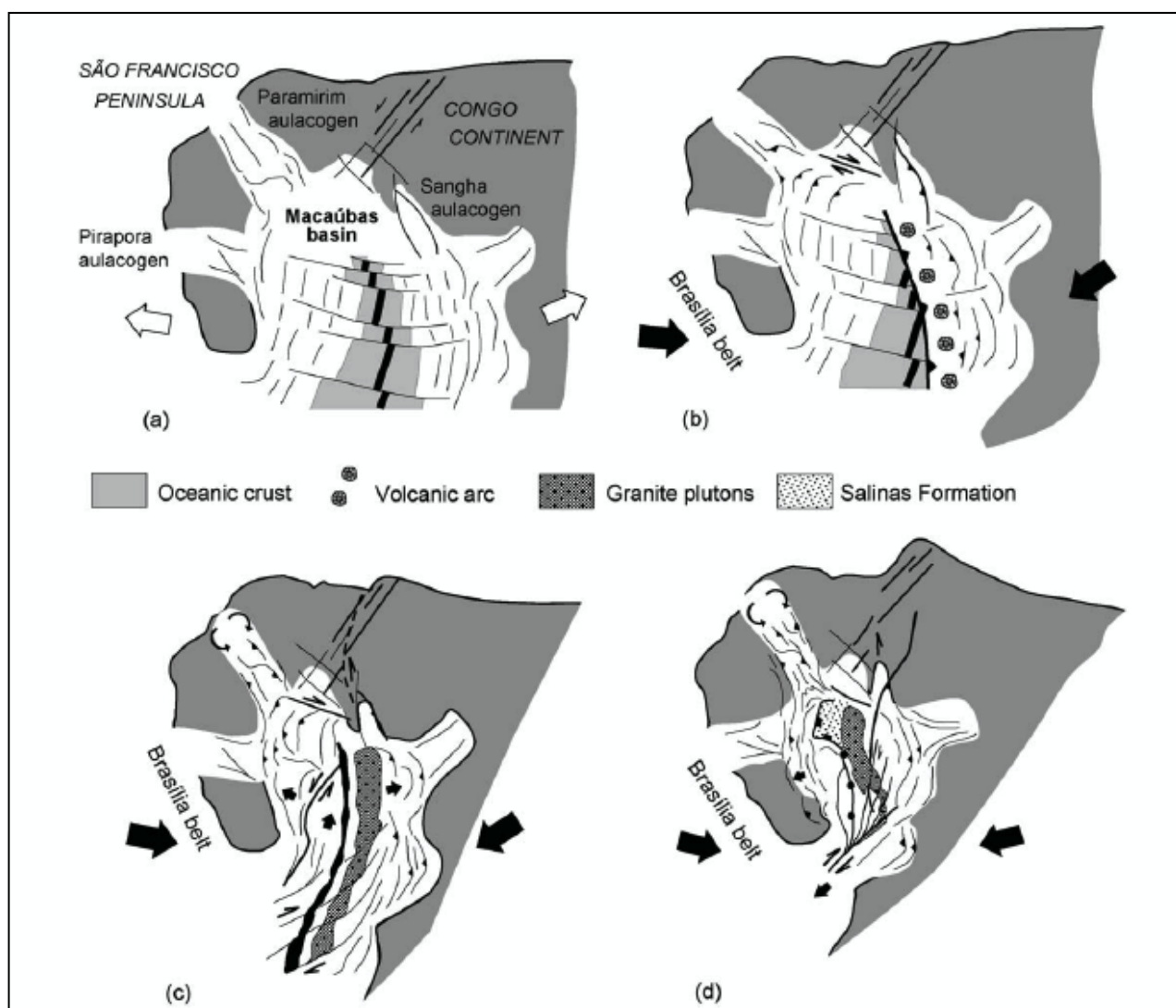


Figura 3.3. Esquema do modelo quebra nozes para a evolução do Orógeno Araçuai-West Congo. (a) a Bacia Macaúbas, antecessora do orógeno, *ca.* 800 Ma, (b) fechamento inicial da bacia, por volta de 600 Ma, como consequência da interação entre os crátons do São Francisco-Congo, Paranapanema e Kalahari, (c) desenvolvimento completo do orógeno, por volta de 570 Ma, (d) escape lateral da porção sul do orógeno em direção a sul e seu colapso distensional, *ca.* 500 Ma. (Alkmim *et al.* 2006).

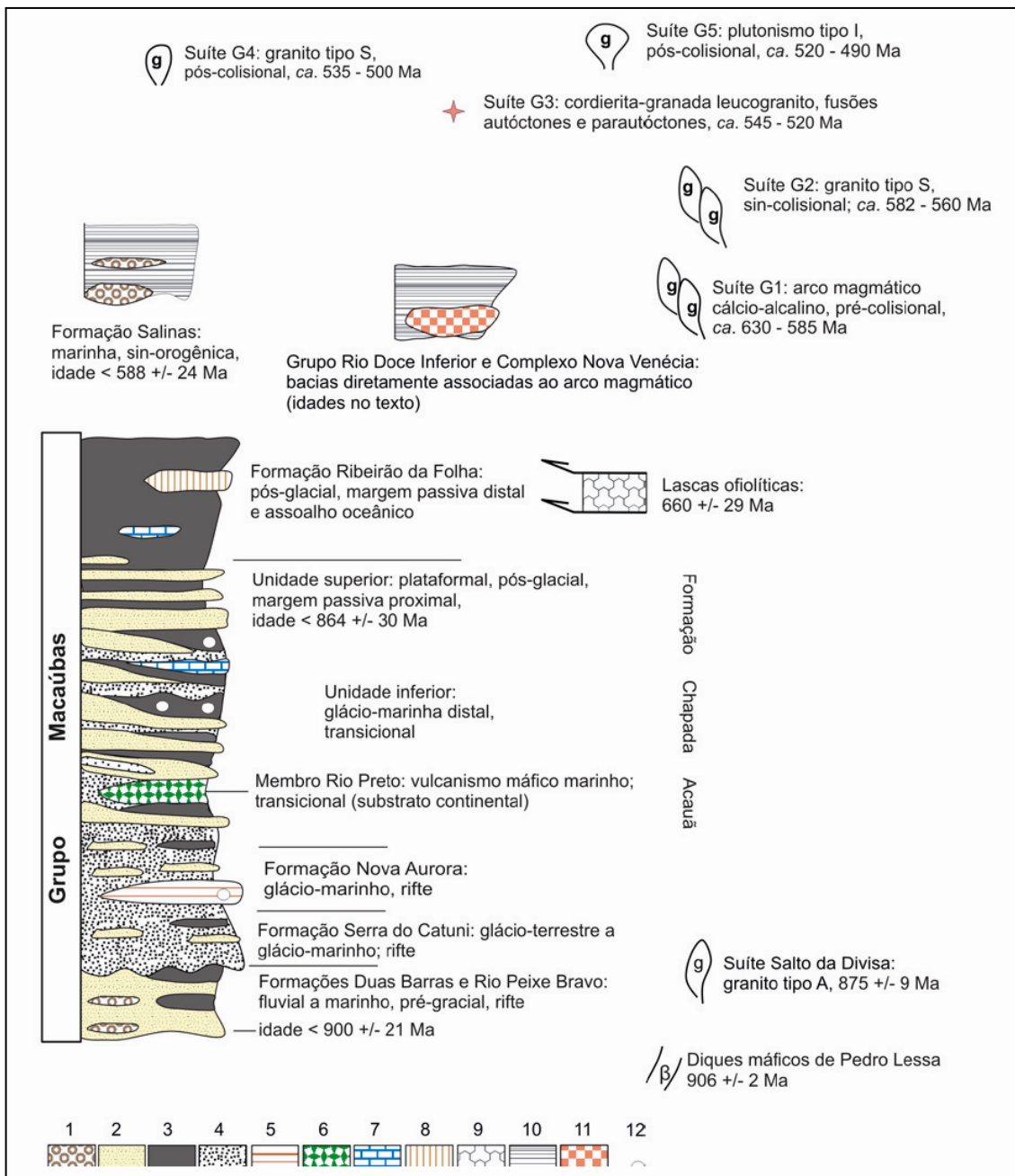


Figura 3.4. Coluna estratigráfica esquemática do Orógeno Araçuaí (Pedrosa-Soares *et al.* 2007). 1, conglomerados; 2, arenitos; 3, pelitos; 4, diamictitos; 5, formação ferrífera diamictítica; 6, basalto transicional; 7, calcário dolomítico; 8, sedimentos exalativos (chert sulfetado, sulfeto maciço, formações ferríferas e outros); 9, rochas máficas (com veios de plagiogranito) e ultramáficas oceânicas; 10, wackes e pelitos; 11, rochas piroclásticas e vulcanoclásticas dacíticas; 12, seixos e blocos pingados.

IV. COMPLEXOS PARAGNÁISSICOS DOS ORÓGENOS ARAÇUAÍ E RIBEIRA – TRABALHOS ANTERIORES

O foco principal da presente dissertação são rochas paragnáissicas relacionadas ao Complexo Nova Venécia. Este capítulo apresenta uma síntese de trabalhos anteriores de rochas atribuídas aos diversos complexos paragnáissicos do orógenos Araçuaí e Ribeira, *i.e.* complexos Paraíba do Sul, Nova Venécia, Jequitinhonha e o Grupo Andrelândia. As nomenclaturas utilizadas nas sequências a serem descritas baseiam-se no estado atual do conhecimento. A opção por descrever separadamente cada sequência, apesar de alguns autores as descreverem e classificarem como sendo a mesma, deve-se à enorme quantidade de trabalhos realizados (e propostas de nomenclatura) em cada uma destas unidades. A maioria dos autores, entretanto, utiliza de nomes dados localmente a cada uma das sequências, devido à sua grande extensão geográfica.

IV.1. COMPLEXOS PARAÍBA DO SUL E NOVA VENÉCIA

O primeiro autor a utilizar a designação *gneiss* para se referir aos gnaisses do Vale do Rio Paraíba do Sul foi Moraes Rego (1933, *in* Baptista *et al.* 1984).

Rosier (1954) denominou Complexo do Paraíba ao conjunto de plagioclásio gnaisses, cortados por veios pegmatíticos, que descreveu na margem mineira do rio homônimo, a sul de Juiz de Fora. O Complexo Paraíba do Sul foi originalmente definido por Rosier (1957) e representa, nos estados do Rio de Janeiro e Espírito Santo, a sequência supracrustal do Cinturão Móvel Ribeira (Almeida *et al.* 1973) ou Faixa Ribeira (Cordani *et al.* 1973).

Ebert (1955) renomeou os gnaisses por ele anteriormente denominados Série Paraibuna como Série Paraíba. Ainda neste trabalho, Ebert correlacionou a Série Paraíba aos metassedimentos de São João Del Rei, atribuindo-lhes idade proterozóica. Posteriormente, passou a utilizar o termo Grupo Paraíba (Ebert 1968).

Nas décadas de setenta e oitenta, o Projeto RADAMBRASIL (Silva *et al.* 1987) expandiu os limites deste complexo desde o estado do Espírito Santo até o leste e nordeste de Minas Gerais e sudeste da Bahia.

Silva Filho *et al.* (1974), no Projeto Sul da Bahia, chamaram este complexo de Complexo Metamórfico-Migmatítico, posicionando-o no pré-Espinhaço, com idade pré-cambriana.

Brandalise *et al.* (1976), no Projeto Vale Paraíba do Sul (DNPM/CPRM), optaram pelo termo Associação Paraíba do Sul para denominar as anteriormente designadas Séries Paraíba - Desengano (Rosier 1965) e Juiz de Fora. Silva & Ferrari (1976) também utilizaram esta denominação nas folhas Vitória e Rio Doce (Projeto Espírito Santo, DNPM/CPRM).

Costa (1978) cartografou como Grupo Paraíba (Ebert 1968) toda a porção nordeste de Minas Gerais. Lima *et al.* (1981), na Folha SD.24 Salvador, utilizaram a denominação Complexo Paraíba do Sul a um conjunto litológico representado por biotita e hornblenda gnaisses, metatexitos de composição kinzigítica (Mehnert 1968) e intercalações de quartzito, calciossilicática e anfíbolitos. Esta seqüência forma uma faixa de orientação Leste-Oeste, situada a norte de Pedra Azul (MG), infletindo para sudeste e se prolongando para a Folha SE. 24 Rio Doce (Silva *et al.* 1987).

Silva *et al.* (1987) utilizaram a denominação Complexo Paraíba do Sul no mesmo sentido de Lima *et al.* (1981), pois consideraram que os litotipos expostos na Folha SE. 24 Rio Doce como continuação daqueles aflorantes na Folha SD. 24 Salvador.

No estado do Rio de Janeiro, Machado Filho *et al.* (1983) aplicaram a designação Complexo Paraíba do Sul para referir um "tectonito" composto por rochas arqueanas (granulitos e gnaisses bandados) e metassedimentos paleoproterozóicos, misturados tectonicamente. Separaram mármore e rochas associadas no Grupo Itálva, que representaria sedimentos de uma calha brasileira.

Hasui & Oliveira (1984) repartiram os gnaisses do Grupo Paraíba do Sul (de Ebert e Rosier) pelos complexos Embú e Costeiro.

Outros autores também propuseram novos nomes para conjuntos de gnaisses e granulitos antes englobados nos complexos Paraíba do Sul e Juiz de Fora, a exemplo de Complexo Alegre (sul do Espírito Santo; Wiedemann 1989) e Complexo Costeiro (Campos Neto & Figueiredo 1990).

Heilbron *et al.* (2000) retomam a divisão de Machado Filho *et al.* (1983), confirmando a tendência de diversos trabalhos publicados sobre os metassedimentos da Faixa Ribeira (Machado Filho *et al.* 1983; Grossi-Sad & Dutra 1988; Almeida *et al.* 1993; Tupinambá 1993; Heilbron *et al.* 2000), que consideram que os metassedimentos devem ser separados das rochas ortognaissicas (mais antigas) e granitos (corpos intrusivos), de forma a constituir uma unidade estratigráfica com hierarquia de grupo ou complexo. A tabela 4.1 apresenta a evolução das propostas de subdivisão estratigráfica no Complexo Paraíba do Sul na Faixa Ribeira.

Tupinambá *et al.* (2007) sugerem a correlação entre os metassedimentos de alto grau do Complexo Paraíba do Sul e ortognaisses da porção leste do Espírito Santo às unidades do Domínio Costeiro.

O Domínio Costeiro é composto por sucessões metassedimentares de fácies anfíbolito alto a granulito, intrudido por diversas gerações de rochas granitóides. As unidades metassedimentares são denominadas de São Fidélis (Costa *et al.* 1978) e São Sebastião do Alto (Tupinambá *et al.* 2007). O contato entre as duas unidades raramente é bem definido, podendo ser transicional ou utilizando-se o aparecimento de camadas de quartzitos da unidade São Sebastião do Alto como referência.

Esta unidade compreende biotita gnaisses granatíferos, com sillimanita e, localmente, cordierita. Normalmente estão muito migmatizados, sendo freqüentes arranjos meta- e diatexíticos, com leucossomas portadores de granada peritética, e subordinadamente cordierita. Lentes de rochas calcissilicáticas, anfibolitos e quartzitos feldspáticos também ocorrem.

Tabela 4.1. Propostas de subdivisão estratigráfica do Complexo Paraíba do Sul na Faixa Ribeira (Heilbron, 2003).

Autores	Base	Meio	Topo	Comentários
Ebert (1955)	quartzito arcoseano, micáceo ou conglomerático	gnaisse metagrauváquico	Gnaisse charnockítico milonitizado	Divisão estabelecida na região de Juiz de Fora
Rosier (1957)	Série Inferior: gnaisses charnockíticos e kinzigitos		Série Superior: Quartzito, xistos e gnaisses	Separação por grau metamórfico
Costa <i>et al.</i> (1978)	Unidade São Joaquim: mármore calcítico, anfibolitos e calcissilicáticas			Unidades definidas na região noroeste fluminense; os autores apenas sugeriram sua correlação com o Complexo Paraíba; seu posicionamento temporal relativo entre as unidades
	Unidade São Fidélis: granada gnaisse kinzigítico			
	Unidade Santo Eduardo: gnaisse migmatítico bandado, anfibolitos e quartzito			
	Unidade Italva: biotita gnaisse tonalítico			
	Unidade Angelim: gnaisse tonalítico homogêneo			
Machado (1986)	Unidade Inferior: granitóides e ortognaisses		Unidade Superior: biotita gnaisses, kinzigitos e outros metassedimentos	Utiliza termos semelhantes àqueles de Rosier (1957), com base na interpretação dos protólitos
Machado Filho <i>et al.</i> (1983)	Complexo Paraíba do Sul: ortognaisses e paragnaisses		Grupo Italva: mármore, anfibolitos e paragnaisses	Separam os mármore e rochas associados em unidade mais nova
Grossi Sad e Dutra (1988)	Formação Desengano		Formação Itaocara: substitui a Unidade Santo Eduardo de Costa <i>et al.</i> (1978)	Voltam a utilizar o “Grupo” de Ebert (1968) e o subdividem em formações e membros
Almeida <i>et al.</i> (1993)	Unidade Três Barras: biotita gnaisse grosseiro	Unidade São João: metapelitos e mármore	Unidade Beleza: paragnaisses, calcissilicáticas, quartzitos e mármore	Permanecem com o termo “Grupo”; unidades definidas no Vale do Paraíba
Tupinambá (1993)	Suite metacarbonática São Joaquim: mármore, anfibolitos e calcissilicáticas	Gnaisse Bandado Santo Eduardo: gnaisse com bandas anfibolíticas e quartzitos	Suite Metassedimentar Catalunha: kinzigito migmatítico com corpos de mármore	Também utiliza o termo Grupo; unidades redefinidas na região noroeste fluminense; existência de megadobras recumbentes fundamenta a posição basal dos mármore
Heilbron <i>et al.</i> (2000)	Grupo Paraíba do Sul: paragnaisses com intercalações de mármore e quartzito do Terreno Ocidental da Faixa Ribeira		Grupo Italva: paragnaisses com intercalações de mármore e quartzito do Terreno Oriental da Faixa Ribeira	Retoma a divisão de Machado Filho <i>et al.</i> (1983), com modificações

A unidade basal está representada pelos gnaisses kinzigíticos da Unidade São Fidelis, terminologia amplamente usada na literatura (Silva *et al.* 1978, Baptista 1984, Reis & Mansur 1995).

A unidade superior, denominada Unidade São Sebastião do Alto, compreende (granada)-(hornblenda)-biotita gnaisses migmatíticos com estrutura bandada e/ou porfirítica ou, localmente, textura nebulítica. Característico desta unidade é a presença de camadas descontínuas de (sillimanita) - (muscovita) – quartzito (puro ou feldspático) fortemente recristalizado. Dados U-Pb/LA de zircões detriticos destes quartzitos foram obtidos por Valladares *et al.* (1997), e indicam deposição no Neoproterozóico e fontes mistas, variando desde arqueanas, paleoproterozóicas e neoproterozóicas.

Dados SHRIMP obtidos por Schmitt *et al.* (2003, 2004) para gnaisses desta unidade indicam também deposição no Neoproterozóico, com contribuição de rochas do embasamento e Arco Magmático Rio Negro. Além de quartzitos, lentes de rochas calcissilicáticas, gonditos e anfibolitos foram descritas.

A primeira referência ao Complexo Paraíba do sul na região de estudo (arredores de Colatina, ES), foi feita por Liandrat & Leal (1967), que o correlacionaram com o Grupo Paraíba-Desengano (Rosier 1965). Esses autores o dividiram em três conjuntos litológicos: o primeiro conjunto composto de biotita gnaisses e granada-biotita gnaisses, que denominaram de kinzigitos, o segundo composto por muscovita-biotita gnaisses, lentes de quartzito e veios de muscovita-pegmatitos. O terceiro conjunto reuniria faixas migmatizadas, com gnaisses facoidais, granito-gnaisses, granitos e granodioritos.

Cordani (1973) dividiu a região a sudoeste de Colatina, ES, em duas grandes unidades litológicas. A primeira, a oeste, é constituída por gnaisses migmatíticos e rochas graníticas. A segunda, a leste, é formada por gnaisses kinzigíticos, com grau metamórfico maior do que a primeira. Silva & Ferrari (1976) relacionaram as rochas desta área à Associação Paraíba do Sul (Brandalise *et al.* 1976), com uma unidade indivisa constituída por migmatitos com intercalações de quartzito, localmente.

Silva *et al.* (1987), assim como Lima *et al.* (1981), utilizaram o nome Complexo Paraíba do Sul para designar os litotipos de região: gnaisses aluminosos de fácies anfibolito alto a granulito, com lentes de rochas calciossilicáticas e intercalações minoritárias de mármore, quartzitos e anfibolitos. Propõem ainda que os gnaisses kinzigíticos do Complexo Paraíba do Sul tenham se formado principalmente entre 660-600 Ma.

Tuller (1993) dividiu o Complexo Paraíba do Sul, nesta região, em dois domínios: marinho raso (proximal), que corresponde a uma sequência areno-pelito-carbonática (biotita-sillimanita, quartzito,

anfibolito, calcoxisto, calcossilicática e biotita-granada gnaiss), e marinho profundo (distal), representado pelos gnaisses aluminosos. Pinto *et al.* (1997) utilizam a denominação informal de Complexo Gnáissico-Kinzigítico, conforme Fontes *et al.* (1978), para designar um domínio de rochas individualizadas como Gnaiss Kinzigítico e Quartzito Água Quente, no extremo leste de Minas Gerais.

Pedrosa-Soares *et al.* (2006a) denominam os paragnaisses que compõem o setor distal (Tuller 1993) de Complexo Nova Venécia.

Na região de estudo, os gnaisses do Complexo Nova Venécia apresentam metamorfismo da transição de fácies anfibolito-granulito, em função da paragênese cordierita-granada-sillimanita-hercynita, mas com significativa presença de biotita em alguns termos peraluminosos e sua (quase) ausência em outros. Dados quantitativos obtidos em paragnaisses similares na região apontam temperatura de cristalização de 820 ± 20 °C (*i.e.*, início da fácies granulito) a pressão de $6,5 \pm 0,5$ kbar (Munhá *et al.* 2005).

Recentemente, Noce *et al.* (2004) obtiveram os primeiros dados geocronológicos U-Pb para o complexo paragnáissico na região norte do Espírito Santo. Os zircões detríticos (U-Pb; SHRIMP) forneceram dados indicadores de fontes de diferentes idades (608 ± 18 Ma, 773 ± 13 Ma e 2104 ± 12 Ma) para os protólitos sedimentares do complexo paragnáissico nesta região. A idade média $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, dos zircões detríticos mais jovens, limita a idade máxima da deposição destes protólitos sedimentares em *ca.* 608 Ma (Pedrosa-Soares *et al.* 2008, Noce *et al.* 2004). A idade da monazita neoformada - 530 ± 5 Ma - indica a época de episódio térmico tardi-orogênico, relacionada às fusões tardias (veios e plútons graníticos livres da foliação regional) do complexo, uma vez que, no contexto do Orógeno Araçuaí, a idade do metamorfismo sincolisional tem sido limitada no intervalo 585-560 Ma. A tabela 4.2 apresenta os dados geocronológicos obtidos nos gnaisses aluminosos na região de estudo.

IV.2. COMPLEXO JEQUITINHONHA

Rochas gnáissicas paraderivadas foram reconhecidas por Silva Filho *et al.* (1974) e Mascarenhas *et al.* (1976), na região sul do estado da Bahia e por Fontes *et al.* (1978) no nordeste de Minas Gerais. Estes autores as caracterizaram como gnaisses e metatexitos de composição kinzigítica.

Costa & Romano (1976) denominam os gnaisses do Baixo Jequitinhonha como Grupo Paraíba. Silva *et al.* (1987) denominam este complexo de Paraíba do Sul, embora separem as grandes camadas de quartzito, chamando-as de Grupo Almenara.

O Complexo Jequitinhonha, originalmente denominado por Almeida & Litwinski (1984), é uma sucessão de biotita paragnaisses bandados, variavelmente enriquecidos em granada e/ou cordierita

e/ou sillimanita, com espessas intercalações de grafita gnaïsse e quartzito, e lentes de granulito calcissilicático (e.g., Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos 2000, Daconti 2004). Os paragnaïsses deste complexo alojam as principais jazidas de grafita *flake* do país (Faria 1997; Reis 1999; Daconti 2004; Belém 2006).

Faria (1997) sugere duas fases de metamorfismo para os paragnaïsses, sendo a mais antiga responsável pela formação da foliação principal e a mais nova teria gerado uma segunda foliação plano-axial de dobras apertadas a isoclinais. Uhlein *et al.* (1998) estimam a temperatura de metamorfismo para os gnaïsses kinzigíticos nas proximidades de cidade de Rubim, MG, entre 695 °C e 765 °C e pressão entre 4-5 kbar.

A idade do Complexo Jequitinhonha é uma questão ainda em aberto. Celino (1999), Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos (2000), Daconti (2004) e Sampaio *et al.* (2004) apresentam idades-modelo Sm-Nd, entre 2 Ga e 1,5 Ga, que sugerem mistura de fontes de idades diversas, provavelmente paleoproterozóicas e neoproterozóicas, para os protólitos sedimentares do complexo. Siga Jr. (1986) datou o metamorfismo destas rochas em 586 ± 13 Ma (Rb-Sr).

Gonçalves-Dias *et al.* (2011) delimitam a idade máxima de sedimentação para os protólitos do Complexo Jequitinhonha em 898 ± 8 Ma (população mais jovem de zircões detriticos do quartzito intercalado no kinzigito). As outras idades obtidas (indicadas na tabela 4.3) indicam fontes diversas, como o embasamento arqueano-paleoproterozóico e o Grupo Macaúbas. Esses dados corroboram a interpretação do Complexo Jequitinhonha como sendo representante de depósitos de margem passiva distal, correlatos à sedimentação pós-glacial do Grupo Macaúbas (Gonçalves-Dias *et al.* 2011).

Tabela 4.2. Compilação dos dados geocronológicos dos gnaïsses paraderivados do Complexo Paraíba do Sul/Nova Venécia no estado do Espírito Santo.

Litologia/Unidade	Localização	Idade/Interpretação	Método	Bibliografia
Gnaïsse migmatítico / C. Paraíba do Sul	Arredores de São Gabriel da Palha, ES	507 Ma / Idade de formação	Rb-Sr (afloramento)	Silva <i>et al.</i> 1987
Gnaïsses Kinzigíticos /C. Paraíba do Sul	Amostras da região centro-norte do Espírito Santo.	660 Ma/ Idade do resfriamento pós-metamórfico	Rb-Sr (isócrona de referência)	Tuller <i>et al.</i> 1993
Gnaïsse kinzigítico/ C. Paragnáïssico (informal)	Nova Venécia, ES	608 Ma/ idade máxima de deposição dos prtólitos sedimentares	U-Pb (SHRIMP, zircão)	Noce <i>et al.</i> 2004
Gnaïsse kinzigítico/ C. Paragnáïssico (informal)	Nova Venécia, ES	503 \pm 5 Ma/Idade do episódio termal tardi-orogênico.	U-Pb (SHRIMP, monazita)	Noce <i>et al.</i> 2004

Tabela 4.3. Compilação dos dados geocronológicos dos gnaisses paraderivados do nordeste de Minas Gerais e centro-norte do Espírito Santo.

Litologia/Unidade	Localização	Idade/Interpretação	Método	Bibliografia
Gnaiss migmatítico / C. Jequitinhonha	Almenara, MG	640 ± 70 Ma	Rb-Sr (afloramento)	Litwinski 1985
Gnaiss migmatítico / C. Paraíba do Sul	Jeribá-Rio do Prado, MG	586 ± 13 Ma/ Metamorfismo	Rb-Sr (rocha total)	Siga Jr. 1986
Gnaiss migmatítico / C. Paraíba do Sul	Jeribá, MG	590 ± 28 Ma/ Idade de cristalização dos zircões	U-Pb (em zircão)	Siga Jr. 1986
Gnaiss migmatítico / C. Paraíba do Sul	Jeribá-Rio do Prado, MG	525-500 Ma/ Intervalo de resfriamento	K-Ar em biotita	Siga Jr. 1986
Gnaiss kinzigítico / C. Paraíba do Sul	Arredores de Almenara, MG	630 Ma / Idade de formação	Rb-Sr (afloramento)	Silva <i>et al.</i> 1987
Gnaiss kinzigítico/ C. Jequitinhonha	Almenara, MG	T _{DM} = 1,6 a 1,73Ga/ Idade de formação de crosta.	Sm-Nd	Celino 1999
Gnaiss kinzigítico/ C. Jequitinhonha	Almenara, MG	T _{DM} = 1,83 e 1,76 Ga/ Idade de formação de crosta	Sm-Nd	Daconti 2004
Quartzito intercalado em gnaiss kinzigítico/C. Jequitinhonha	Arredores de Almenara, MG	Idade máxima de sedimentação: 898 ± 8 Ma. Idades das fontes: 956 ± 4Ma; 1.219 ± 3 Ma; 1.487 ± 5 Ma; 1.819 ± 6 Ma; 2.044 ± 6 Ma; 2.541 ± 8 Ma.	U-Pb (zircões detríticos)	Gonçalves-Dias <i>et al.</i> 2011

IV.3. GRUPO ANDRELÂNDIA

Inicialmente, o Grupo Andrelândia (Ebert 1956) foi caracterizado na região balizada pelas cidades de Carandaí, São João del Rei e Lavras. Neste domínio texturas e estruturas primárias estão parcialmente preservadas, facilitando o reconhecimento dos protólitos, da geometria de corpos e de discordâncias (Paciullo 2000). À medida que se afasta do Cráton do São Francisco, rumo a leste e sul, as rochas atribuídas ao Grupo Andrelândia tornam-se mais metamórficas e atingem a fácies granulito (Heilbron *et al.* 2003).

O litotipo amplamente dominante no Grupo Andrelândia é um paragnaisse bandado, migmatítico, que pode apresentar intercalações de rocha calcissilicática, quartzito, anfíbolito e metachert. No conjunto, o paragnaisse representa protólitos areno-argilosos com proporções variadas entre as frações argila e areia quartzosa. O metamorfismo registrado pelo paragnaisse Andrelândia varia desde a fácies anfíbolito médio na zona da anatexia (quartzo + feldspatos +

biotita + granada + sillimanita + fusão granítica) até a fácies granulito, com aparecimento da hercynita, tendência à eliminação de biotita e aumento significativo de granada e sillimanita. Com o avanço do processo de migmatização, o paragnaisse dá origem a corpos graníticos tipo-S mapeáveis na escala 1:100.000 (Heilbron *et al.* 2003, Noce *et al.* 2003, 2006, Tupinambá *et al.* 2003, Horn *et al.* 2006, Novo *et al.* 2010, 2012, Gradim *et al.* 2012, Queiroga *et al.* 2012).

As ocorrências de quartzito dentro do Grupo Andrelândia definem zonas de alternância entre paragnaisse e quartzito. O quartzito está sempre em contato, e intercalado, com leitos de gnaisses contendo granada. Observam-se camadas individuais de quartzito, que podem atingir espessuras de dezenas de metros, e zonas de alternância quartzito/paragnaisse de aspecto rítmico, onde as camadas de quartzito têm espessura centimétrica a métrica. Os contatos com o gnaissse podem ser tanto gradacionais como bruscos. O quartzito apresenta textura sacaróide, em geral com “manchas” de caulim disseminadas. Contém proporção insignificante de outros minerais, como moscovita, biotita, granada, sillimanita e feldspato potássico. Observa-se também a alternância de leitos de quartzito puro, maciço, com leitos impuros de aspecto laminado. Mobilizados anatéticos ricos em granada podem injetar o quartzito (Noce *et al.* 2003, 2006, Novo *et al.* 2010, 2012). Entretanto, há intercalações quartzíticas no paragnaisse que mostram fortes evidências de serem hidrotermalitos originados em zonas de cisalhamento dúctil (Gradim *et al.* 2012, Queiroga *et al.* 2012).

As camadas e lentes de rocha calcissilicática são constituídas de ortopiroxênio, quartzo, plagioclásio, granada, titanita, opacos e zircão (por vezes apresenta clinopiroxênio, caracterizando rocha granulítica félsica). Minerais secundários e/ou de alteração são carbonatos, biotita, hornblenda e epidoto. Alternam-se bandas félsicas, compostas por plagioclásio de granulação média e quartzo, e bandas ricas em clinopiroxênio e plagioclásio. A rocha calcissilicática representa protolitos pelito-carbonatados (Heilbron *et al.* 2003, Noce *et al.* 2003, 2006, Tupinambá *et al.* 2003, Horn *et al.* 2006, Novo *et al.* 2010, 2012, Gradim *et al.* 2012, Queiroga *et al.* 2012).

Estudos litoquímicos e por geocronologia U-Pb (LA-ICP-MS) em grãos detríticos de zircão demonstram que o Grupo Andrelândia representa, pelo menos em partes da região aqui focalizada, uma unidade com contribuição sedimentar do arco magmático do Orógeno Araçuaí. A idade máxima de sedimentação dos protolitos do paragnaisse situa-se em torno de 615 Ma e a idade do metamorfismo regional em 580-560 Ma (Belém *et al.* 2011, Gradim *et al.* 2012).

V. GRANITOS DO TIPO-S

As definições de granitos tipo-S e tipo-I foram propostas por Chappel & White (1974, 2001). Os corpos graníticos tipo-S são aqueles que atendem aos seguintes critérios principais:

- Apresentam conteúdo de Na₂O relativamente baixo, geralmente menor que 3,2% em rochas com aproximadamente 5% de K₂O, decrescendo para menos de 2,2% de Na₂O em rochas com aproximadamente 2% de K₂O.
- São peraluminosos, com índice de aluminosidade (Al_2O_3/Na_2O+K_2O+CaO , mol.) maior que 1,1.
- Têm mais de 1% de coríndon normativo (CIPW).
- Têm composição restrita às variedades ricas em SiO₂.
- Suas razões Fe³⁺/Fe²⁺ são relativamente baixas.
- Apresentam diagramas de variação geoquímica relativamente irregulares.
- Contêm frequentes restitos e xenólitos de rochas metassedimentares.

Em decorrência de seus atributos químicos e condições de cristalização, tais como temperatura, pressão confinante e pressão de fluídos (*e.g.*, Chappel & White 1974, 2001; Le Fort *et al.* 1987; Clemens & Wall 1988), os granitos tipo-S apresentam as seguintes características mineralógicas gerais:

- São enriquecidos em minerais peraluminosos, os quais variam em presença e proporção com a profundidade de cristalização e pressão relativa de fases fluídas (*e.g.*, moscovita, biotita e turmalina em granitos tipo-S relativamente rasos; biotita, granada, cordierita e/ou sillimanita em granitos tipo-S mais profundos).
- Não contém anfíbolio e outros minerais característicos de granitos metaluminosos ou alcalinos.
- São enriquecidos em feldspato potássico em relação ao plagioclásio primário (*i.e.*, aquele que não representa restito de fusão parcial).
- Tendem a conter ilmenita, em vez de magnetita, como mineral opaco principal.
- Podem ser ricos em monazita, como restito ou fase de cristalização precoce, e apatita livre (em vez de inclusa em biotita).
- Tendem a ser empobrecidos ou livres de titanita.

Chappel & White (1974, 2001) e outros autores (*e.g.*, Clemens 2003) interpretam os granitos tipo-S como produtos da fusão parcial de pacotes largamente dominados por rochas metassedimentares aluminosas. Neste sentido, a definição de leucogranito como granito peraluminoso com baixo conteúdo de minerais máficos (< 5%), formado em sistema orogênico colisional (Le Fort *et al.* 1987; Barbarin 1998), converge para o conceito de granito tipo-S. Mas

nem todo granito tipo-S é necessariamente um leucogranito, havendo inúmeros exemplos de granitos tipo-S com proporções de minerais máficos (biotita, granada e cordierita) muito acima de 5% em volume (*e.g.*, Chappel & White 2001; Pedrosa-Soares et al. 2006b).

Grandes volumes de granitos tipo-S são originados por fusão parcial de pacotes metassedimentares no estágio sincolisional a pós-colisional (*e.g.*, Pitcher 1993; Barbarin 1998; Brown 2001). Também podem ocorrer em arcos magmáticos pré-colisionais de orógenos acrescionários (*e.g.*, Collins & Richard 2008).

Stevens *et al.* (2007) propõem que muito da variação composicional nos granitos é primária, refletindo a composição do magma que ascendeu da fonte, e é controlada pela proporção de produtos peritéticos absorvidos pela fusão.

Como dito anteriormente, acredita-se que granitos fortemente peraluminosos são derivados da fusão parcial de metassedimentos clásticos aluminosos. A natureza das reações anatéticas envolvidas na gênese de tais granitos são bem conhecidas por meio de considerações teóricas (*e.g.*, Clemens & Watkins 2001), estudos experimentais (*e.g.*, Vielzeuf & Montel 1994), e estudos de migmatitos (*e.g.*, Johnson *et al.* 2001). As típicas reações de fusão dominantes são biotita + quartzo + plagioclásio + sillimanita = granada + fusão + ilmenita ± K-feldspato, e biotita + quartzo + plagioclásio = granada + ortopiroxênio + fusão + ilmenita ± K-feldspato, em metapelitos e metapsmitos, respectivamente.

A fusão da biotita por estas reações normalmente começa a temperaturas de 780 a 820 oC, respectivamente (a 500 MPa), e segue por cerca de 40 a 80 oC, intervalo no qual a biotita das composições em mudança coexiste com fusão granítica: uma paragênese mineral peritética sólida com granada dominante, e uma paragênese de minerais restíticos reagentes.

Granitos do tipo-S são caracterizados por variação significativa de elementos maiores, de composições tonalíticas a leucograníticas dentro de suítes de rochas que são relacionadas em termos temporais e genéticos. Normalmente, SiO₂ pode variar de 65 a 79%, Al₂O₃, de 11 a 17%, FeO, de quase 0 a 8, MgO, de 0 a 3,5%, CaO, de quase 0 a 3%, Na₂O, de 1 a 4%, e K₂O, de 2,2 a 6%. Em geral, valores de Mg + Fe tem forte correlação positiva com razões de Mg# e Ca/Na, e normalmente, tem correlação negativa com Si. Diversos processos foram propostos para descrever estas variações químicas. Entre eles, variação influenciada pela fonte na composição inicial da fusão (*e.g.*, Brown & Pressley 1999), cristalização fracionada (*e.g.*, Foden *et al.* 2002; Breaks & Moore 1992), mistura de magmas (Gray 1990; Collins 1996), e não mistura de restito (*e.g.*, White & Chappell 1977; Chappell 1996) são as hipóteses mais proeminentes.

Ascensão rápida de fusões e magmas de fontes anatéticas através de processos de propagação de fraturas e diques é geologicamente “instantânea (Clemens & Mawer, 1992; Petford *et al.* 1993).

Portanto, magmas inicialmente posicionados na crosta rasa podem ser pouca coisa mais frios do que a fonte (Figura 5.1). A granada quebra para cordierita, ou cordierita + ortopiroxênio, a temperaturas mais baixas de uma maneira que afeta o Mg# da rocha total (Green 1976). Alto Mg# coincide com destruição de granada a alta pressão. Em granitos do tipo-S, alto Mg# é equivalente à composição mais rica de Fe e Mg e portanto uma maior concentração de fração granada. A natureza magmática dos produtos da quebra da granada podem criar uma “impressão textural” de alta solubilidade de Mg + Fe na fusão, assim como cristais de granada equilibrados dentro do ambiente magmático.

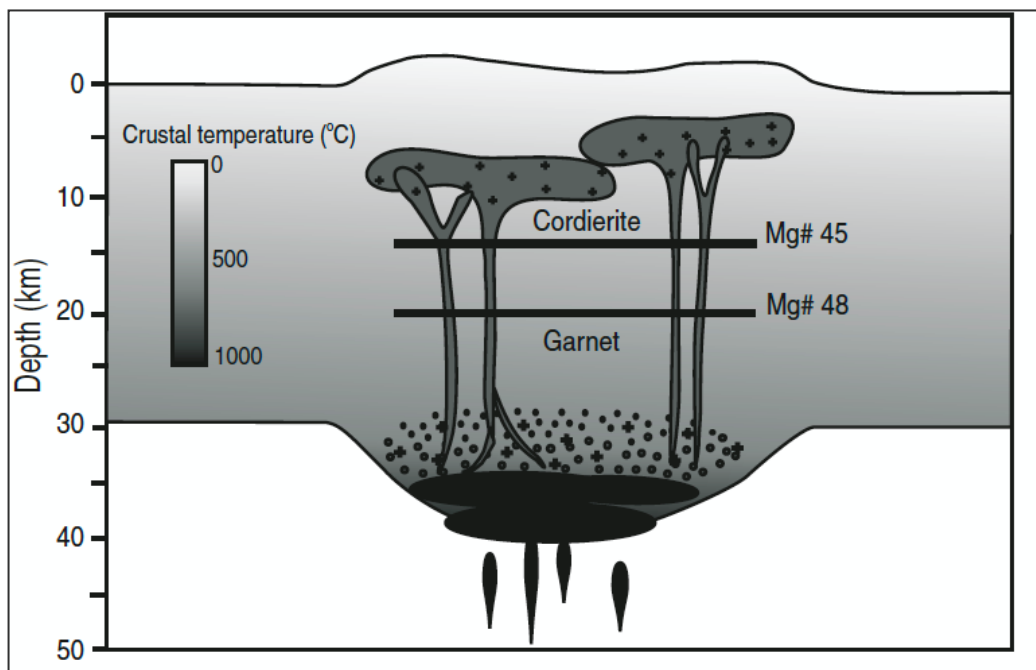


Figura 5.1. Perfil crustal simplificado durante a gênese de granitos (Stevens *et al.* 2007). Fusão ocorrendo dentro do campo de estabilidade da granada, e reações de fusão progredindo rapidamente devido ao alto fluxo de calor do manto *intraplated* e *underplated*. Os magmas graníticos intrudem rapidamente os níveis mais rasos da crosta via sistemas de diques. Os magmas ricos em granada chegam a locais de baixas temperaturas com temperatura um pouco menor do que os locais de fusão. Granada, nas duas composições, está fora de equilíbrio, mas sua quebra começa logo no início da subida do magma com alto Mg#.

Nos orógenos colisionais, a gênese do maior volume de magma granítico tipo-S está intimamente relacionada ao processo de migmatização (*i.e.*, fusão parcial) que ocorre no estágio sincolisional, durante a atuação do regime convergente-contraccional que imprime estruturas dúcteis nas rochas regionais e em seus produtos de anatexia (Brown 2001). Entretanto, mesmo durante a atuação do regime contraccional, são comuns os sítios transtensivos que acomodam volumes de magma e, eventualmente, os preservam da deformação regional.

A produção, migração e aglomeração do magma tipo-S gerado no setor migmatítico da crosta, durante o estágio sincolisional, são controladas pela composição (se mais ou menos pelítica) e reologia das rochas metassedimentares que entram em fusão parcial, pelas condições de pressão,

temperatura e de pressão de fluido (principalmente H₂O *versus* CO₂), pela eficiência do bombeamento tectônico (*tectonic pumping*) forçado pela compressão regional, e pela distribuição e tamanho dos sítios transtensivos (*e.g.*, Brown & Solar 1998, 1999; Simakin & Talbot 2001). Consequentemente, estes processos resultam em um sistema de vênulas intricado e progressivo, veios, bolsões irregulares, diques, soleiras, lacólitos, plútons lenticulares a tabulares e diápiros, cujo início é um migmatito e o ápice de aglomeração se traduz como um batólito de granito tipo-S.

Terrenos ricos em migmatitos são excelentes locais para se estudar processos de fusão parcial sincolisional. Estes terrenos permitem relacionar as fontes com os produtos autóctones e para-autóctones resultantes da cristalização do magma gerado.

No primeiro estágio de migmatização forma-se um metatexito, no qual ainda se distingue o neossoma (leucossoma quartzo-feldspático + melanossoma ou mesossoma) do paleossoma (testemunho da rocha original não fundida). Um estágio mais avançado da evolução migmatítica dá origem ao diatexito, no qual o volume de neossoma, em particular de leucossoma, tende a obscurecer significativamente a composição e estrutura da rocha submetida ao processo de anatexia. De diatexito para a fase na qual as feições da rocha original são dificilmente reconhecíveis em campo, ou seja, o produto da anatexia chamado granito tipo-S, muitas transições são possíveis.

Granitos tipo-S se formam também nos estágios tardi-colisional e pós-colisional da orogenia, aos quais se relaciona o colapso distensional (gravitacional) do orógeno. O estágio sincolisional decorre da atuação das forças contracionais tangenciais (ou "horizontais") que promovem o espessamento tectônico da crosta em orógenos colisionais, no momento em que as margens continentais opostas do sistema convergente começam a interagir diretamente. Quando o espessamento crustal começa a cessar, seguem-se os estágios tardi-colisional e pós-colisional, sem atuação significativa de força tangencial, nos quais, gradativamente, o peso do orógeno e a ascensão da astenosfera passam a ser as forças largamente dominantes (*e.g.*, Dewey 1988; Rey *et al.* 2001; Winter 2001). A partir da anatexia sincolisional, a crosta intermediária / inferior do orógeno torna-se enfraquecida, porque está enriquecida em fase ígnea gerada por fusão parcial, facilitando as manifestações distensionais (gravitacionais) dos estágios tardicolisional e pós-colisional (*e.g.*, Nelson *et al.* 1996; Brown 2001).

O estágio tardi-colisional é, de fato, um período transicional entre a cessação das forças tangenciais e as manifestações pós-colisionais, ao qual se associa fusão parcial por decompressão, promovida pelo calor liberado na crosta espessada e pelo incremento gradativo do fluxo térmico imposto pela astenosfera em ascensão. No estágio pós-colisional ocorre fusão parcial relacionada, principalmente, ao processo de decompressão e aumento do fluxo térmico em função da ascensão astenosférica.

**IV. FROM SEDIMENTATION TO GRANITE GENERATION IN A HOT
BACK-ARC ZONE (ARAÇUAÍ OROGEN, SE BRAZIL)**

**Artigo publicado na Brazilian Journal of Geology em Março de 2014,
volume 44, número 1.**

DOI: 10.5327/Z2317-4889201400010012

The hot back-arc zone of the Araçuaí orogen, Eastern Brazil: from sedimentation to granite generation

A zona quente do retroarco do Orógeno Araçuaí, Brasil Oriental: da sedimentação à geração de granitos

Camila Gradim^{1*}, Jorge Roncato¹, Antônio Carlos Pedrosa-Soares^{1#},
Umberto Cordani^{2#}, Ivo Dussin^{1#}, Fernando Flecha Alkmim^{3#}, Gláucia Queiroga³,
Tânia Jacobsohn², Luiz Carlos da Silva^{4#}, Marly Babinski^{2#}

ABSTRACT: This article presents new lithochemical and geochronological data obtained from gneisses and granites occurring in the region located to the east of the Rio Doce calc-alkaline arc (630 – 580 Ma), which corresponds to the back-arc basin of the Araçuaí orogen. The Nova Venécia Complex, represents the most fertile source of peraluminous granitic melts in the studied back-arc zone. It mostly consists of migmatitic Al-rich paragneisses, ranging from biotite-rich gneisses to biotite-free cordierite-rich granulites, whose main protoliths were graywacky sediments. An EW-oriented section across the northern back-arc region reveals a zone rich in cordierite granulites of the Nova Venécia Complex at the base, followed by migmatites that gradually pass to the Ataléia foliated granites rich in metasedimentary enclaves, which in turn lay beneath the Carlos Chagas batholith. To the south of the Carlos Chagas batholith, orthopyroxene-bearing rocks often occur in both the Nova Venécia Complex and the Ataléia Suite, suggesting a deeper crustal level. Our U-Pb data suggest that melting processes started on the Nova Venécia Complex during the late development of the Rio Doce arc, around 590 Ma, forming autochthonous peraluminous melts related to the Ataléia Suite. Progressive anatexis and melt accumulation attained the climax around 575 Ma, leading to the development of the syn-collisional Carlos Chagas batholith. Around 545 – 530 Ma, a late to post-collisional anatexis episode formed garnet-cordierite leucogranites, mostly from the re-melting of the Ataléia and Carlos Chagas granites. A remarkable post-collisional plutonism caused widespread re-heating of the back-arc domain from ca. 520 Ma to 480 Ma. This long lasting history (ca. 110 Ma) of granite generation in the back-arc zone requires distinct heat sources, such as asthenosphere ascent under the back-arc region in the pre-collisional stage, thrust stacking of the hot arc onto the back-arc, radiogenic heat release from the collisional thickened crust and, finally, asthenosphere uprising during the gravitational collapse of the Araçuaí orogen.

KEYWORDS: back-arc; orogenic heat; Rio Doce arc; Araçuaí Orogen; Brasiliano Event.

RESUMO: Este artigo apresenta novos dados litoquímicos e geocronológicos obtidos de rochas gnáissicas e graníticas da zona de retroarco situada imediatamente a leste do Arco Rio Doce (630 – 580 Ma), no orógeno Araçuaí. O Complexo Nova Venécia é a mais importante fonte de fusões graníticas peraluminosas na região. Este complexo consiste, essencialmente, de paragneisses peraluminosas migmatíticas que variam entre gnaisses ricos em biotita e cordierita-granulitos livres de biotita, cujos protólitos foram sedimentos grauvaquianos. Uma seção E-W no setor norte do retroarco revela uma zona rica em cordierita-granulito, na base, seguida por paragneisses migmatíticas do Complexo Nova Venécia que passam, gradativamente, a granitos foliados ricos em enclaves de rochas metassedimentares (Suíte Ataléia), os quais estão sobrepostos pelo Batólito Carlos Chagas. Ao sul deste batólito, rochas a hercinita e ortopiroxênio são frequentes no Complexo Nova Venécia e Suíte Ataléia, indicando nível crustal mais profundo. Nossos dados U-Pb evidenciam que processos anatéticos tiveram início no Complexo Nova Venécia ainda durante o desenvolvimento do Arco Rio Doce, em torno de 590 Ma, originando fusões graníticas relacionadas à Suíte Ataléia. A progressiva produção de magma granítico e sua acumulação atingiram o clímax no intervalo 575 Ma, em pleno estágio sincolisional, resultando na edificação do Batólito Carlos Chagas. Em torno de 545 – 530 Ma, adveio novo processo anatético, que originou granada-cordierita leucogranitos a partir da fusão parcial de granitos da Suíte Ataléia e Batólito Carlos Chagas. Finalmente, um marcante plutonismo pós-colisional (520–480 Ma) do tipo I causou importante re-aquecimento regional. Esta longa história (ca. 110 Ma) de produção de magmas graníticos na zona de retroarco requer diferentes fontes de calor, tais como ascensão astenosférica sob a região de retroarco durante o estágio pré-colisional, cavalgamento da base quente do arco sobre o retroarco, liberação de calor radiogênico da pilha crustal espessada no estágio colisional e, finalmente, ascensão astenosférica durante o colapso gravitacional do Orógeno Araçuaí.

PALAVRAS-CHAVE: retroarco; calor orogênico; Arco Rio Doce; Orógeno Araçuaí; Evento Brasileiro.

¹Pós-graduação em Geologia, Centro de Pesquisas Professor Manoel Teixeira da Costa, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais - UFMG, Belo Horizonte (MG), Brazil. E-mail: gradim_camila@yahoo.com.br; roncatojr@yahoo.com.br; pedrosa@pq.cnpq.br; ivodustin@yahoo.com.br

²Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo - USP, São Paulo (SP), Brazil. E-mail: ucordani@usp.br, babinsky@usp.br

³Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto - UFOP, Ouro Preto (MG), Brazil. E-mail: ffalkmim@gmail.com, glauciaqueiroga@yahoo.com.br

⁴Serviço Geológico do Brasil - CPRM, Belo Horizonte (MG), Brazil. E-mail: luizcarlos2@gmail.com

*Corresponding author

#Research Fellow of the Brazilian Scientific Council (CNPq).

Manuscript ID 30087. Received on: 14/02/2014. Approved on: 17/02/2014

INTRODUCTION

The Araçuaí orogen and its counterpart located in Africa, the West Congo belt, make up an orogenic edifice edged by the São Francisco-Congo craton (Fig. 1). This confined orogenic system developed inside an end-branch (a gulf) of the Adamastor Ocean, shaped into the São Francisco-Congo paleocontinent in Neoproterozoic time (Pedrosa-Soares *et al.* 2001, 2008, 2011; Cordani *et al.* 2003; Alkmim *et al.* 2006).

Despite this singular geotectonic scenario, the Araçuaí orogen includes a few Cryogenian-Ediacaran ophiolite slivers (Pedrosa-Soares *et al.* 1998, 2001; Queiroga *et al.* 2007; Peixoto *et al.* 2013) and a well developed Ediacaran calc-alkaline arc, the Rio Doce arc (Figueiredo and Campos-Neto 1993; Nalini *et al.* 2000a; Pedrosa-Soares *et al.* 2001, 2011; Novo 2013). To the east of the Rio Doce arc (Fig. 1), the back-arc basin is now represented by high grade metasedimentary rocks (Noce *et al.* 2004; Pedrosa-Soares *et al.* 2006a; Roncato 2009; Gradim 2013).

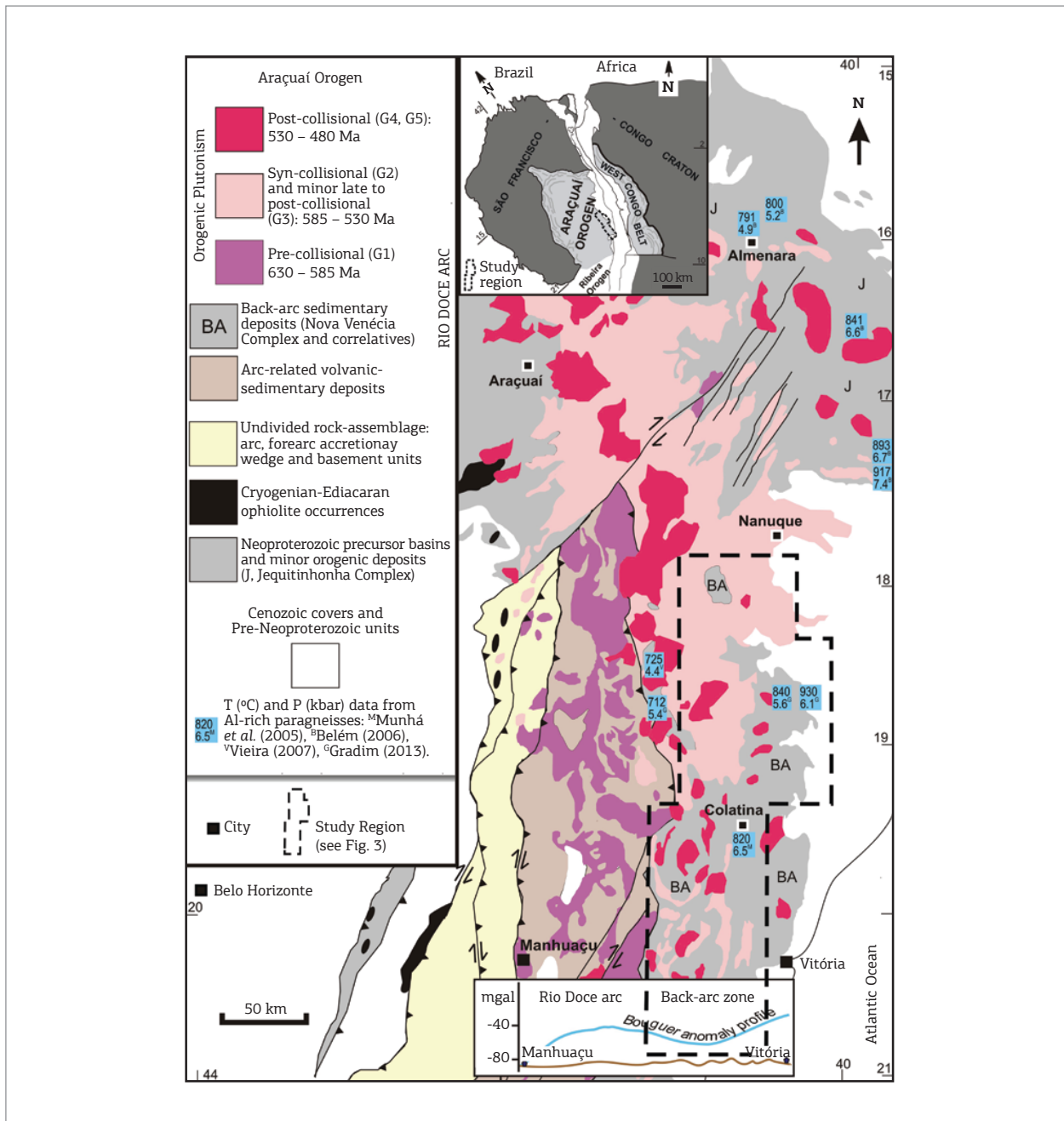


Figure 1. Geological map highlighting the main components of the Araçuaí orogen, and its paleotectonic setting (modified from Pedrosa-Soares *et al.* 2011).

The latest geological mapping projects on the focused back-arc zone were carried out by our team (Gradim *et al.* 2005; Castañeda *et al.* 2006; Queiroga *et al.* 2012; Roncato *et al.* 2012). Our maps, together with a carefully field-checked compilation of the previous maps published by Féboli (1993a,b), Signorelli (1993), Silva (1993), Vieira (1993), Tuller (1993), Baltazar (2009), and Baltazar and Silva (2009) resulted in the regional map of the studied back-arc zone (Fig. 2).

This solid field basis allowed us to select the appropriate samples from the regional rock units for petrographic, lithochemical and geochronological studies presented here. The analytical datasets can be found in Gradim (2013). Our new data allow us: (i) to determine the protoliths of the Nova Venécia gneisses, which represent the main back-arc basin infill; (ii) to constrain the maximum depositional age of the Nova Venécia basin; (iii) to outline the generation sequence and emplacement timing of the most important igneous suites in the back-arc zone; and (iv) to suggest a geotectonic model linking heat sources, magma production and the evolution of the Araçuaí orogen back-arc region.

GEOLOGICAL SETTING

From the earliest magmatic activities in the Rio Doce arc to the emplacement of the latest post-collisional intrusions, the Araçuaí orogen records a long lasting (ca. 630 – 480 Ma) succession of granite production events (Pedrosa-Soares *et al.* 2011). Regionally, these plutonic rocks have been grouped into five supersuites, namely G1–G5 (Fig. 1, Tab. 1). We summarize descriptions and data on the plutonic supersuites and related gneissic complexes from Nalini *et al.* (2000a,b), Pedrosa-Soares and Wiedemann-Leonardos (2000), Pinto *et al.* (2000), Pedrosa-Soares *et al.* (2001, 2006a,b, 2011), De Campos *et al.* (2004), Noce *et al.* (2004), Mendes *et al.* (2005), Belém (2006), Castañeda *et al.* (2006), Vieira (2007), Baltazar *et al.* (2010), Paes *et al.* (2010), Gonçalves-Dias *et al.* (2011), Silva *et al.* (2011), Queiroga *et al.* (2012), Roncato *et al.* (2012), Novo (2013), Peixoto *et al.* (2013), and references therein. The G4 supersuite was not found in the study region (Tab. 1). If not otherwise specified, the name granite is used in a general sense.

The G1 supersuite represents the plutonic portion of the pre-collisional, calc-alkaline Rio Doce arc (Fig. 1, Tab. 1). Despite its volcanic arc chemical signature, the G1 rocks show hybrid isotopic attributes (negative epsilon Nd values from -5 to -13, T_{DM} model ages from 1.2 to 2.2 Ga, inherited zircons mostly from a late Rhyacian continental crust), suggesting interaction between mantle derived magmas and the Paleoproterozoic continental basement.

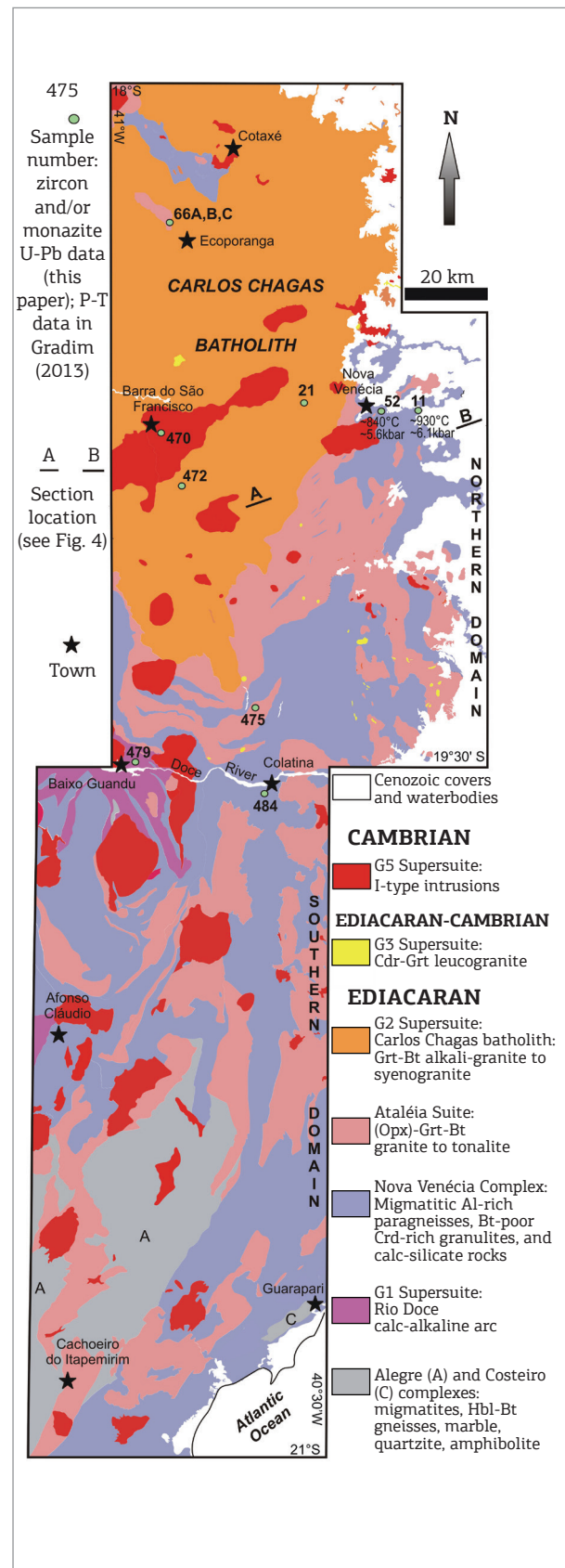


Figure 2. Geological map of the studied region (see A-B cross-section in Fig. 3).

Table 1. Main characteristics of plutonic supersuites of the Araçuaí orogen (cf. Pedrosa-Soares *et al.* 2011)

Supersuite	Lithology	Structure	U–Pb Age	Geochemical signature	Stage
G1	Mostly tonalite to granodiorite, with minor granite, generally rich in dioritic to mafic enclaves, and relatively small plutons of gabbro-noritic to charnockitic composition.	Regionally foliated to banded, with locally preserved igneous features.	ca. 630 Ma to ca. 580 Ma	Metaluminous to slightly peraluminous, I-type, medium- to high-K, expanded calc-alkaline series.	Pre-collisional to early collisional
G2*	Bt+Grt±Crd±Sil±Hc±Opx syenogranite to tonalite** and Bt+Grt±Ms syenogranite to granodiorite***, generally rich in enclaves of metasedimentary rocks.	Regionally foliated to banded, with locally preserved igneous features.	ca. 590 to ca. 545 Ma	Peraluminous, mostly S-type, calc-alkaline to alkali-calcic (high-K)	Late pre-collisional to late collisional
G3	Leucogranites (Grt±Crd±Sil alkali-granite to syenogranite) rich in Bt-schlieren and enclaves from G2 granites.	Isotropic (no igneous flow, no regional foliation).	ca. 545 to ca. 530 Ma	Peraluminous, S-type, high-K alkaline	Late collisional to post-collisional
G4****	Bt+Ms±Grt granite, garnet-two-mica granite, biotite granite to granodiorite, with pegmatoid granite cupolas, rich in enclaves of metasedimentary rocks.	Isotropic to igneous flow, locally foliated along intrusive contacts.	ca. 535 to ca. 500 Ma	Peraluminous, mostly S-type, high-K alkaline	Post-collisional
G5	Mostly Bt±Hbl±Opx syenogranite to granodiorite (including charnockitic equivalents), minor norite to enderbite.	Isotropic to igneous flow, locally foliated along intrusive contacts.	ca. 520 to ca. 480 Ma	Metaluminous to slightly peraluminous, I- and A2-types, high-K-Fe calc-alkaline to alkaline, minor tholeiitic terms.	Post-collisional

*I-type G2 granites omitted. **Predominance in the central to southern, and ***in the northern regions of the Araçuaí orogen. ****Not found in the studied back-arc zone.

Supracrustal successions related to the Rio Doce magmatic arc include the metavolcano-sedimentary formations of the Rio Doce Group and the metasedimentary rocks of the Nova Venécia Complex, representing arc covers and a back-arc basin, respectively (Figs. 1 and 2).

The collisional stage of the Araçuaí orogen was accompanied by regional deformation and metamorphism, imposing anatexis processes on gneissic complexes under amphibolite to granulite facies conditions. In the eastern Araçuaí orogen, a large amount of granitic rocks was generated from the partial melting of Al-rich paragneisses of the Nova Venécia and Jequitinhonha complexes (Fig. 1).

The G2 supersuite represents an essentially collisional granite population, mostly including peraluminous granites

(Tab. 1). G2 peraluminous granites form a continuous NS-trending belt that extends for over 350 km between the towns of Colatina and Almenara (Fig. 1). This granite belt includes distinct suites, varying in composition and/or grain size. The southern part of this belt includes the Carlos Chagas batholith and Ataleia Suite (Fig. 2).

The G3 supersuite is much less voluminous and generally occurs in close spatial association with G2 granites. A typical G3 rock is a biotite-free leucogranite, generally forming leucosomes overprinting the host G2 granite (Tab. 1).

The G5 supersuite includes balloon-like zoned plutons composed of granitic and mafic rocks, characterizing a bimodal plutonic assemblage (Tab. 1). Outstanding features revealed by G5 plutons are diapir roots with inverse zoning

(mafic cores and granitic borders), as well as widespread evidence of magma mixing. G5 intrusions usually disturb the regional structural trend, shaping the regional foliation around them. Although they are free from the regional foliation, they may show a local foliation developed along their margins owing to emplacement-related stresses.

A Bouguer anomaly profile shows a gravimetric low corresponding to the focused back-arc zone (Fig. 1), in relation to the Rio Doce arc and the Atlantic margin (Haralyi and Hasui 1982; Wiedemann *et al.* 2002). Such gravimetric low suggests the preservation of a relatively thick continental crust, rich in metasedimentary rocks, which may correspond to the Nova Venécia Complex, located between the Afonso Cláudio and Guarapari towns (Fig. 2). Toward its eastern border, the Bouguer profile shows a striking rise, already within the influence of the Atlantic Ocean floor in the Vitória city region (Fig. 1), but possibly also indicating a transition to a relatively thin, high-density (granulitic) continental crust.

THE NOVA VENÉCIA COMPLEX AND ASSOCIATED PLUTONISM

We summarize the main field relations and petrographic features of the Nova Venécia Complex, Atalécia Suite, Carlos Chagas batholith, and G3 leucogranites (Fig. 2). Definitions, detailed descriptions and specific studies on these units can be found in Cordani (1973), Bayer *et al.* (1986), Silva *et al.* (1987), Sluitner and Weber-Diefenbach (1989), Pinto *et al.* (2000), Pedrosa-Soares and Wiedemann-Leonardos (2000), De Campos *et al.* (2004), Pedrosa-Soares *et al.* (2006a,b, 2011), Noce *et al.* (2004), Castañeda *et al.* (2006), Baltazar *et al.* (2010), Roncato (2009), Roncato *et al.* (2012), Queiroga *et al.* (2012), Gradim (2013) and Richter (2013). Rocks of the Nova Venécia Complex and Atalécia Suite were formerly

included in the Alegre, Costeiro and Paraíba do Sul complexes, and called as “kinzigites” and “kinzigitic gneisses” in former papers. We use mineral name abbreviations recommended by Siivola and Schmid (2007).

The study region shows two tectono-metamorphic domains, roughly limited at the surface by the Doce River (Fig. 2). The northern domain, dominated by the Carlos Chagas batholith, shows a general west-dipping structure verging to the east. The regional structure of the southern domain, dipping to the east and verging to the west, is cut by important NE-SW strike-slip shear zones. In general, this domain represents a deeper crustal level, relatively richer in granulite facies rocks than the northern one. In both domains, amphibolite facies rocks prevail to the west, whereas granulite facies rocks (with orthopyroxene or not) often occur to the east, indicating the exposure of deeper crustal levels along the eastern sector.

The Nova Venécia Complex and Atalécia Suite extend from the surroundings of Nova Venécia to the regions of Afonso Cláudio and Guarapari. However, the Carlos Chagas batholith is an exclusive feature of the northern tectono-metamorphic domain (Fig. 2). Therefore, this domain shows the most complete crustal succession of the back-arc zone within the study region (Fig. 3). This section reveals a zone rich in Bt-poor Crd-rich granulites of the Nova Venécia Complex, at the base, followed by a series of migmatites that gradually pass to the Atalécia foliated granites rich in metasedimentary enclaves, laying beneath the Carlos Chagas batholith (Fig. 3).

The Nova Venécia Complex

Despite variation in the metamorphic assemblages, the Nova Venécia Complex is a quite homogeneous unit, consisting of migmatitic Al-rich paragneisses with lenses of calc-silicate rocks (Figs. 2, 4 and 5). Regionally, the migmatitic Al-rich paragneisses represent a metamorphic rock series, including

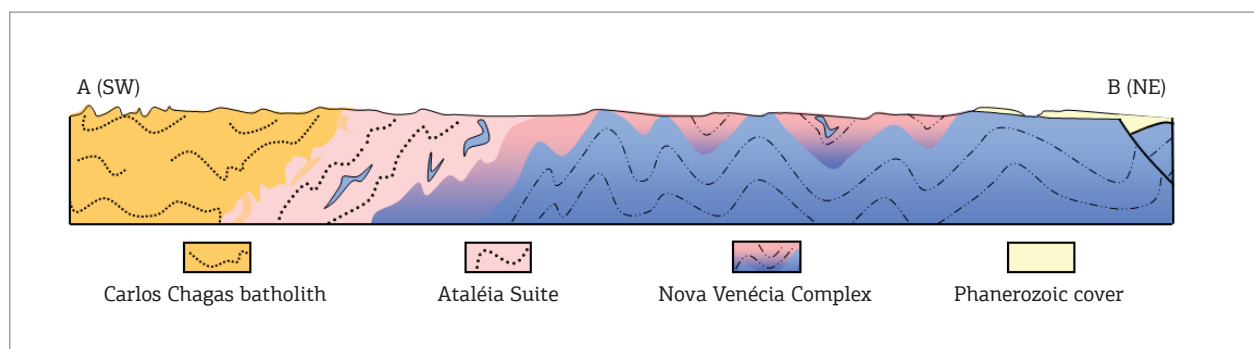


Figure 3. Cross-section showing the major relations between the Nova Venécia Complex, Atalécia Suite and Carlos Chagas batholith (see location in Fig. 2).

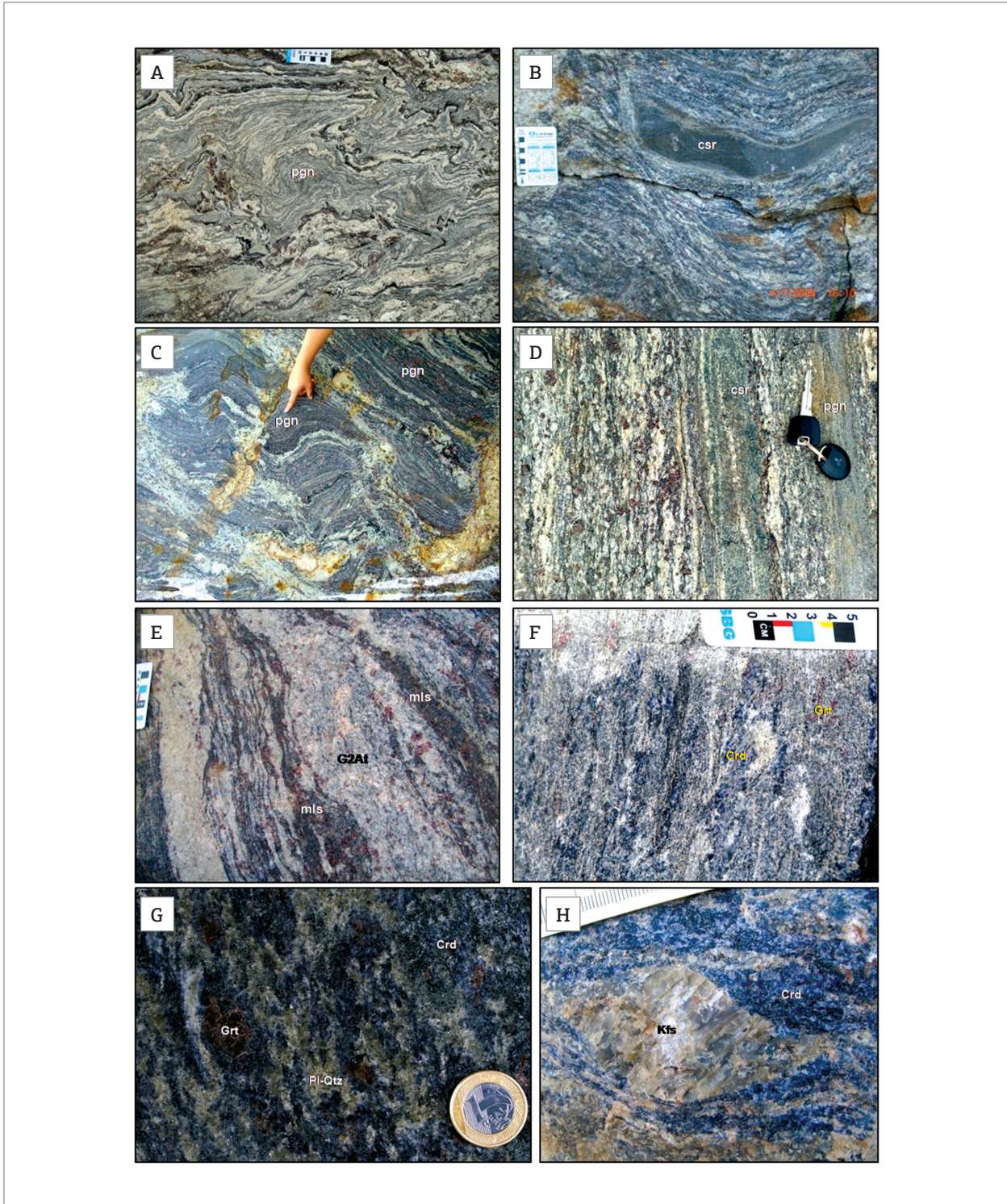


Figure 4. Photos from rocks of the Nova Venécia Complex. (A) folded stromatic migmatite showing the Grt-Bt paragneiss (pgn), and Bt-poor leucosomes (light-coloured) with associated Bt-rich melanosomes (dark gray to black); (B) calc-silicate rock (csr) enveloped by migmatitic paragneiss; (C) transitional stromatic-to-schollen migmatite; (D) diatexite showing Grt-rich leucosomes and Bt-rich melanosomes grading to paragneiss (pgn), with intercalation of calc-silicate rock (csr); (E) diatexite rich in foliated leucosomes (G2At, Ataléia-type granite) and (Opx)-Grt-Crd melanosomes relatively poor in biotite (mls), with minor Bt-bearing leucogranitic leucosomes; (F) Bt-Grt-Sil-Crd paragneiss (a Bt-bearing cordierite granulite) rich in stretched blue cordierite poikiloblasts (Crd, see Fig. 6D); (G) cordierite granulite with greenish felsic components (mostly plagioclase and quartz, Pl-Qtz) and minor garnet (Grt); (H) sigmoidal porphyroblast of K-feldspar in a blue cordierite (Crd) granulite.

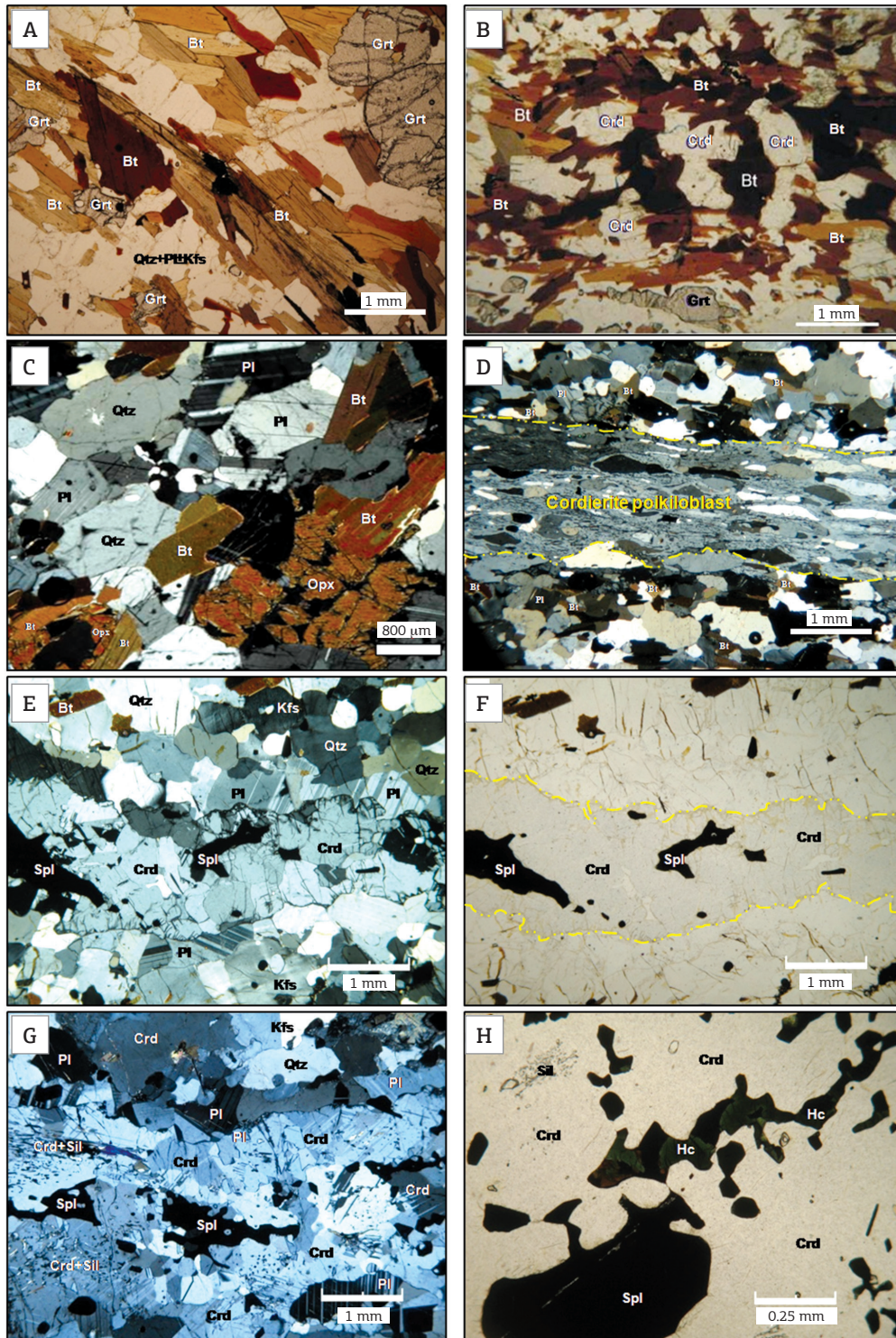


Figure 5. Photomicrographs from thin sections of rocks of the Nova Venécia Complex (A, B, F, and H, single polarizer; C, D, E and G, crossed polarizers). (A) Grt-Bt-rich paragneiss; (B) Crd-Bt-rich paragneiss; (C) Opx-bearing biotitic paragneiss; (D) stretched cordierite poikiloblast rich in quartz and sillimanite inclusions, in the Bt-bearing cordierite granulite; (E and F) Bt-poor cordierite granulite showing a stretched cordierite porphyroblast with spinel inclusions; (G) Bt-free cordierite granulite; (H) oriented spinel inclusions with green hercynite in a cordierite porphyroblast of a cordierite granulite.

amphibolite to granulite facies Sil-Crd-Grt-Bt gneisses (Figs. 4A-4D, 5A and 5B) and Bt-poor Sil-Grt-Crd granulitic gneisses (Figs. 4F to 4H and 5D to 5H), which may locally contain orthopyroxene (Fig. 5C). For descriptive purposes, we call the migmatitic Crd-Grt-Bt gneisses as paragneisses (independently of metamorphic facies), and the Bt-poor Sil-Grt-Crd gneisses as cordierite granulites or blue granulites.

The most common paleosomes of the Nova Venécia migmatites are paragneisses consisting of variable amounts of quartz, plagioclase, K-feldspar, biotite, garnet, cordierite, sillimanite and/or orthopyroxene (Figs. 5A to 5C). Accessory minerals include spinel (magnetite, hercynite), ilmenite, apatite, monazite, titanite, zircon, and sulphides. Some general features of the paragneisses are: (i) plagioclase is generally more abundant than K-feldspar in the paleosomes; (ii) biotite content decreases with the increasing amount of cordierite and/or garnet and/or leucosomes; and (iii) orthopyroxene locally occurs in both biotitic paragneisses and cordierite granulite along the eastern portion of the Nova Venécia Complex.

The laminated to banded structures of the paragneisses represent variations in mafic versus felsic mineral contents. They may be inherited from sedimentary protoliths, or formed from metamorphic banding associated with tectonic transposition. Leucosomes generally highlight the banded structures (as partial melting preferentially starts along mica-rich horizons). Paragneisses and calc-silicate rocks may show sharp contacts or gradually pass one to another (Fig. 4B), providing the best evidence of relict stratification. The calc-silicate rocks mostly consist of quartz, Ca-rich plagioclase, clinopyroxene, orthopyroxene, Ca-rich garnet, apatite, and opaque minerals.

Sil-Grt-Crd gneisses poor to free in biotite, the so-called cordierite granulites, occur in the eastern sector of the back-arc zone, and in exposures of the Nova Venécia Complex located between the towns of Ecoporanga and Cotaxé (Fig. 2). They vary in composition from Bt-Grt-bearing Crd-rich gneisses (Figs. 4F, 5D to 5F) to Bt-free Hc-Sil-Crd granulites free to poor in garnet (Figs. 4G and 4H, 5G and 5H). The Bt-poor granulites consist of quartz, plagioclase, K-feldspar, blue cordierite, garnet, sillimanite, spinel (hercynite, magnetite), orthopyroxene, apatite, and zircon (Figs. 5D to 5H). The cordierite granulites form layers and lenses grading to migmatitic paragneisses. They also form large massifs relatively poor in granitic leucosomes, which have been quarried for blue dimension stone production (Machado-Filho 1998).

Regionally, the syn-kinematic mineral assemblages related to the regional foliation are: (i) Qtz + Pl + Kfs + Bt + Grt + Crd + Sil + Ilm ± Spl ± Opx, for the migmatitic paragneisses; and (ii) Qtz + Pl + Crd + Sil + Hc + Kfs + Spl ± Grt ± Bt ± Opx, for the cordierite granulites. The Nova Venécia paragneisses are Opx-free and richer in biotite along

the western sector of the back-arc zone. They tend to be Opx-bearing, and richer in cordierite, garnet and sillimanite towards the eastern border of the region. This compositional change reflects a general prograde metamorphism, varying from amphibolite facies in the west to granulite facies in the east. Available geothermobarometric data also suggest this west to east prograde metamorphism, recording temperatures from ca. 712°C in the western edge of the back-arc zone, to ca. 930°C in its eastern margin, with values around 820°C in the central part of the study region (Fig. 1; data from Munhá *et al.* 2005, and Gradim 2013). The lowest temperature ($712 \pm 32^\circ\text{C}$ at 5.4 ± 0.5 kbar) was obtained from a Sil-Crd-Grt-Bt paleosome of a stromatic metatexite, whereas the highest temperatures were obtained from melt-poor cordierite granulites ($840 \pm 60^\circ\text{C}$ at 5.6 ± 0.9 kbar, and $930 \pm 118^\circ\text{C}$ at 6.1 ± 0.4 kbar; Gradim 2013). The melt-rich Sil-Grt-Bt-Crd paragneisses from the central part of the back-arc zone yielded a temperature of $820 \pm 20^\circ\text{C}$ at 6.5 ± 0.5 kbar (Munhá *et al.* 2005). This increase in metamorphic temperatures agrees with the regional changes in mineral assemblages from amphibolite to granulite facies, as well as with the crustal architecture of the back-arc zone (Fig. 3). It is also in agreement with the west to east prograde metamorphism observed more to the north, in the Jequitinhonha Complex (Fig. 1), where temperatures lower than 800°C and higher than 900°C have been determined by quantitative geothermobarometric studies (Belém 2006).

Some features provide evidence of high-grade post-kinematic reactions in the Nova Venécia gneisses, namely: (i) recrystallization of helicitic garnet overprinting the regional foliation; (ii) cordierite overgrowth on garnet forming corona textures; and (iii) development of Crd+Sil+Hc and Crd+Sil+Grt+Opx+Hc isotropic assemblages associated with the complete removal of biotite from the foliation. These features generally occur in the vicinity of G5 intrusions.

The first regional anatectic event in the Nova Venécia paragneisses gave rise to syn-deformational neosomes, whose mineral assemblages vary considerably along the study region. In the western sector of the back-arc zone, neosomes are Opx-free, and tend to be richer in biotite and relatively poor in cordierite, garnet and/or sillimanite (Fig. 4A). In the eastern sector, this syn-kinematic melting event generated usually more dehydrated neosomes, including Grt-rich leucosomes and melanosomes relatively poor in biotite, but rich in cordierite, garnet and sillimanite, locally with orthopyroxene (Fig. 4D and 4E). In fact, the migmatitic paragneisses include several metatexite and diatexite varieties (Fig. 4A to 4E), characterizing a rock assemblage formed by increasingly dehydrated anatectic products. Lenses of calc-silicate rocks represent refractory resistors in the Nova Venécia migmatites (Fig. 4B). Diatexites show granite leucosomes

similar to the Ataléia granitic rocks (Fig. 4E). These diatexites gradually pass to large bodies of Ataléia-type granites, enveloped by the migmatitic paragneisses.

The Ataléia Suite

The granitic rocks grouped in the Ataléia Suite occur in close spatial association with migmatites of the Nova Venécia Complex, as well as in large massifs (Figs. 2, 4A to 4E, 6A). Generally, the Ataléia granites are rich in paragneiss and/or calc-silicate enclaves, suggesting an essentially autochthonous nature (Figs. 6A and 6C). In fact, there is a consensus in the literature that the “kinzigitic” migmatites rich in garnet-biotite leucosomes gradually pass to larger foliated granite bodies.

Based on field and petrographic evidence, we also consider the Ataléia granites as autochthonous to semi-autochthonous melts formed from anatexis of the Nova Venécia paragneisses (Figs. 4A to 4E, 6A to 6E). Most of them clearly show the regional foliation (Figs. 6 and 7), although it may be difficult to recognize it in Bt-poor granites. Locally, they exhibit well-developed mylonitic features.

The Ataléia Suite ranges in composition from prevailing granodiorite and granite to minor tonalite. These granitic rocks include variable contents of quartz, plagioclase, K-feldspar, biotite, garnet, cordierite, sillimanite, orthopyroxene, apatite, spinel minerals (magnetite, hercynite), ilmenite, monazite, zircon, and sulphides (i.e. despite differences in mineral contents, this is the same general composition of the Nova Venécia paragneisses). Biotite and/or garnet are ubiquitous in the Ataléia granites, reaching modal values around 10 – 15%. The Pl-Grt-Opx-Hc assemblage occurs in the less evolved melts closely associated with the Nova Venécia migmatites, as well as in some large charnockitic bodies (Figs. 7C and 7D). The greenish-colour, foliated, Grt-Opx-bearing granitic rocks, ranging in composition from enderbite to charnockite, are more abundant along the eastern sector of the back-arc region, mainly in the southern domain. Enclaves of calc-silicate rocks and paragneisses are very common (Fig. 6).

The regional solid-state foliation is ubiquitous and pervasive in the Ataléia granites, locally showing mylonitic features, representing the preferred orientation of biotite and/or fibrous sillimanite, as well as stretched quartz, feldspar, garnet and/or cordierite (Figs. 6 and 7).

The Carlos Chagas Batholith

The Carlos Chagas batholith extends continuously for more than 14,000 km² in the back-arc region of the Araçuaí orogen, approximately between latitudes 17° and 19° S (Figs. 1 and 2). It includes granites from the Carlos Chagas, Montanha and Nanuque suites, which differ from each other only in the biotite content. The batholith is thus

quite homogeneous in composition, mostly consisting of leucocratic, very coarse- to medium-grained, Grt-Bt syenogranite rich in K-feldspar megacrysts (Fig. 8). Rare enclaves of Grt-Bt gneisses and calc-silicate rocks are found elsewhere in the batholith, probably representing xenoliths in distinct stages of assimilation (Fig. 8D).

Despite its homogeneous composition, the Carlos Chagas batholith is structurally heterogeneous (Fig. 8). Undeformed and deformed granites coexist within the batholith. Progressive imprint of solid-state deformation features over magmatic fabrics can be observed from outcrop to thin section scale (Figs. 8 and 9). The most common magmatic features displayed by the undeformed granites are: (i) isotropic structure showing chaotic euhedral K-feldspar megacrysts with well-preserved twinning boundaries and facets (Figs. 8A and 8B); (ii) igneous flow orientation of euhedral K-feldspar crystals (Figs. 8C to 8E); and (iii) isotropic structure with no evidence of intracrystalline deformation (Fig. 9A). Evidence of the syn-kinematic solid-state deformation includes the following features: (i) development of the solid-state foliation from incipient ductile deformation in the quartz-rich matrix to the remarkable development of quartz ribbons and stretched garnets (Figs. 9B, 9E and 9F); (ii) development of augen structure with K-feldspar porphyroclasts oriented according to the regional foliation (Figs. 8E to 8H); (iii) stretched quartz, K-feldspar and garnet along the regional foliation (Figs. 8F to 8K and 9D to 9F); (iv) rotated sigmoidal K-feldspar and garnet crystals showing recrystallization tails (Figs. 8G to 8J); and (v) biotite breakdown and development of hercynite-sillimanite-rich trails along the regional foliation (Figs. 8K, 9C, 9D and 9G).

The structural heterogeneity of the Carlos Chagas batholith is associated with changes in the mineralogical composition, as a consequence of syn-kinematic metamorphic reactions in the deformed granites. The greater the ductile strain, the most distinctive is the accessory mineral assemblage in relation to the undeformed granites. The mineral assemblage of the undeformed granites includes quartz, perthitic K-feldspar, sodic plagioclase, biotite and garnet, with apatite, monazite, zircon, ilmenite and sulphides as accessory minerals (Fig. 9A). This mineral assemblage remained essentially stable in the less deformed granites, despite the recrystallization of biotite and quartz along the regional foliation (Fig. 9B). As the ductile deformation develops, augen structure and mylonitic features become evident (Figs. 8F to 8K). Biotite is progressively replaced, thereby generating Hc-Sil-Grt ultramylonites. (Figs. 8J and 8K, 9E and 9G). Such rocks are poor to free in biotite, recording the most dehydrated metamorphic products in the Carlos Chagas batholith. Geothermobarometric data from mylonitic Sil-Grt-Bt granites constrain the minimum metamorphic temperature for the Bt-free ultramylonites around 680°C (Pedrosa-Soares *et al.* 2011).

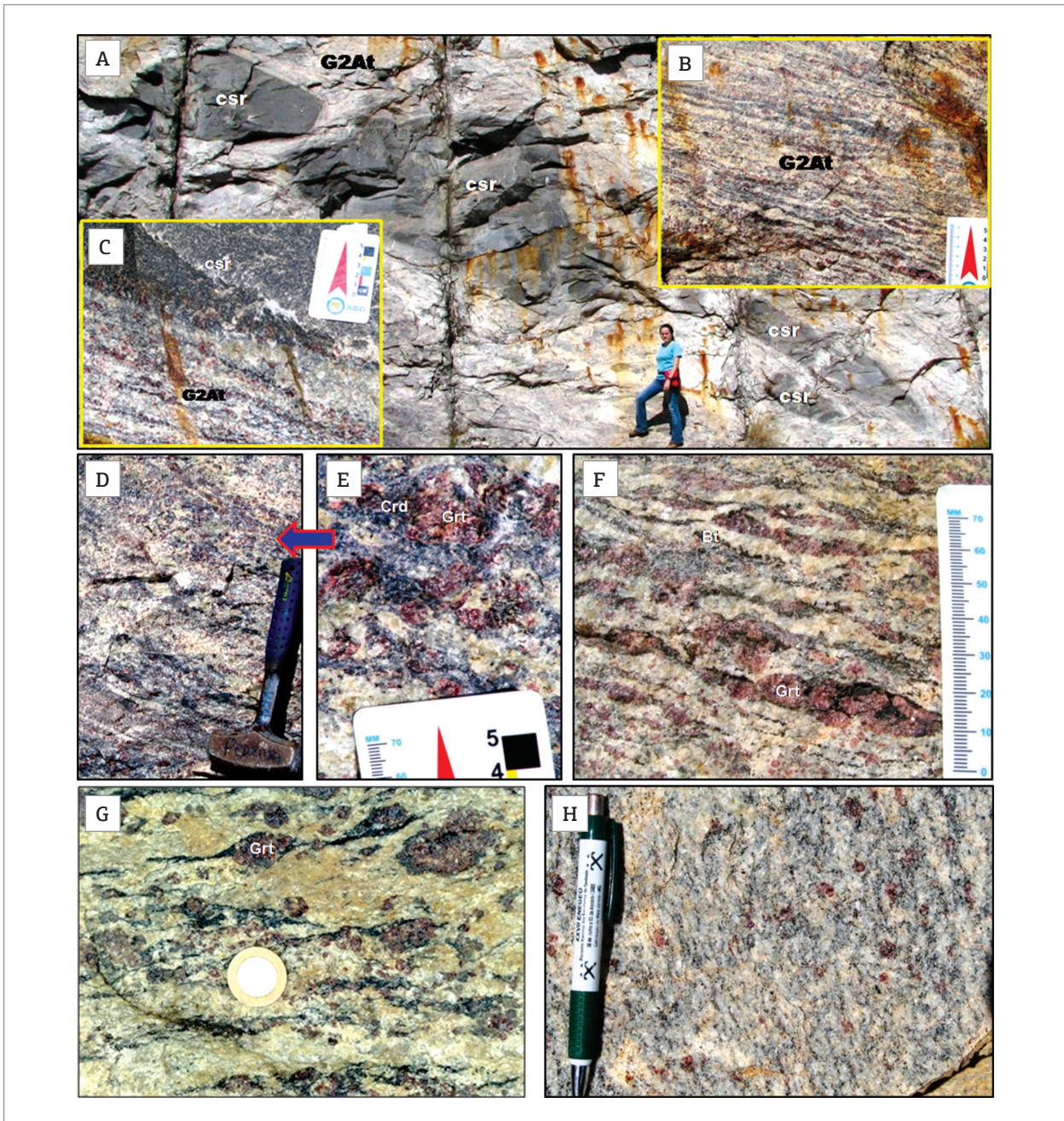


Figure 6. Photos from rocks of the Ataléia Suite. (A) large calc-silicate enclaves parallel to the regional foliation of the host Ataléia granite; (B) Bt-Grt foliated granite with melanocratic bands/laminae suggesting residual material from the partial melting process; (C) detail of the sharp contact between the calc-silicate rock and the foliated granite; (D and E) discontinuous bands of Grt-Crd-rich residuum, showing cordierite overgrowths on garnets (corona texture); (F) a foliated Grt-rich granite; (G) garnet porphyroclasts with Bt-rich recrystallization tails; (H) a foliated Bt-Grt granite.

The G3 Supersuite

The G3 leucogranites form vein- to irregular-shaped leucosomes associated with G2 granites of both the Ataléia Suite and the Carlos Chagas batholith (Fig. 10A to 10C), as well as some large bodies with enclaves of G2 granites (Fig. 2). Most G3 leucogranites show gradual and irregular contacts with the

parent G2 granites (Figs. 10A to 10C), suggesting autochthonous partial melting and melt crystallization processes. Rarely, sharp and interfingering contacts outline well-shaped veins and small plutons that seem to be semi-autochthonous to allochthonous. Oversized G3 leucogranite plutons reach up to 2 km in diameter, and are generally associated with the Ataléia Suite (Fig. 2).

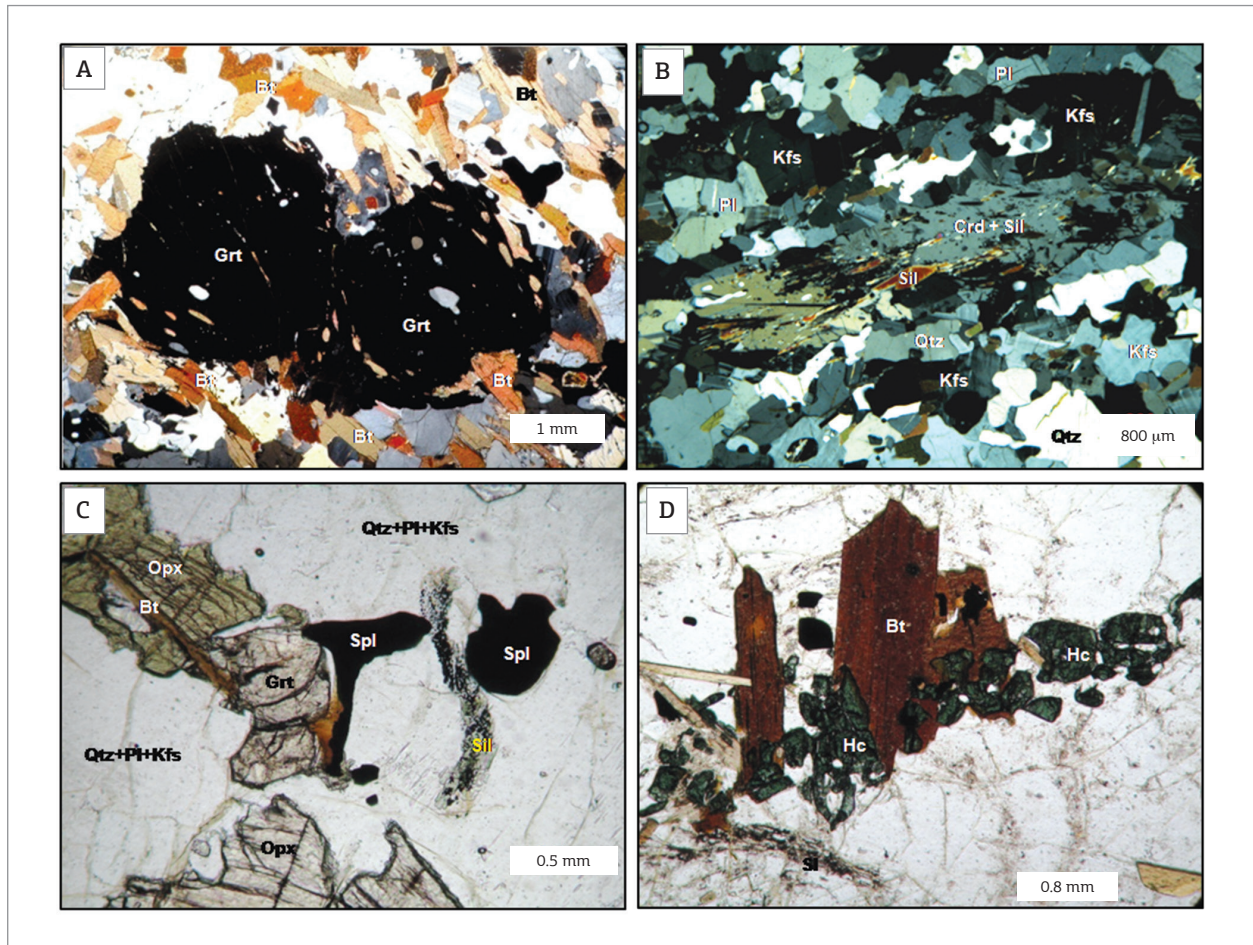


Figure 7. Photomicrographs from thin sections of rocks from the Ataléia Suite (A and B, crossed polarizers; C and D, single polarizer). (A) foliated Bt-Grt granite showing syn-kinematic, rotated inclusion trails in garnet porphyroblasts; (B) foliated Crd-Sil-Bt granite showing a stretched cordierite porphyroblast rich in oriented sillimanite inclusions parallel to the ductile foliation; (C) deformed Grt-Sil-Opx-bearing charnoenderbite; (D) green spinel (hercynite) in charnoenderbite of the Ataléia Suite.

The G3 leucogranites are rich in perthitic K-feldspar, ranging from alkali-feldspar granites to syenogranites, including sodic plagioclase (mostly in perthite), quartz, garnet and/or cordierite, sillimanite, apatite, monazite, zircon and scarce opaque minerals (Figs. 10D, 10E and 10G). They include irregular-shaped, dark-coloured, isotropic bodies consisting of cordierite, garnet, sillimanite, apatite, monazite, ilmenite and spinel (G3r in Fig. 10F). These bodies, extremely rich in peraluminous, mafic and refractory minerals, represent residual material from the partial melting process, segregated from the G3 melt (G3m in Fig. 10F).

Thermal effects related to G5 plutonism

A myriad of G5 intrusions occur in the study region (Fig. 2). They range in size from large plutons to thin dykes. I-type granites and charnockites prevail in large plutons, whereas enderbites and norites are more frequent in small plutons.

The host rocks show clear changes in fabrics and mineral assemblages close to the contact with G5 intrusions. This re-heating episode caused dehydration metamorphic reactions on the Nova Venécia paragneisses, as well as on G2 and G3 granites, forming mineral assemblages rich in cordierite, garnet, sillimanite and/or spinel, and poor to free in biotite. The greenish dimension stone commercially called “Eucaliptus Green Granite”, a granite rich in light-green cordierite and green spinel (hercynite) formed from the breakdown of biotite (Fig. 9H), is a product of the thermal metamorphism imposed by G5 intrusions on G2 and G3 granites.

It seems that the G5 re-heating episode reached large scale importance, promoting resetting of the mineral isotopic systems, even far from the surface traces of intrusive contacts (Cordani 1973; Munhá *et al.* 2005; Cordani *et al.* 2005).

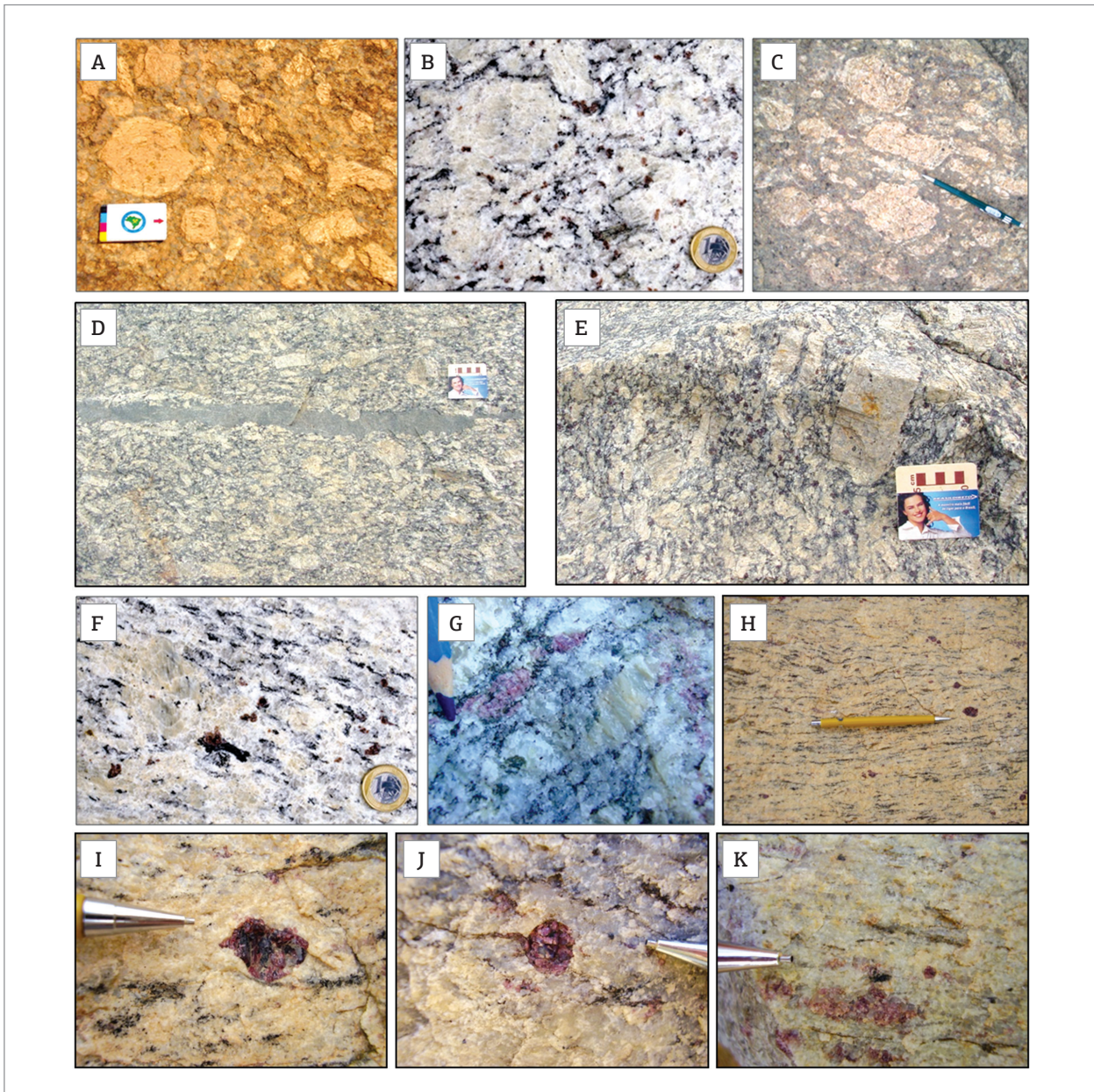


Figure 8. Photos from rocks of the Carlos Chagas batholith. (A) non-deformed isotropic Carlos Chagas granite with euhedral megacrysts of K-feldspar; (B) isotropic Carlos Chagas granite in a fresh rock exposure; (C) igneous flow with euhedral K-feldspar megacrysts; (D) Bt-rich enclave along the igneous flow; (E) transition from igneous flow to ductile deformation, showing euhedral as well as eye-shaped (*augen*) K-feldspar megacrysts; (F) foliated granite showing oriented biotite and eye-shaped K-feldspar crystals (*augen* structure); (G) sigmoidal K-feldspars and stretched garnets along the regional foliation; (H) mylonitic granite with stretched eye-shaped K-feldspars; (I) sigmoidal garnet; (J) rotated garnet with recrystallization tail; (K) ultramylonitic granite with stretched garnets (red) and greenish Hc-Sil-rich trails.

LITHOCHEMISTRY

We present here an evaluation of possible sedimentary protoliths of the Nova Venécia paragneisses and cordierite granulites, as well as a comparative study concerning these metasedimentary rocks and the G2 and G3 granites. Major and trace elements data from 96 rock samples, as well as sample preparation and

analytical procedures are available in Gradim (2013), together with data selected from Tuller (1993) and Baltazar *et al.* (2010).

From sediments to gneisses

The main lithochemical criteria used to evaluate protoliths of carbonate-free clastic sediments are the relative distribution of the following ratios: (i) $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, a maturity index for

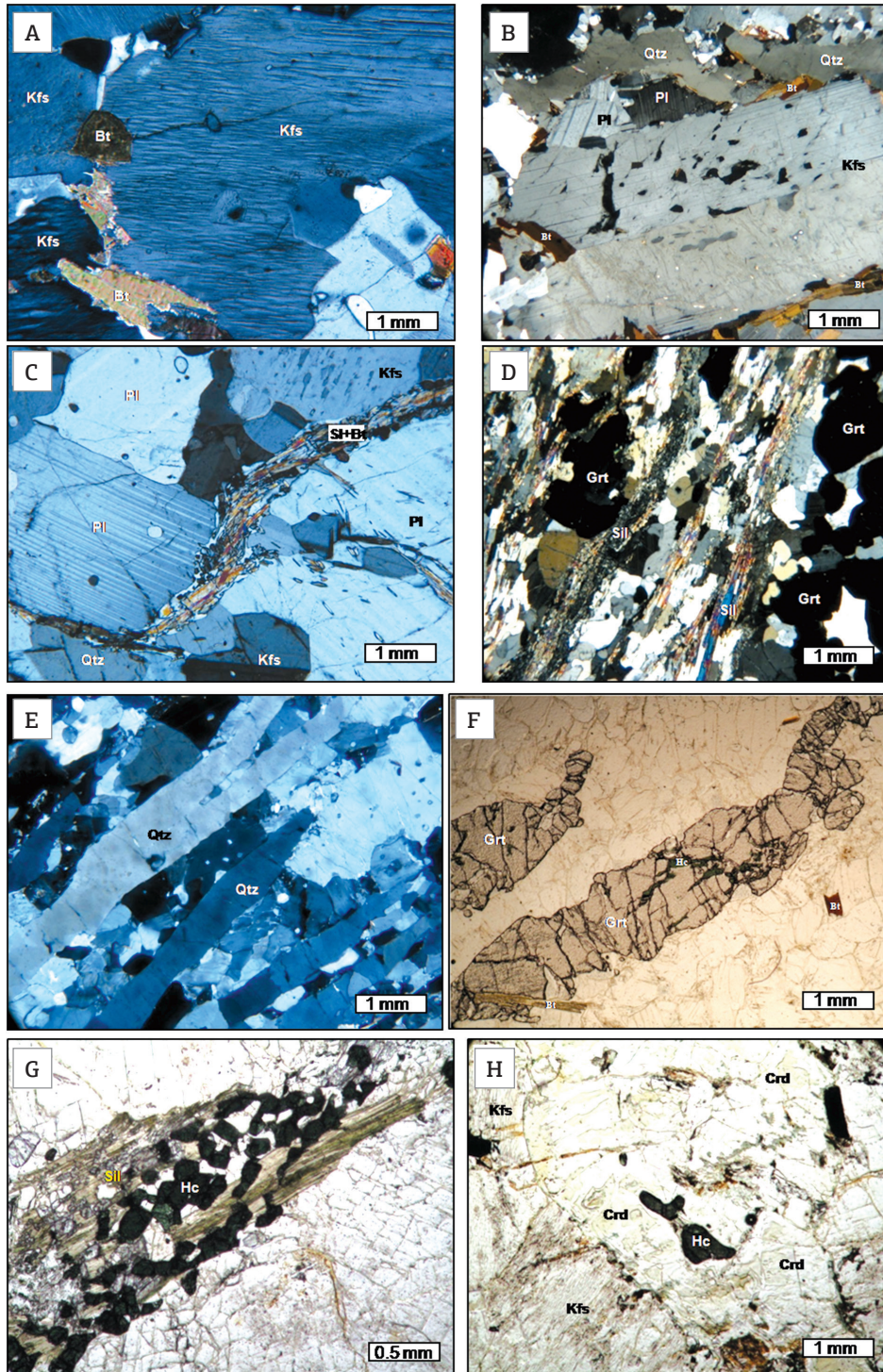


Figure 9. Photomicrographs from thin sections of rocks from the Carlos Chagas batholith (A, B, C, D and E, crossed polarizers; F, G and H, single polarizer). (A) isotropic granite rich in K-feldspar; (B) incipient ductile deformation in the Qtz-rich matrix close to an euhedral K-feldspar crystal with undeformed Carlsbad twin; (C) development of solid-state deformation marked by recrystallization of a Bt-Sil trail; (D) penetrative foliation marked by recrystallization of Sil-rich trails; (E) foliation marked by recrystallization of quartz ribbons and stretched feldspars; (F) stretched garnet crystals in mylonitic granite; (G) Bt-free Hc-Sil-rich foliation trail in ultramylonitic granite; (H) greenish cordierite and spinel (hercynite) in a non-deformed Bt-free Carlos Chagas granite (the “Eucaliptus Green Granite”).

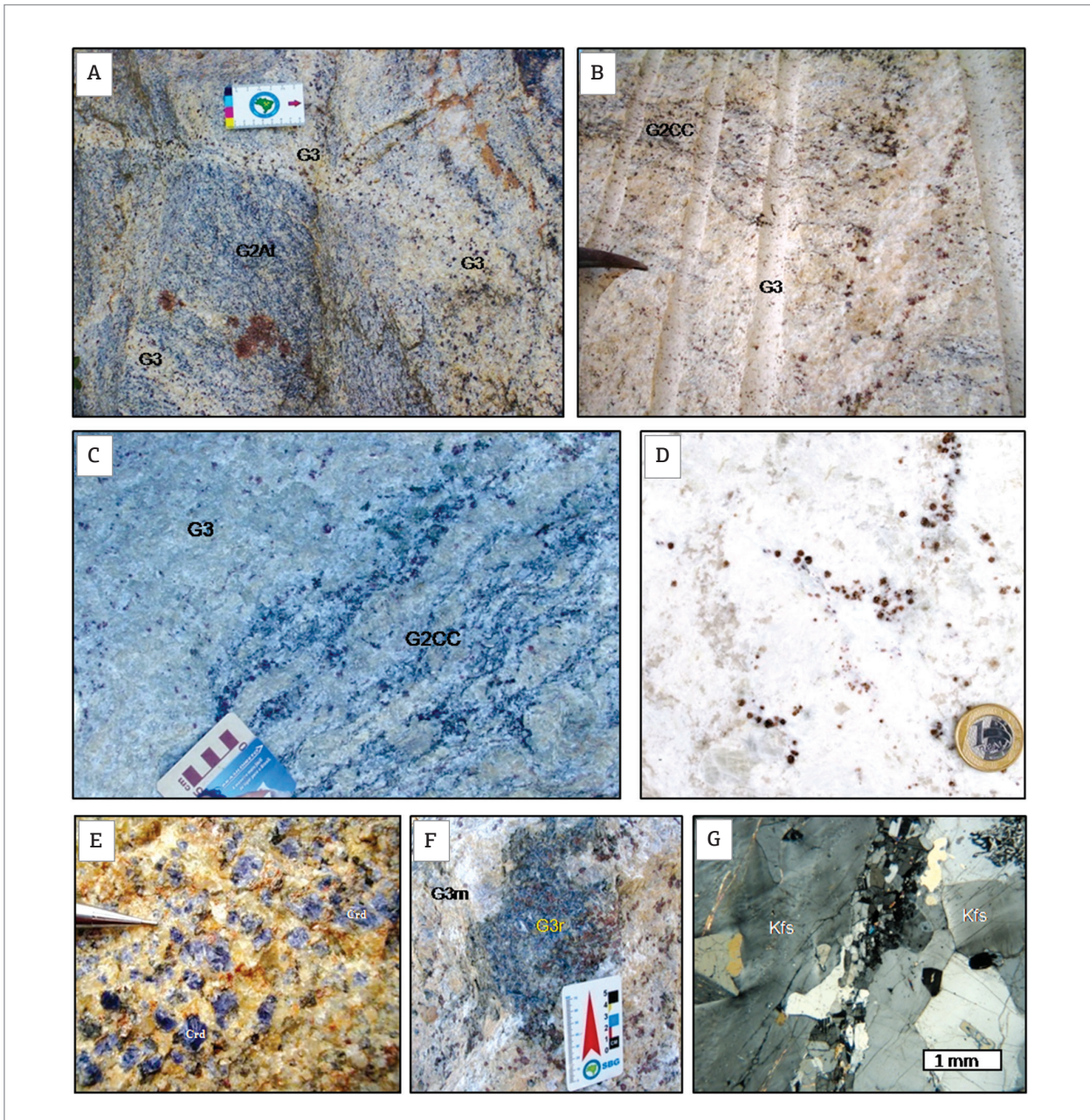


Figure 10. Photos from rocks of the G3 supersuite. (A) G3 leucosomes associated with Bt-rich Ataléia foliated granite (G2At); (B) G3 leucogranite with restites of Carlos Chagas foliated granite (G2CC); (C) contact between G3 leucogranite and Carlos Chagas foliated granite (G2CC); (D) G3 garnet leucogranite; (E) G3 cordierite leucogranite; (F) G3 leucogranite, representing the melt phase (G3m), associated with a rock composed of Crd+Grt+Sil+Ap (G3r), representing residuum from the partial melting process; (G) thin section (crossed polarizers) showing the Kfs-rich G3 leucogranite.

clastic rocks, relating clay-rich against quartz-rich sedimentary fractions; (ii) K_2O/Na_2O , concerning potassic components (mostly K-feldspar and biotite) versus plagioclase; and (iii) MgO/CaO , relating mafic components versus plagioclase (cf. Bhatia 1983, Taylor and McLennan 1985, Rosen 1992).

Paragneisses and cordierite granulites show SiO_2/Al_2O_3 ratios between clay-rich and quartz-rich sediments, suggesting

a maturity index typical of graywackes (Fig. 11A). Most paragneisses have intermediate to high SiO_2/Al_2O_3 ratios, plotting in the graywacke to sub-graywacke/lithoarenite fields, with a small sample number representing graywacky pelite protoliths. Cordierite granulites tend to be richer in Al_2O_3 than paragneisses, suggesting that they derive from graywacky pelite protoliths (Fig. 11A). Both lithotypes outline similar

distributions in the MgO/CaO and K₂O/Na₂O fields, indicating quite balanced contributions of immature felsic to mafic components to their protoliths (Fig. 11A).

Taking into account that plagioclase is the main source of Ca and Na in carbonate-free clastic sediments, the lithochemical signature enriched in CaO+Na₂O shown by most Nova Venécia samples suggests sources rich in intermediate to felsic rocks (such as calc-alkaline magmatic arcs, typical of active continental margin settings). Therefore, a plot of Na₂O/K₂O ratios versus silica (Fig. 11B) indicates that the Nova Venécia gneisses could be sediments formed within an active continental margin (Fig. 11).

From gneisses to granites

The Al-saturation diagram outlines the negative correlation trend of a series of peraluminous rocks, with Ataléia granites following down Nova Venécia gneisses, and clustering together with Carlos Chagas and G3 granites in the zone of low (A/NK)/(A/CNK) ratios (Fig. 12A). As expected from the petrographic studies, such trend agrees with the progressive depletion in biotite, as well as in other Al-rich mafic minerals, from the Nova Venécia paragneisses to the most evolved G2 and G3 granites.

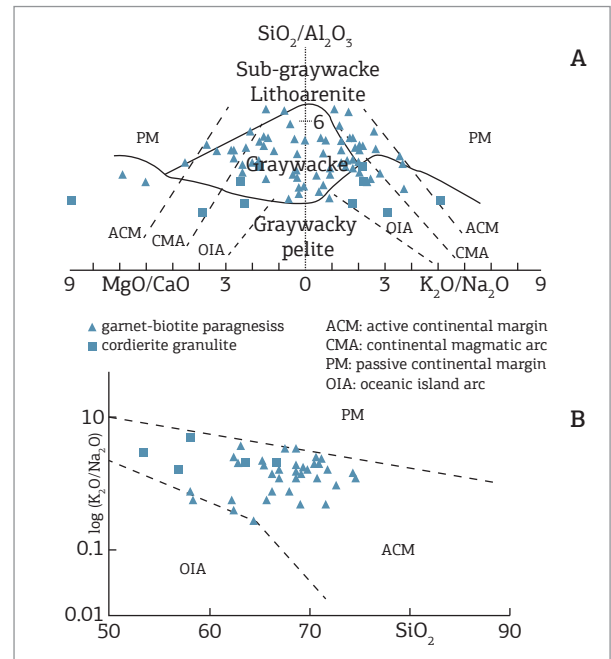


Figure 11. Plot of samples from the Nova Venécia Complex in diagrams suggested by (A) Rosen (1992), and (B) Bhatia (1983).

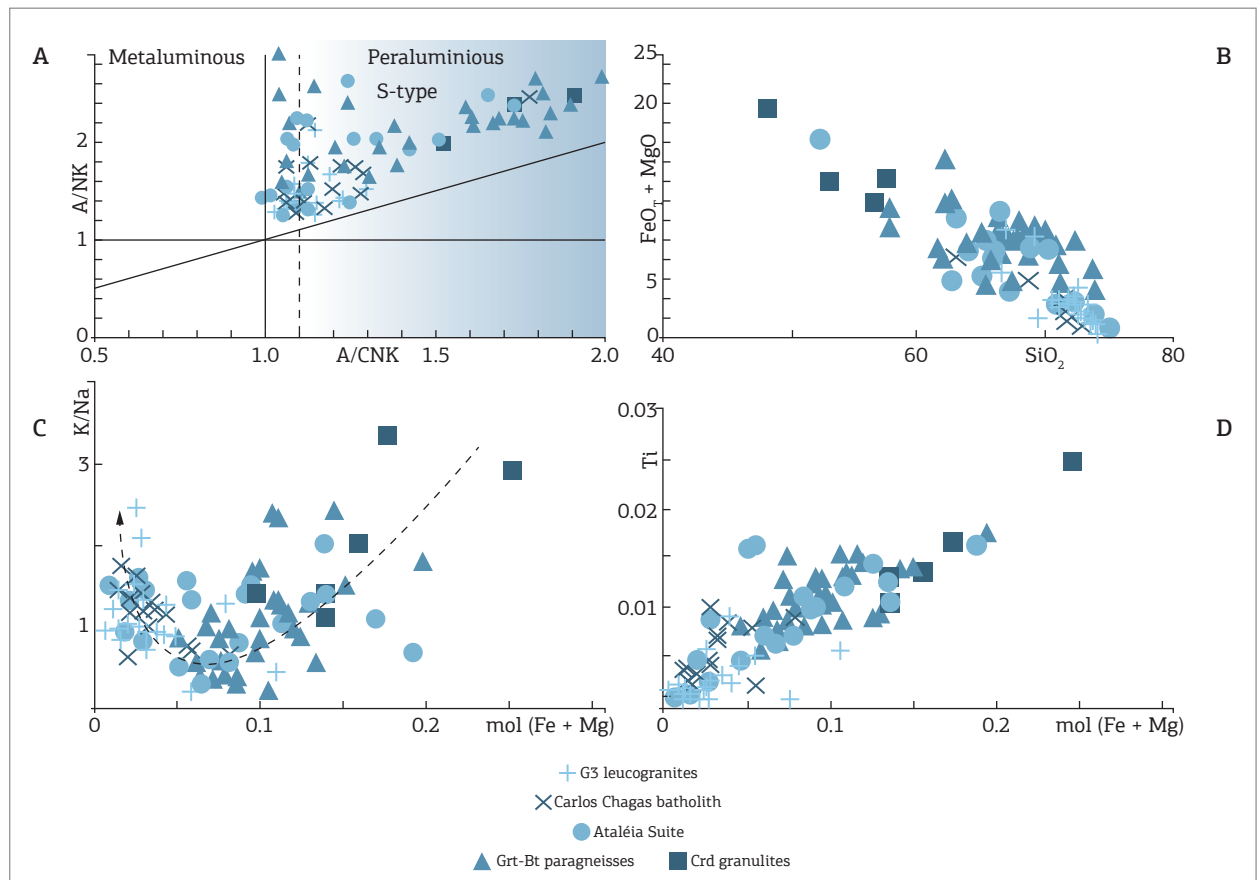


Figure 12. Lithochemical diagrams relating Nova Venécia gneisses, and G2 and G3 granites. (A) aluminum-saturation diagram; (B) silica versus total ferromagnesian (FeO_T+MgO) components; (C) maficity (mol (Fe+Mg)) versus alcalis ratio (K/Na); (D) maficity versus titanium (Ti).

The G2 and G3 granite samples plotting in the low-Al peraluminous zone ($1.0 < A/CNK < 1.1$; Fig. 12A) are not classical S-type granites ($A/CNK > 1.1$) neither I-type peraluminous granites (*cf.* Chapell & White 2001; Chapell *et al.* 2012). These low-Al peraluminous granites are the plagioclase-rich Ataléia granites, and some other G2 and G3 granites enriched in feldspars in relation to the Al-rich mafic minerals (Bt, Grt, Crd).

Lithochemical diagrams provide further evidence of the very close compositional relations between the Nova Venécia paragneisses and the Ataléia granites (Figs. 12 and 13), despite their obvious petrographic differences (Figs. 4 to 7). Indeed, the Ataléia granites closely overlap the Nova Venécia gneisses along almost the whole compositional trends (Fig. 12). This reflects the variable amounts of mafic minerals, as well as of residual plagioclase, inherited by the Ataléia melts from paragneisses. In fact, the Eu positive anomalies in Rare Earth Elements (REE) diagrams suggest plagioclase enrichment in samples from Ataléia granites, as well as in some Nova Venécia paragneisses (Figs. 13A and 13C). Moreover, mafic minerals from the Nova Venécia gneisses, such as garnet and ilmenite formed from the breakdown of biotite, would have been inherited by the Ataléia granites, probably according to the process of peritectic phase entrainment (Clemens & Stevens 2012). Nevertheless, the more differentiated Ataléia granites (i.e., richer in silica, Na and K, and more depleted in Ca and Mg+Fe) tend to plot apart from the Nova Venécia gneisses, but within the Carlos Chagas granite field (Fig. 12). REE patterns also indicate that many Ataléia granites represent less evolved melts in relation to Carlos Chagas granites (Figs. 13C and 13D). Bearing in mind that both the Ataléia and Carlos Chagas melts would be supplied by the same primary source (the Nova Venécia paragneisses), the compositional overlap zone discloses the chemical connection between the less evolved, autochthonous Ataléia melts and the more differentiated, semi-autochthonous to allochthonous Carlos Chagas melts.

Diagrams representing mafic components depict strong positive and negative correlations with Ti and Si, respectively, for the whole sample series (Figs. 12B and 12D). According to the petrographic information, these maficity correlation trends represent the progressive breakdown of biotite, together with the selective segregation between melting and residual phases, forming melts increasingly rich in silica and poor in mafic minerals. Such dehydrating anatexis process started in Al-rich gneisses and reached the Carlos Chagas and G3 granites, passing through most Ataléia granites that represent intermediate less-evolved G2 melts (Fig. 12). As expected, a clear tendency to K-enrichment appears from the Carlos Chagas to the G3 granites (Fig. 12C).

Although more scattered in the diagrams, data from the G3 leucogranites cluster close to the more differentiated G2 granites (Fig. 12). Mg# variations reflect their extreme differences in Grt/Crd modal ratios. In fact, the general

lithochemical signature of G3 leucogranites agrees with the field and petrographic evidence, showing that they are partial melts from distinct varieties of G2 granites (Figs. 12 and 13). Some apparently anomalous REE patterns shown by G3 granites seem to be related to variations in the amounts of accessory minerals, such as apatite and monazite (Fig. 13).

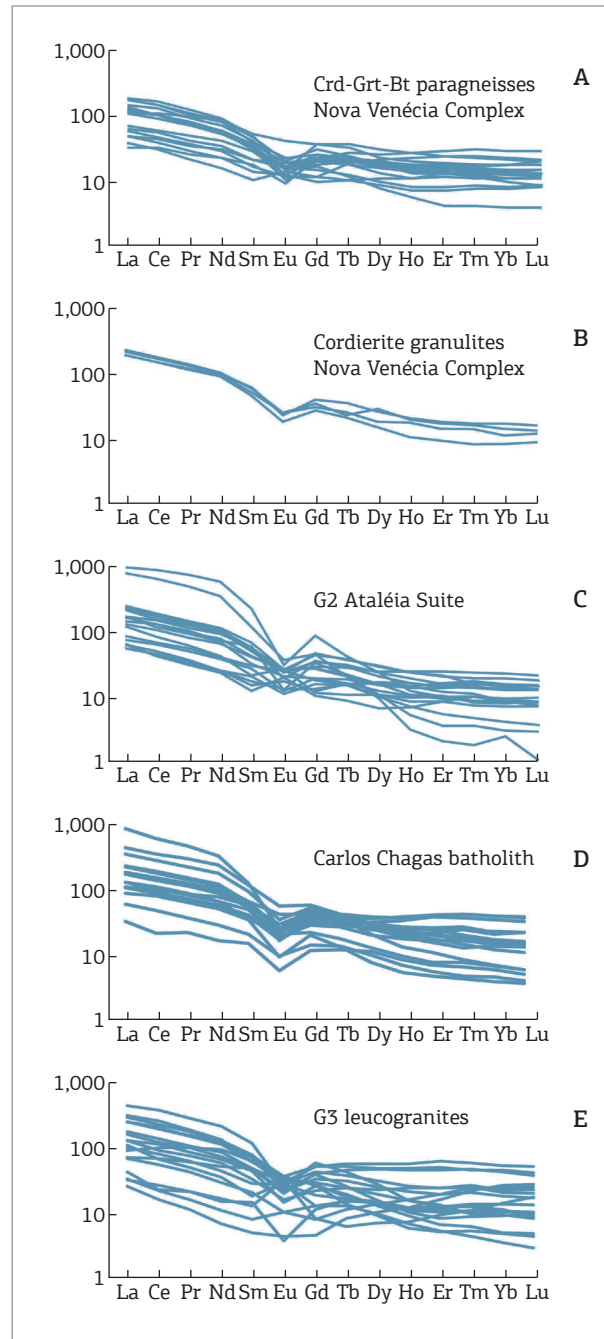


Figure 13. Chondrite normalized REE diagrams for samples of Nova Venécia paragneisses (A) and cordierite granulites (B), Ataléia granites (C), granites from the Carlos Chagas batholith (D), and G3 leucogranites (E). Normalizing factors are from Sun and McDonough (1989).

GEOCHRONOLOGY

We present here new geochronological results from isotopic U-Pb analysis in zircon, performed in the SHRIMP (Sensitive High Resolution Ion Microprobe) and LA-MC-ICP-MS (Multicollector Inductively-Coupled-Plasma Mass Spectrometer) laboratory equipments of the Australian National University, the Universidade de Brasília and the Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Sample preparation and analytical procedures, as well as the complete data tables are available in Gradim (2013).

Dating the eastern edge of the Rio Doce arc

Rocks of the Rio Doce arc occur along the western border of the study region, such as the northeastern tip of the Muniz Freire batholith in the surroundings of Afonso Cláudio, and the eastern massifs of the Baixo Guandu batholith (Fig. 2). These G1 rocks consist of migmatitic, foliated to banded tonalites, with stretched mafic to dioritic enclaves. U-Pb data for the Muniz Freire and Baixo Guandu batholiths suggest magma emplacement from ca. 625 Ma to ca. 585 Ma (De Campos *et al.* 2004; Pedrosa-Soares *et al.* 2011; Novo 2013).

Sample 479, from the Baixo Guandu batholith (Fig. 2), was selected for zircon U-Pb analysis, aiming to determine the age of the easternmost edge of the Rio Doce arc, and compare it with ages obtained for rocks of the back-arc zone. This sample was collected from a foliated Hbl-Bt tonalite with stretched mafic enclaves, free of anatectic leucosomes (Fig. 14). The selected crystals are clean prismatic zircons with oscillatory zoning and no significant overgrowth rims. From a few concordant spots on the cores of distinct zircon crystals (Fig. 14), the age of 589 ± 14 Ma was determined for the magmatic crystallization of the tonalite. This value agrees with the age (ca. 588 Ma) of the northeastern tip of the Muniz Freire batholith (Pedrosa-Soares *et al.* 2011), corresponding to the latest magma accretion along the easternmost border of the Rio Doce arc.

Detrital zircon data for the Nova Venécia Complex

Detrital zircon grains were selected from samples 11 and 484 of the Nova Venécia paragneisses (Fig. 2). Only the paleosomes were prepared for zircon concentration. The samples yielded a population of large (200-300 μ m) detrital zircon grains, and only 17 reliable ages (Figs. 15A and 16).

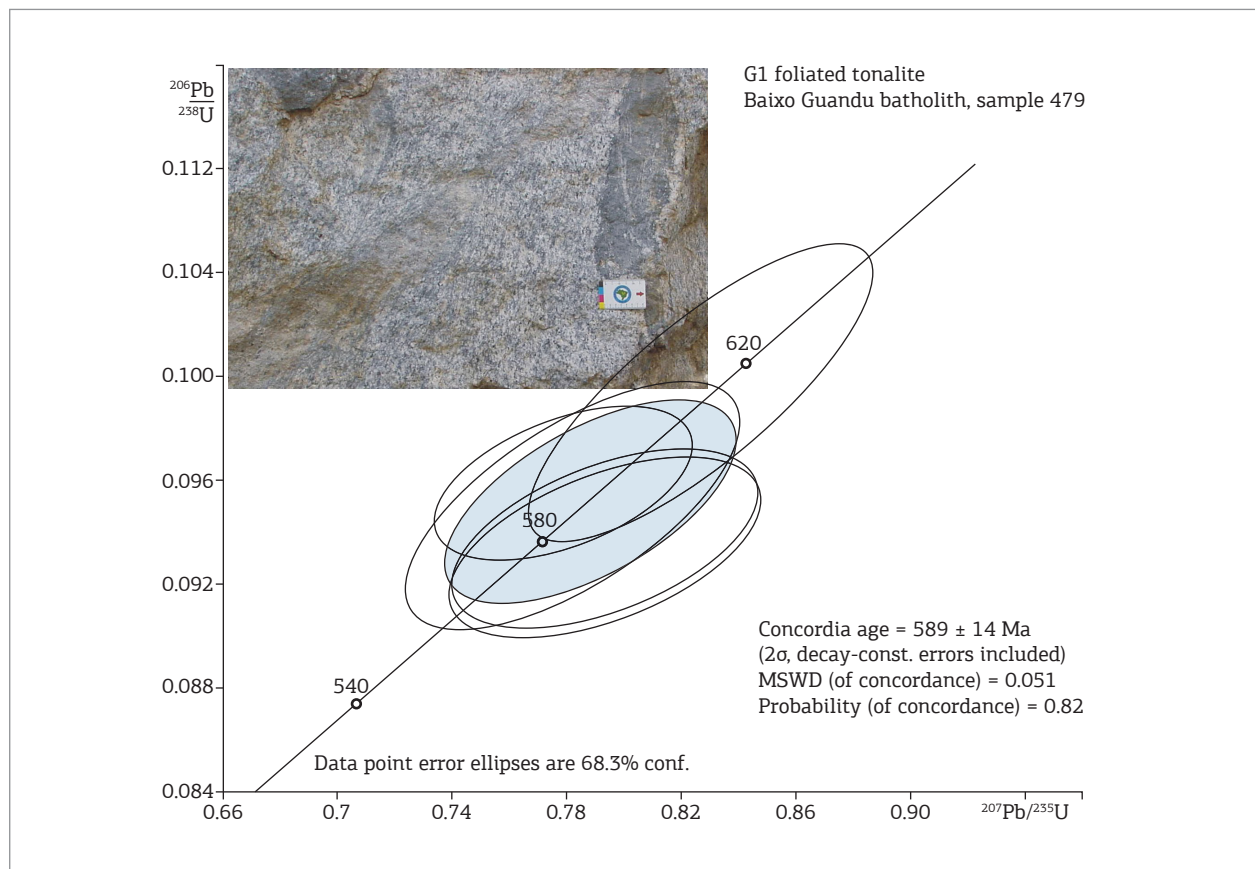


Figure 14. U-Pb concordia diagram for the Baixo Guandu foliated tonalite (sample 479, Fig. 2).



Figure 15. Selected zircon images (CL, cathodoluminescence; EBS, electron backscattering). (A) detrital zircon grains from Nova Venécia paragneisses (sample 11, CL); (B) igneous and (C) metamorphic crystals from an Ataléia foliated granite (sample 66A, Fig. 17D, EBS); (D) igneous core and metamorphic rim in a zircon crystal from Carlos Chagas foliated granite (sample 66B, Fig. 17C), and (E) two metamorphic grains from 66B sample (EBS); (F) igneous crystals from a non-deformed isotropic Carlos Chagas granite (sample 21, CL); (G) metamorphic zircon grains from the ultramylonitic Carlos Chagas granite (sample 472); (H) zircon crystals from the Barra do São Francisco charnockite (sample 470, CL).

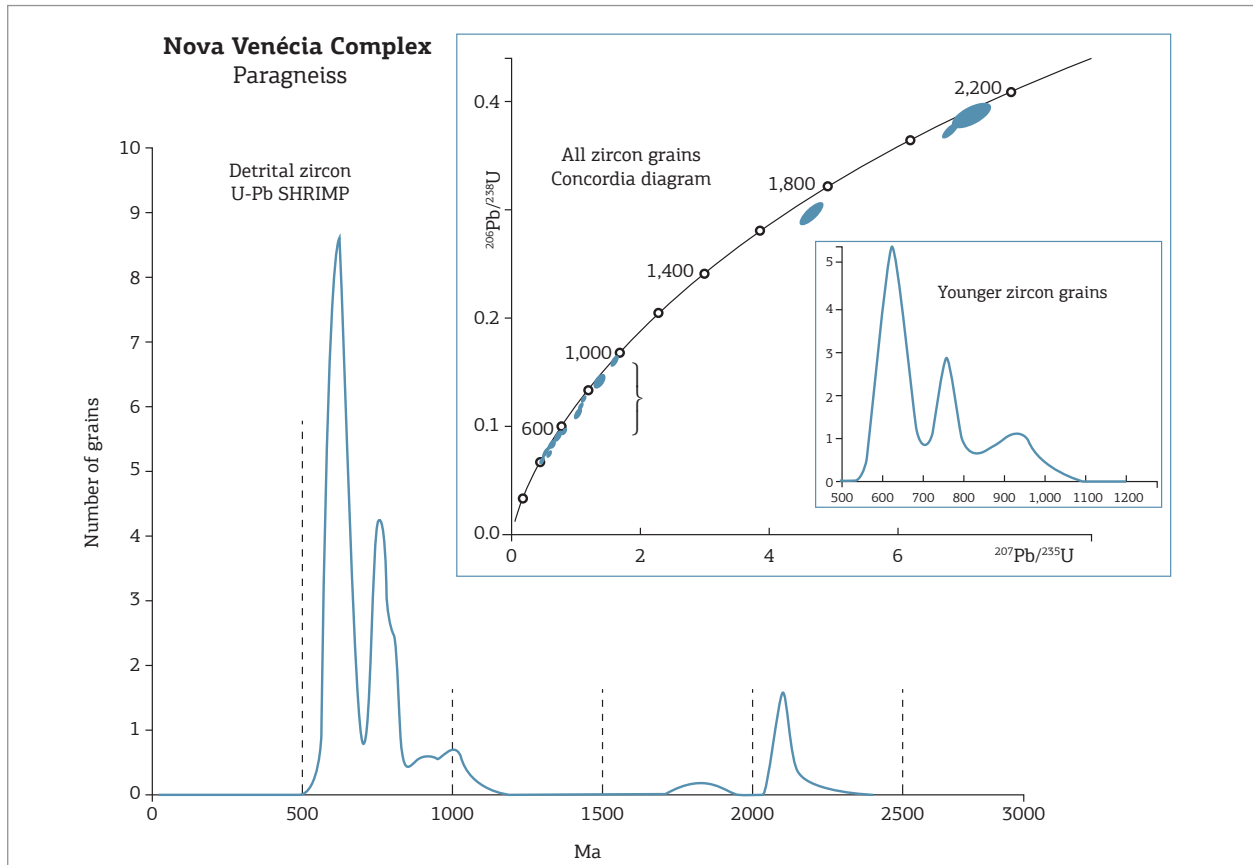


Figure 16. U-Pb age histogram for detrital zircon grains of the Nova Venécia paragneiss (samples 11 and 484, Fig. 2).

The grains display variety of internal structures which agree with the suggestion of multiple source areas for the sedimentary protolith. Most of them show oscillatory zoning and high Th/U ratios, typical of magmatic zircons (Fig. 15A).

Some general conclusions on time of deposition and sediment sources for the Nova Venécia basin can be established from the obtained ages. Four ages of sediment sources are indicated: (A) 590 – 641 Ma (44%); (B) 733 – 810 Ma (24%); (C) 2086 – 2124 Ma (11%); and (D) 901 Ma (only one grain). The first interval clearly indicates a significant sediment provenance from the nearby Rio Doce arc, including the Serra da Bolívia Complex (Noce *et al.* 2004; Pedrosa-Soares *et al.* 2011; Heilbron *et al.* 2013; Novo 2013). The second age interval B (733 – 810 Ma) suggests sedimentary contribution from the Rio Negro magmatic arc, located in the Ribeira belt (Tupinambá *et al.* 2012) or from the alkaline province of southern Bahia State (Rosa *et al.* 2007). The third age interval C records sediment provenance from the widespread Paleoproterozoic basement (Noce *et al.* 2007), and the isolated 901 Ma age grain may be derived from the Tonian rift-related magmatism of the precursor basin system (Pedrosa-Soares & Alkmim 2011).

The ages from the youngest zircon grains, around 600 Ma, point to a terminal Neoproterozoic basin fill coeval with the main development of the Rio Doce arc (Noce *et al.* 2004). The minimum sedimentation age might be constrained by the age of the metamorphic peak recorded in the Nova Venécia paragneisses, which has been dated around 575 Ma (Söllner *et al.* 2000; De Campos *et al.* 2004), as well as by G2 granite ages presented in the next section.

Dating G2 granites and regional metamorphism

We dated the non-deformed sample 21 of the Carlos Chagas granite, and the deformed and migmatized samples 66A and 475 of the Ataléia Suite, and samples 66B and 472 of the Carlos Chagas batholith. Within the outcrop 66 (Figs. 2 and 17), the Ataléia (66A) and Carlos Chagas (66B) foliated granites are in contact, and both enclose veinlets of the post-kinematic G3 leucogranite, represented by sample 66C (Fig. 17).

Images and Th/U ratios of zircon crystals from samples 66A (Ataléia foliated granite, Fig. 17D) and 66B (Carlos Chagas foliated granite, Fig. 17C) reveal both magmatic (Figs. 15B and 15D) and metamorphic (Figs. 15C and 15E)

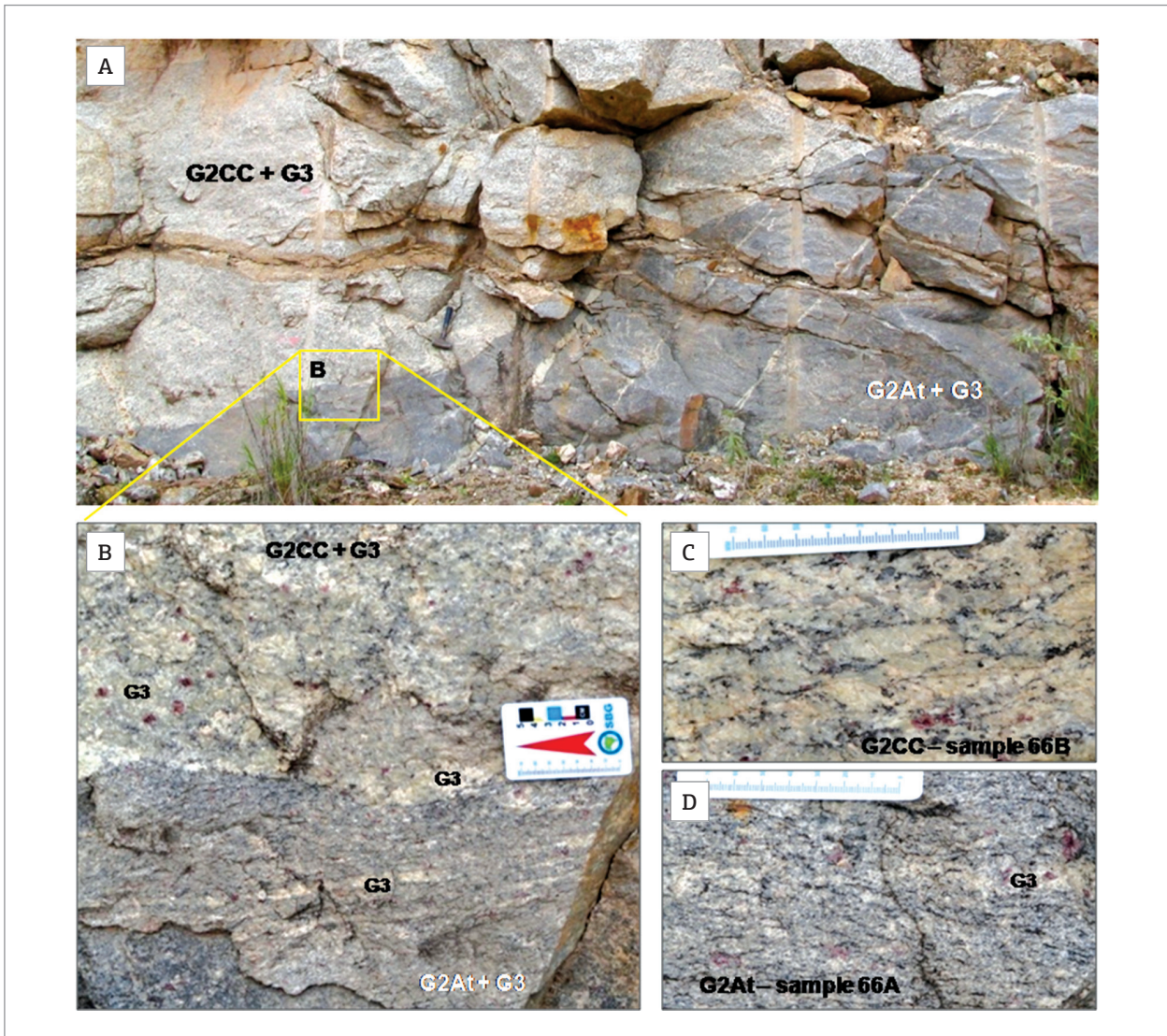


Figure 17. The outcrop 66 (A), showing the sharp contact between Ataléia and Carlos Chagas foliated granites (B–D), both enclosing small bodies of G3 leucogranite (B and D). Granitic veins cutting the Ataléia granite do not pass to the Carlos Chagas granite (A).

features. Zircon crystals from the non-deformed isotropic Carlos Chagas granite show typical magmatic features and Th/U ratios (Fig. 15F), whereas the highly deformed Carlos Chagas ultramylonitic granite is rich in zircon grains with metamorphic rims and very low Th/U ratios (Fig. 15G).

U–Pb data from zircon magmatic domains from the two samples (66A and 475) of the Ataléia foliated granites, collected in outcrops located some 100 km apart (Fig. 2), yielded the same crystallization age of about 588 Ma (Fig. 18A and B). Moreover, the Ataléia granite from the type locality, located ca. 50 km to the northeast of outcrop 66, yielded a zircon age of 591 ± 5 Ma (Noce *et al.* 2000). All together, these ages indicate the onset of the G2 granite generation around 590 Ma, in the back-arc zone.

In contrast, the U–Pb zircon ages from the Carlos Chagas granite suggest a much younger episode of granite emplacement in the back-arc zone. Zircon crystals from sample 21, an isotropic Carlos Chagas granite with no evidence of solid-state deformation (Fig. 8B), yielded a magmatic crystallization age at 576 ± 4 Ma (Fig. 18D), about 15 Ma later than the crystallization of the dated Ataléia granites. Additionally, we obtain the age of 568 ± 5 Ma for sample 66B of the Carlos Chagas foliated granite (Figs. 17C and 18E). These ages, together with similar data available in the literature (Silva *et al.* 2002, 2011; Vauchez *et al.* 2007), indicate the main period of magma emplacement in the Carlos Chagas batholith bracketed between 576 and 565 Ma.

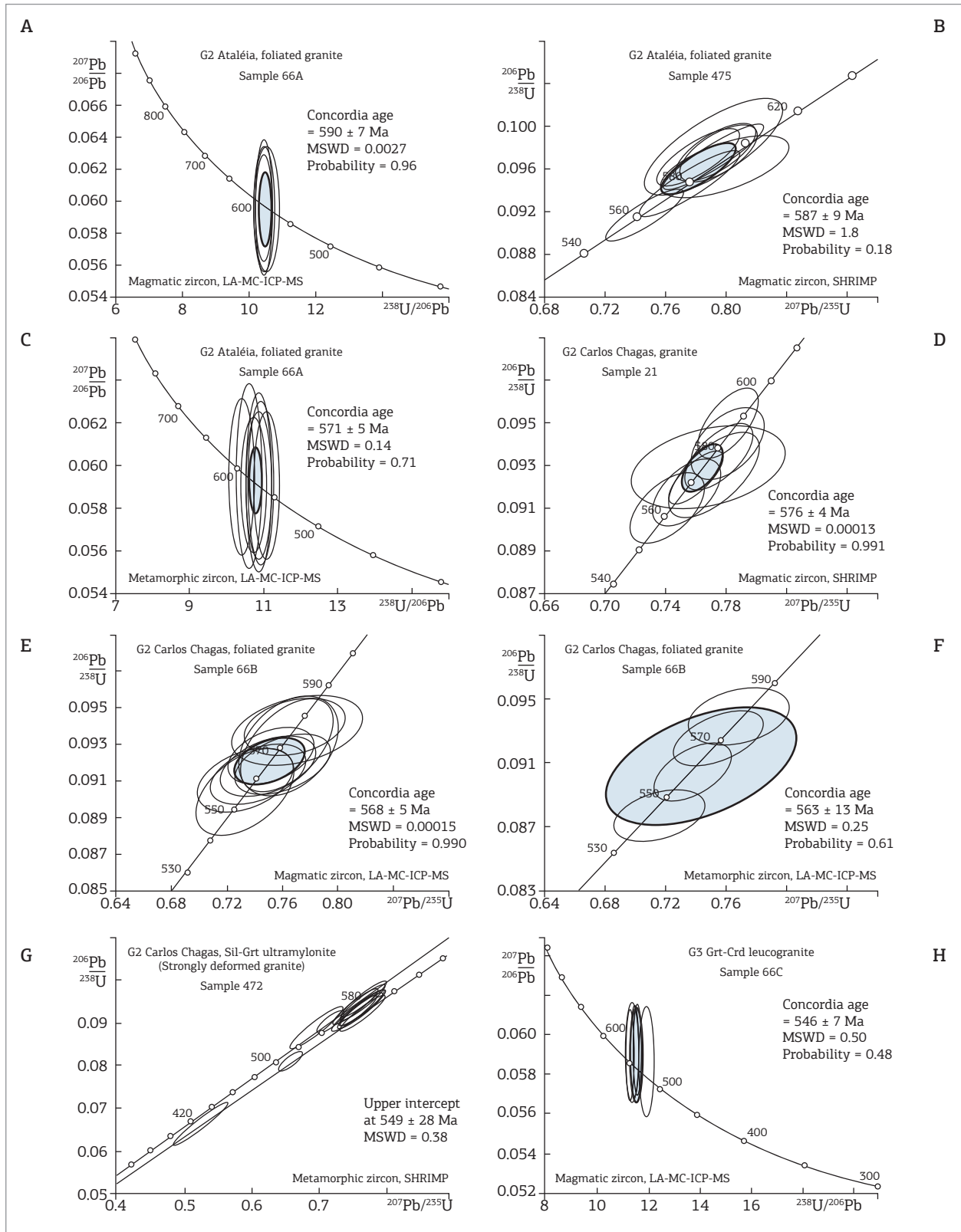


Figure 18. U-Pb concordia diagrams for samples from G2 and G3 supersuites. (A) sample 66A, Ataléia foliated granite (magmatic zircons); (B) sample 475, Ataléia foliated granite (magmatic zircons); (C) sample 66A, Ataléia foliated granite (metamorphic zircons); (D) sample 21, non-deformed Carlos Chagas granite; E, sample 66B, Carlos Chagas foliate granite (magmatic zircons); (F) sample 66B, Carlos Chagas foliated granite (metamorphic zircons); (G) sample 472, Carlos Chagas ultramylonitic granite (metamorphic zircons); (H) sample 66C, G3 leucogranite (magmatic zircons).

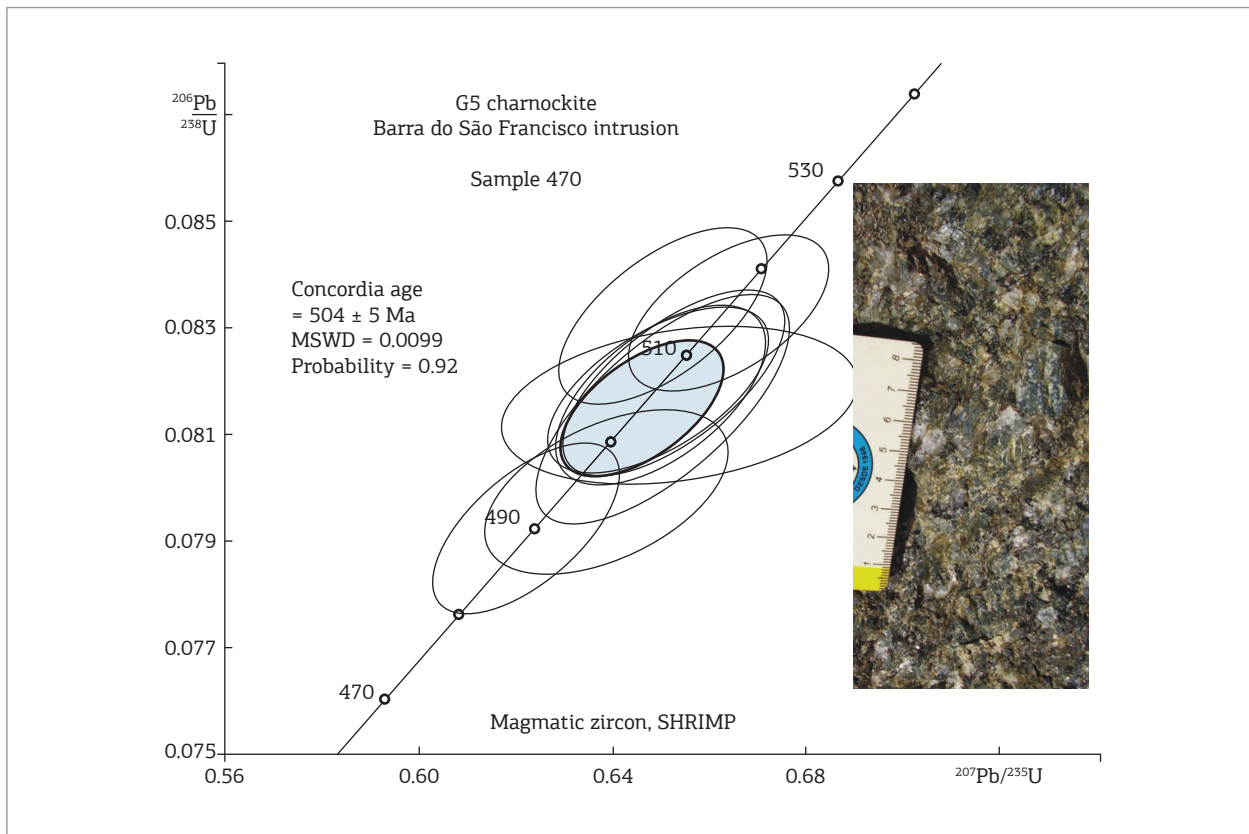


Figure 19. U-Pb concordia diagram for sample 470 (charnockite, G5 supersuite).

Metamorphic zircon data from samples 66A (Figs. 15C and 18C), 66B (Figs. 15E and 18F) and 472 (Figs. 15G and 18G) reveal ages related to the collisional tectono-metamorphic event. For example, the metamorphic recrystallization age of 571 ± 5 Ma for sample 66A (Fig. 18C) is ca. 20 Ma younger than the magmatic age from the same sample (590 ± 7 Ma, Fig. 18A). However, a similar age gap is not recorded by sample 66B, a Carlos Chagas foliated granite with stretched K-feldspar megacrysts (Fig. 16C). In this sample, the magmatic crystallization is set at 568 ± 5 Ma (Fig. 18E), and metamorphic overprinting at 563 ± 13 Ma (Fig. 18F). These ages, similar within analytical error limits, suggest a syn-kinematic episode of magma emplacement, which was shortly followed by solid-state deformation in the Carlos Chagas batholith. Despite the age uncertainties due to the high-temperature mylonitization processes, the metamorphic zircon age of ca. 549 Ma given by the ultramylonitic granite 472 (Figs. 8K, 9F and 9G, 18G), could be related to a time limit for the final collisional processes for the Carlos Chagas batholith.

Dating a G3 leucogranite

Zircon crystals from sample 66C, a G3 leucosome found in outcrop 66, yielded a concordia age at 546 ± 7 Ma (Figs. 17

and 18H). This age, together with previous ages available in the literature (Silva *et al.* 2002; Noce *et al.* 2004; Pedrosa-Soares *et al.* 2011), constrain the G3 partial melting event from ca. 545 Ma to ca. 530 Ma, always in the back-arc zone.

Dating a G5 intrusion

The Barra do São Francisco intrusion mostly consists of charnockite, and minor Bt-Hbl granite (Gradim *et al.* 2005; Pedrosa-Soares *et al.* 2006a). The zircon U-Pb age of 504 ± 5 Ma of sample 470 constrains the magmatic crystallization of this G5 intrusion (Figs. 2, 15H and 19). This age is consistent with several age values recorded in the literature for G5 intrusions located in the back-arc zone (*e.g.*, De Campos *et al.* 2004; Mendes *et al.* 2005).

CONCLUSION

Back-arc basins related to active subduction zones and orogens develop over thin and hot lithospheric domains. Even when associated with continental magmatic arcs, back-arc domains can receive important heat inputs related to asthenosphere ascent and heat renewed by convection during the pre-collisional stage of the orogeny (Hyndman *et al.* 2005).

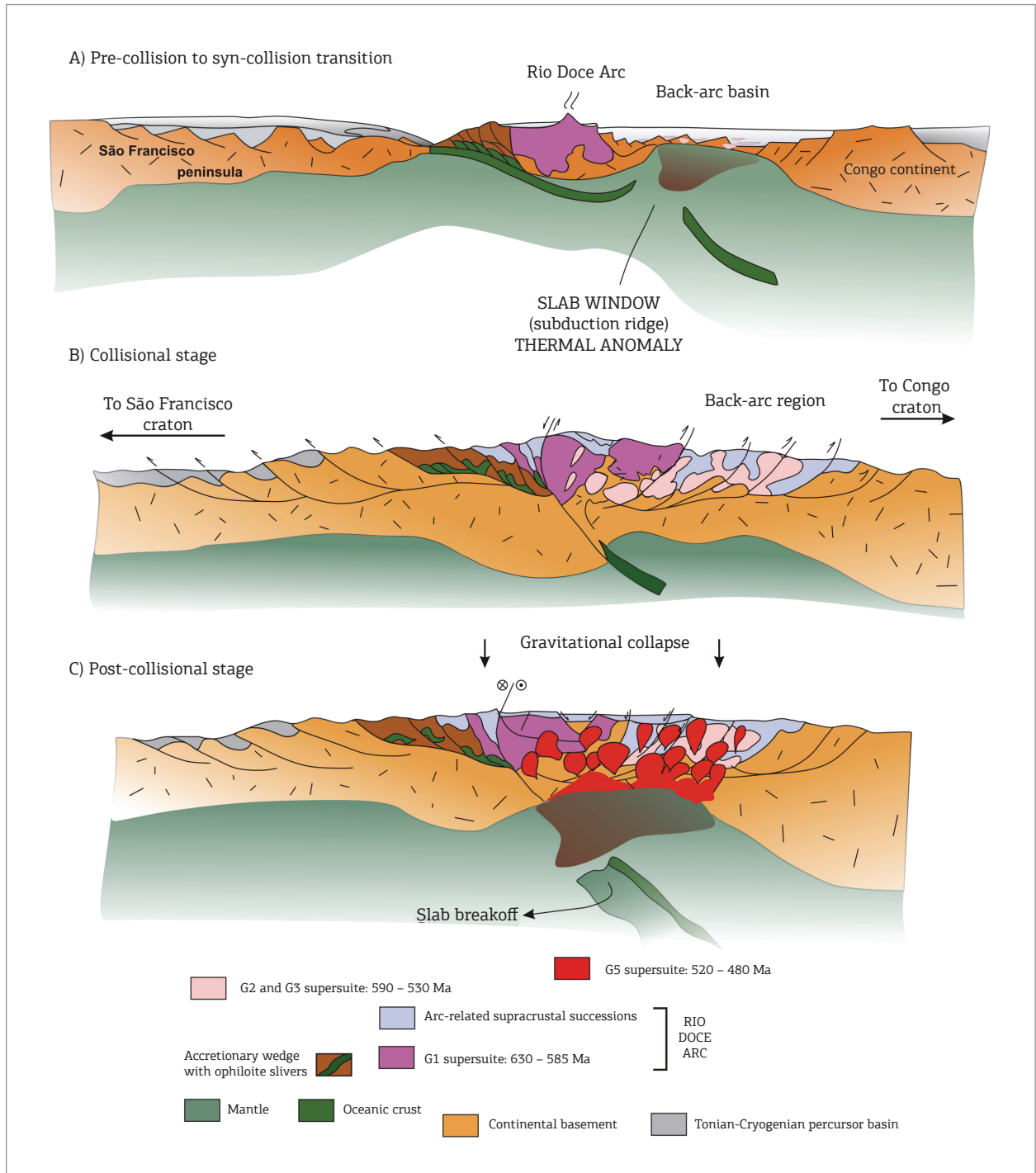


Figure 20. Paleotectonic cartoon illustrating the evolution of the back-arc region and granite generation events (A-C, not to scale).

The increase of heat supply in magmatic arcs may be caused by ridge subduction and associated slab window magmatism, together with slab breakoff and related gravitational collapse processes, producing significant to large amounts of granitic magmas in distinct stages of the orogenic evolution (De Long *et al.* 1979; Keskin 2003; Madsen *et al.* 2006).

The back-arc zone of the Araçuaí orogen records a long-lasting history (ca. 100 Ma) of granite generation events that produced a huge amount of collisional peraluminous granites, as well as post-collisional metaluminous intrusions. Our studies suggest that a series of peraluminous granitic melts (G2 Ataléia granites) started to form

by dehydration partial melting of metagraywackes (Nova Venécia paragneisses) in the back-arc zone, during the final pulses of development of the Rio Doce magmatic arc, around 590 – 580 Ma. This process may have been triggered by the subduction of a segment of the oceanic spreading center, with the onset of a thermal anomaly through a slab window under the back-arc basin, in the pre-collisional to syn-collisional transitional stage (Fig. 20A).

Following the first peraluminous melts, the dehydration anatexis process continuously proceeded and furnished melt to a huge accumulation zone of granitic magma, which crystallized slowly, giving birth to the collisional Carlos Chagas batholith, a gigantic granitic mass emplaced from ca. 580 Ma to ca. 560 Ma, with a climax around 575 Ma. This process was accompanied by a regional deformation and metamorphism related to the collisional stage. In our view, the heat supply for this event required combined processes, involving heat release from thrust stacking of the hot arc onto the back-arc, together with radiogenic heat release from the collisional thickened crust (Fig. 20B).

This huge amount of peraluminous granites underwent a late regional dehydration anatexis event, forming a much less voluminous leucogranite population, the G3 supersuite. Again, heat sources are required and, now, they may be related to the late heat release from the thickened granite-rich crust.

The onset of a new crustal heating of regional importance, the G5 plutonism, may have added further heat to the back-arc region of the orogen. This plutonism formed a myriad of intrusions generated during the climax of the gravitational collapse of the Araçuaí orogen, and the new heat supply would have been given by the asthenosphere ascent related to slab breakoff, followed by delamination of lithospheric mantle (Fig. 20C).

ACKNOWLEDGMENTS

The authors acknowledge financial support provided by Brazilian research and development agencies (CNPq, FAPEMIG and CODEMIG), the Geological Survey of Brazil (CPRM, Programa Geologia do Brasil), and the Brazilian oil company (PETROBRAS, Rede de Estudos Geotectônicos). The authors also owe their gratitude to Allen Nutman, Cristiane Castañeda, Daniel Gradim, Juliane Belém, Paulo Amorim Dias, Tiago Novo and Valter Vieira, for their contributions in analytical studies and mapping projects. Suggestions and reviews provided by Colombo Tassinari, Cristiano Lana, Marco Scambelluri, Omar Bartoli and anonymous reviewers greatly improved the original manuscript.

REFERENCES

- Alkmim F.F., Marshak S., Pedrosa-Soares A.C., Peres G.G., Cruz S.C.P., Whittinton A. 2006. Kinematic evolution of the Araçuaí-West Congo orogen in and Africa: Nutcracker during the Neoproterozoic assembly of Gondwana. *Precambrian Research*, **149**:43-64.
- Baltazar O.F. 2009. *Mapa geológico da Folha Linhares, 1:100.000*. Programa Geologia do Brasil, CPRM – Serviço Geológico do Brasil. Available from: www.geobank.sa.cprm.gov.br
- Baltazar O.F. & Silva S.L. 2009. *Mapa geológico da Folha São Gabriel da Palha, 1:100.000*. Programa Geologia do Brasil, CPRM – Serviço Geológico do Brasil. Available from: www.geobank.sa.cprm.gov.br
- Baltazar O.F., Zuchetti M., Oliveira S.A.M., Scandolaro J., Silva L.C. 2010. *Folhas São Gabriel da Palha e Linhares*. Nota explicativa. Programa Geologia do Brasil, CPRM – Serviço Geológico do Brasil. Available from: www.geobank.sa.cprm.gov.br
- Bayer P., Horn H.A., Lammerer B., Schmidt-Thomé R., Weber-Diefenbach K., Wiedemann C. 1986. The Brasiliano Mobile Belt in Southern Espírito Santo (Brazil) and its igneous intrusions. *Zentralblatt f. Geologie und Paläontologie*. Teil I, **9/10**:1429-1439.
- Belém J. 2006. *Caracterização mineralógica, física e termobarométrica de minérios de grafita da Província Gráfica Bahia-Minas*. MS Dissertation, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 165 p.
- Bhatia M.R. 1983. Plate tectonics and geochemical compositions of sandstones. *Journal of Geology*, **91**:611-627.
- Castañeda C., Pedrosa-Soares A.C., Belém J., Gradim D., Dias P.H.A., Medeiros S.R., Oliveira L. 2006. *Mapa Geológico e Nota Explicativa da Folha Ecoporanga, 1:100.000*. In: *Folha Ecoporanga*. Programa Geologia do Brasil, CPRM-UFMG (geobank.sa.cprm.gov.br), 50 p.
- Chappell B.W. & White A.J.R. 2001. Two contrasting granite types: 25 years later. *Australian Journal of Earth Sciences*, **48**:489-499.
- Chappell B.W., Colleen J.B., Doone W. 2012. Peraluminous I-type granites. *Lithos*, **153**:142-153.
- Clemens J.D. & Stevens G. 2012. What controls chemical variations in granitic magmas? *Lithos*, **134-135**:317-329.
- Cordani U.G. 1973. *Evolução Geotectônica da Região Costeira do Brasil, entre Salvador e Vitória*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Tese de Livre Docência, 98 p.
- Cordani U.G., Brito-Neves B.B., D'Agrella M.S., Trindade R.I.F. 2003. Tearing-up Rodinia: The Neoproterozoic paleogeography of South American cratonic fragments. *Terra Nova*, **15**:343-349.
- Cordani U.G., Jacobsohn T., Sato K., Petronilho L., Ferreira T. 2005. On Samarium-Neodymium isochron dating of garnet and the role of inclusions. *Geophysical Research Abstracts*, **7**:05736.
- De Campos C.M., Mendes J.C., Ludka I.P., Medeiros S.R., Moura J.C., Wallfuss C. 2004. A review of the Brasiliano magmatism in southern Espírito Santo, Brazil, with emphasis on post-collisional magmatism. *Journal of the Virtual Explorer*, **17** (<http://virtualexplorer.com.au/journal/2004/17/campos>).

- DeLong S.E., Schwarz W.M., Anderson R.N. 1979. Thermal effects of ridge subduction. *Earth and Planetary Science Letters*, **44**:239-246.
- Féboli W.L. 1993a. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Domingos Martins. Folha SF 24-V-A-III. Estado do Espírito Santo*. Brasília. DNPM/CPRM. 180 p.
- Féboli W.L. 1993b. *Programa de Levantamentos Geol. Básicos do Brasil. Piúma, Folha: SF24-V-A-VI. Estado do Espírito Santo*. Brasília. DNPM/CPRM, 140 p.
- Figueiredo M.C.H. & Campos-Neto M.C. 1993. Geochemistry of the Rio Doce Magmatic Arc, Southeastern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **65**:63-81.
- Gonçalves-Dias T., Pedrosa-Soares A.C., Dussin I.A., Alkmim F.F., Caxito F.A., Silva L.C., Noce C.M. 2011. Maximum sedimentation age and provenance of the Jequitinhonha Complex in the type-area (Araçuaí orogen): First U-Pb (LA-ICP-MS) data from detrital zircon grains. *Geonomos*, **19**:121-130.
- Gradim C.T. 2013. *Complexo Nova Venécia e magmatismo associado, Orógeno Araçuaí, Estado do Espírito Santo*, MS Dissertation, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 96 p.
- Gradim C.T., Queiroga G.N., Roncato J.G., Novo T.A., Pedrosa-Soares A.C. 2005. *Mapa Geológico da Folha Mantena 1:100.000*. Programa Geologia do Brasil, CPRM-UFMG (geobank.sa.cprm.gov.br).
- Haralyi N.L.E. & Hasui Y. 1982. The gravimetric information and the Archean-Proterozoic structural framework of eastern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **12**:160-166.
- Heilbron M., Tupinambá M., Valeriano C., Armstrong R., Eirado-Silva L.G., Melo R.S., Simonetti A., Pedrosa-Soares A.C., Machado N. 2013. The Serra da Bolívia complex: The record of a new Neoproterozoic arc-related unit at Ribeira belt. *Precambrian Research*, **238**:158-175.
- Hyndman R.D., Currie C.A., Mazzotti S.P. 2005. Subduction zone backarcs, mobile belts, and orogenic heat. *Geological Society of America Today*, **15**(2):4-10.
- Keskin M. 2003. Magma generation by slab steepening and breakoff beneath a subduction-accretion complex: An alternative model for collision-related volcanism in Eastern Anatolia, Turkey. *Geophysical Research Letter*, **30**(24): doi:10.1029/2003GL018019.
- Machado-Filho L. 1998. *Granulitos Azuis do Estado do Espírito Santo, geologia e uso como rocha ornamental*. MS Dissertation, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 85 p.
- Madsen J.K., Thorkelson D.J., Friedman R.M., Marshall D.D. 2006. Cenozoic to Recent plate configurations in the Pacific Basin: Ridge subduction and slab window magmatism in western North America. *Geosphere*, **2**:11-34.
- Mendes J.C., Medeiros S.R., McReath I., De Campos C. 2005. Cambro-Ordovician magmatism in SE Brazil: U-Pb and Rb-Sr ages, combined with Sr-Nd isotopic data of charnockitic rocks from the Várzea Alegre Complex. *Gondwana Research*, **8**:1-9.
- Munhá J.M.U., Cordani U.G., Tassinari C.C.G., Palácios T. 2005. Petrologia e termocronologia de gnaisses migmatíticos da Faixa de Dobramentos Araçuaí (Espírito Santo, Brasil). *Revista Brasileira de Geociências*, **35**:123-124.
- Nalini H.A., Bilal E., Paquette J. L., Pin C., Machado R. 2000a. Geochronologie U-Pb et géochimie isotopique Sr-Nd des granitoides neoproterozoiques des suites Galiléia et Urucum, Vallée du Rio Doce, Sud-Est du Brésil. *Comptes Rendus de l'Académie de Sciences Paris*, **331**:459-466.
- Nalini H.A., Bilal E., Correia-Neves J.M. 2000b. Syncollisional peraluminous magmatism in the Rio Doce region: mineralogy, geochemistry and isotopic data of the Urucum Suite (eastern Minas Gerais State, Brazil). *Revista Brasileira de Geociências*, **30**:120-125.
- Noce C.M., Macambira M.J.B., Pedrosa-Soares A.C. 2000. Chronology of late Proterozoic-Cambrian granitic magmatism in the Araçuaí belt, eastern Brazil, based on dating by single zircon evaporation. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**:25-29.
- Noce C.M., Pedrosa-Soares A.C., Piuzana D., Armstrong R., Laux J.H., De Campos C.M., Medeiros S.R. 2004. Ages of sedimentation of the kinzigitic complex and of a late orogenic thermal episode of the Araçuaí Orogen, northern Espírito Santo State, Brazil: Zircon and monazite U-Pb SHRIMP and ID-TIMS data. *Revista Brasileira de Geociências*, **34**:587-592.
- Noce C.M., Pedrosa-Soares A.C., Silva L.C., Armstrong R., Piuzana D. 2007. Evolution of polycyclic basement complexes in the Araçuaí orogen, based on U-Pb SHRIMP data: Implications for Brazil-Africa links in Paleoproterozoic time. *Precambrian Research*, **159**:60-78.
- Novo T.A. 2013. *Caracterização do Complexo Pocrane, magmatismo básico mesoproterozóico e unidades neoproterozóicas do sistema Araçuaí-Ribeira, com ênfase em geocronologia U-Pb (SHRIMP e LA-ICP-MS)*. Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 193 p.
- Paes V., Raposo F., Pinto C.P., Oliveira F. 2010. *Projeto Jequitinhonha, Estados de Minas Gerais e Bahia: texto explicativo. Geologia e Recursos Minerais das Folhas Comercinho, Jequitinhonha, Almenara, Itaobim, Joáima e Rio do Prado*. Programa Geologia do Brasil. Belo Horizonte, CPRM, 376 p.
- Pedrosa-Soares A.C. & Wiedemann-Leonardos C.M. 2000. Evolution of the Araçuaí Belt and its connection to the Ribeira Belt, Eastern Brazil. In: U.G. Cordani, E.J. Milani, A.Thomaz-Filho, D.A. Campos (eds.), *Tectonic Evolution of South America*. Sociedade Brasileira de Geologia, São Paulo, p. 265-285.
- Pedrosa-Soares A.C., Vidal P., Leonardos O.H., Brito-Neves B.B. 1998. Neoproterozoic oceanic remnants in eastern Brazil: Further evidence and refutation of an exclusively ensialic evolution for the Araçuaí-West Congo Orogen. *Geology*, **26**:519-522.
- Pedrosa-Soares A.C., Noce C.M., Wiedemann C., Pinto C.P. 2001. The Araçuaí-West-Congo Orogen in Brazil: An overview of a confined orogen formed during Gondwanaland assembly. *Precambrian Research*, **10**:307-323.
- Pedrosa-Soares A.C., Queiroga G.N., Gradim C.T., Roncato J.G., Novo T.A., Jacobsohn T., Silva K.L. 2006a. *Nota Explicativa da Folha Mantena, 1:100.000*. Programa Geologia do Brasil, CPRM-UFMG (geobank.sa.cprm.gov.br).
- Pedrosa-Soares A.C., Castañeda C., Queiroga G., Gradim C., Belém J., Roncato J., Novo T., Dias P., Gradim D., Medeiros S., Jacobsohn T., Babinski M., Vieira V. 2006b. Magmatismo e Tectônica do Orógeno Araçuaí no Extremo Leste de Minas Gerais e Norte do Espírito Santo. *Geonomos*, **14**:97-111.
- Pedrosa-Soares A.C., Alkmim F.F., Tack L., Noce C.M., Babinski M., Silva L.C., Martins-Neto M.A. 2008. Similarities and differences between the Brazilian and African counterparts of the Neoproterozoic Araçuaí-West-Congo orogen. *Geological Society, London, Special Publications*, **294**:153-172.
- Pedrosa-Soares A.C. & Alkmim F.F. 2011. How many rifting events preceded the development of the Araçuaí-West Congo orogen? *Geonomos*, **19**:244-251.
- Pedrosa-Soares A.C., De Campos C.P., Noce C., Silva L.C., Novo T., Roncato R., Medeiros S., Castañeda C., Queiroga G., Dantas E., Dussin I., Alkmim F. 2011. Late Neoproterozoic-Cambrian granitic magmatism in the Araçuaí orogen (Brazil), the Eastern Brazilian Pegmatite Province and related mineral resources. *Geological Society, London, Special Publications*, **350**:25-51.
- Peixoto E., Pedrosa-Soares A.C., Alkmim F.F., Dussin I.A. 2013. A suture-related accretionary wedge formed in the Neoproterozoic Araçuaí orogen (SE Brazil) during Western Gondwanaland assembly. *Gondwana Research*, DOI: 10.1016/j.gr.2013.11.010.

- Pinto C.P., Drummond J.B., Féboli W.L. (coords.) 2000. *Projeto Leste, Etapas 1 e 2*. CODEMIG, Belo Horizonte, 192 p., 26 mapas.
- Queiroga G.N., Pedrosa-Soares A.C., Noce C.M., Alkmim F.F., Pimentel M.M., Dantas E., Martins M., Castañeda C., Saita M.T.F., Prichard F. 2007. Age of the Ribeirão da Folha ophiolite, Araçuaí Orogen: The U-Pb zircon dating of a plagiogranite. *Geonomos*, **15**:61-65.
- Queiroga G.N., Pedrosa-Soares A.C., Roncato J.G., Dias P.H.A., Guimarães H.A., Coutinho M.O.G., Freitas N.C., Gradim C.T., Braga F.C.S., Novo T.A. 2012. *Mapa geológico e nota explicativa da Folha Nova Venécia, 1:100.000*. Programa Geologia do Brasil, CPRM-UFMG (geobank.sa.cprm.gov.br).
- Richter F. 2013. *Unravelling crustal processes deep within the Araçuaí Orogen*. Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, Trabalho de Conclusão de Curso, 47 p.
- Roncato J.G. 2009. *As suítes graníticas tipo-S do norte do Espírito Santo na região das folhas Ecoporanga, Mantena, Montanha e Nova Venécia*, MS Dissertation, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 102 p.
- Roncato J.G., Pedrosa-Soares A.C., Mascarenhas T.F., Fornero S.A., Galinari L.M., Gonçalves L.T., Queiroga G.N., Braga F.C.S., Novo T.A. 2012. *Geologia e recursos minerais da Folha Montanha SE.24-Y-B-I, Estados do Espírito Santo e Bahia, escala 1:100.000*. Programa Geologia do Brasil, Contrato CPRM-UFMG (geobank.sa.cprm.gov.br).
- Rosa M., Conceição H., Macambira M., Galarza M.C., Cunha M., Menezes R., Marinho M., Cruz-Filho B., Rios D.C. 2007. Neoproterozoic anorogenic magmatism in the Southern Bahia Alkaline Province of NE Brazil: U-Pb and Pb-Pb ages of the blue sodalite syenites. *Lithos*, **97**:88-97.
- Rosen O.M. 1992. Graywackes of the Precambrian metamorphic complexes: Composition and paleogeodynamic reconstructions. *International Geology Review*, **34**(12):1169-1186.
- Signorelli N. 1993. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Afonso Cláudio. Folha SF 24-V-A-II. Estado do Espírito Santo*. Brasília. DNPM/CPRM. 153 p.
- Siivola J. & Schmid R. 2007. *List of Mineral Abbreviations. IUGS Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks*. Web version 01.02.07(www.bgs.ac.uk/scmr/home.html).
- Silva J., Lima M., Veronese V., Ribeiro R., Siga Jr. O. 1987. *Geologia. In: Projeto RADAMBRASIL. Folha SE 24 Rio Doce*. IBGE, Rio de Janeiro (Levantamento de Recursos Naturais, 34).
- Silva J.N. 1993. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Cachoeiro de Itapemirim. Folha SF-24-V-A-V. Estado do Espírito Santo*. Brasília. DNPM/CPRM, 165 p.
- Silva L.C., Armstrong R., Noce C., Carneiro M., Pimentel M., Pedrosa-Soares A.C., Leite C., Vieira V.S., Silva M., Paes V., Cardoso-Filho J. 2002. Reavaliação da evolução geológica em terrenos pré-cambrianos brasileiros com base em novos dados U-Pb SHRIMP, parte II: Orógeno Araçuaí, Cinturão Móvel Mineiro e Cráton São Francisco Meridional. *Revista Brasileira de Geociências*, **32**:513-528.
- Silva L.C., Pedrosa-Soares A.C., Armstrong R., Noce C.M. 2011. Determinando a duração do período colisional do Orógeno Araçuaí com base em geocronologia U-Pb de alta resolução em zircão: uma contribuição para a história da amalgamação do Gondwana Ocidental. *Geonomos*, **19**:180-197.
- Sluitner Z. & Weber-Diefenbach K. 1989. Geochemistry of charnoenderbitic granulites and associated amphibolitic gneisses in the coastal region of Espírito Santo, Brazil. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, **1**(5/6): 917-931.
- Söllner H.S., Lammerer B., Wiedemann-Leonardos C. 2000. Dating the Araçuaí-Ribeira mobile belt of Brazil. *Sonderheft, Zeitschrift Angewandte Geologie*, SH **1**:245-255.
- Sun S.S. & McDonough W.F. 1989. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. In: A.D.Saunders and M.J.Morry (eds.), *Magmatism in Ocean Basins: Geological Society of London Special Publications*, **42**:313-345.
- Taylor S.R. & McLennan S.M. 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell, Oxford, 312 p.
- Tuller M.P. 1993. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Colatina. Folha SF 24-Y-C-VI. Estado do Espírito Santo*. Brasília. DNPM/CPRM. 163 p.
- Tupinambá M., Heilbron M., Valeriano C., Porto R., de Dios F., Machado N., Silva L.G., Almeida J. 2012. Juvenile contribution of the Neoproterozoic Rio Negro Magmatic Arc (Ribeira Belt, Brazil): Implications for Western Gondwana amalgamation. *Gondwana Research*, DOI: 10.1016/j.gr.2011.05.012.
- Vauchez A., Egydio-Silva M., Babinski M., Tommasi A., Uhlein A., Liu D. 2007. Deformation of a pervasively molten middle crust: Insights from the Neoproterozoic Ribeira-Araçuaí orogen (SE Brazil). *Terra Nova*, **19**:278-286.
- Vieira V.S. 1993. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Baixo Guandu. Folha SE 24-Y-C-V*. Brasília. DNPM/CPRM. 175 p.
- Vieira V.S. 2007. *Significado do Grupo Rio Doce no contexto do Orógeno Araçuaí*, PhD Thesis, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte. 129 p.
- Wiedemann C.M., Medeiros S.R., Mendes J.C., Ludka I.P., Moura J.C. 2002. Architecture of late orogenic plutons in the Araçuaí-Ribeira folded belt, Southeast Brazil. *Gondwana Research*, **19**:381-399.

VII. METAMORFISMO – TERMOBAROMETRIA DAS ROCHAS DO COMPLEXO NOVA VENÉCIA

A partir da análise petrográfica das lâminas delgadas e estudo das paragêneses minerais em equilíbrio, realizou-se análise qualitativa do metamorfismo regional ao qual foram submetidas as rochas metassedimentares do Complexo Nova Venécia e os granitóides relacionados.

A fim de refinar os dados qualitativos do metamorfismo regional, foram realizadas análises semi-quantitativas, utilizando cálculos geotermobarométricos, em 3 amostras de paragneisse do Complexo Nova Venécia.

VII.1. ANÁLISE QUALITATIVA

A análise qualitativa do metamorfismo regional baseou-se na individualização das paragêneses minerais de cada unidade, desenvolvidas sin-cinemáticas à foliação regional, conforme listado na Tabela 7.1.

Tabela 7.1. Amostras representativas do Complexo Nova Venécia e granitos sin- a tardi-colisionais relacionados, suas paragêneses minerais e estimativa do grau metamórfico.

Unidade	Rocha	Amostra	Paragênese Mineral	Estimativa do grau metamórfico
Complexo Nova Venécia	Paragneisse	TV-52	qtz+pl+kfs+bt+sil+grt+cd±op	Anfíbolito alto a granulito
		TV-37	qtz+pl+kfs+bt+sil+grt+cd±op	
		CG25	qtz+pl+kfs+bt+cd±sp	
		WC11	qtz+pl+kfs+bt+sil+grt+cd+sp±op	
	Cd granulito	NV100	qtz+kfs+pl+cd+bt±sil±sp.	Anfíbolito alto a granulito

*Abreviaturas: qtz – quartzo, pl – plagioclásio, kfs – K-feldspato, bt – biotita, sil – sillimanita, grt – granada, cd – cordierita, SP – espinélio, op – ortopiroxênio.

O conjunto de paragêneses minerais indica que o grau metamórfico da área atingiu o fácies granulito. As rochas do Complexo Nova Venécia, cuja associação granada – biotita – cordierita – feldspato potássico – plagioclásio - quartzo ± (sillimanita, ortopiroxênio, espinélio, ilmenita), é típica de metapelitos. As paragêneses de alto grau estão geralmente bem preservadas, e o desenvolvimento de muscovita retrógrada - exceto a sericitização tardia dos feldspatos - raramente ocorre.

VII.2. ANÁLISE SEMI-QUANTITATIVA

Estimativas termobarométricas para o gnaissé aluminoso Nova Venécia foram obtidas para três amostras: TV-37, TV-52 e WC11. No presente trabalho, foram utilizados os programas THERMOCALC (v. 3.1, Powell & Holland 1988; Holland & Powell 1998) e TWQ 2.3 (Berman 1988, 1991).

A amostra TV-37 é um paragnaisse com paragênese granada+biotita+cordierita+feldspato potássico+sillimanita, com textura granoblástica subordinadamente lepidoblástica. Os dados obtidos foram analisados nos programas THERMOCALC e TWQ.

Foi utilizada a associação granada-feldspato potássico – plagioclásio – biotita – cordierita – sillimanita, obtendo-se no TWQ: $712^{\circ}\text{C} \pm 32^{\circ}\text{C}$ e $5,4 \pm 0,5$ Kbar (Figura 7.1). Os cálculos resultaram em quatro reações independentes a partir das seguintes reações de equilíbrio:

- 1: $2\text{ Sil} + \text{aQz} + \text{Gr} = 3\text{ An}$
- 2: $\text{Ann} + \text{Cd} + 3\text{ Gr} + 6\text{ Sil} = \text{Eas} + 9\text{ An} + \text{Alm}$
- 3: $2\text{ Phl} + 4\text{ Sil} = \text{aQz} + 2\text{ Eas} + \text{Cd}$
- 4: $3\text{ Cd} + 5\text{ Gr} + 6\text{ Sil} = 2\text{ Py} + 15\text{ An}$
- 5: $\text{Gr} + 2\text{ Phl} + 6\text{ Sil} = 2\text{ Eas} + \text{Cd} + 3\text{ An}$
- 6: $\text{Ann} + 4\text{ Gr} + 2\text{ Phl} + 12\text{ Sil} = 3\text{ Eas} + 12\text{ An} + \text{Alm}$
- 7: $3\text{ aQz} + 2\text{ Gr} + 2\text{ Eas} + \text{Cd} = 6\text{ An} + 2\text{ Phl}$
- 8: $6\text{ aQz} + 2\text{ Gr} + 3\text{ Eas} + \text{Alm} = \text{Ann} + 6\text{ An} + 2\text{ Phl}$
- 9: $2\text{ Gr} + \text{Eas} + 2\text{ Cd} + \text{Alm} = \text{Ann} + 6\text{ An} + 2\text{ Py}$
- 10: $6\text{ aQz} + 2\text{ Gr} + 3\text{ Eas} + 3\text{ Alm} = 3\text{ Ann} + 6\text{ An} + 2\text{ Py}$
- 11: $12\text{ Sil} + \text{Py} + 5\text{ Phl} = 4\text{ Cd} + 5\text{ Eas}$
- 12: $4\text{ Gr} + 3\text{ Phl} + 12\text{ Sil} = \text{Py} + 3\text{ Eas} + 12\text{ An}$
- 13: $6\text{ aQz} + \text{Py} + 2\text{ Gr} + 3\text{ Eas} = 6\text{ An} + 3\text{ Phl}$

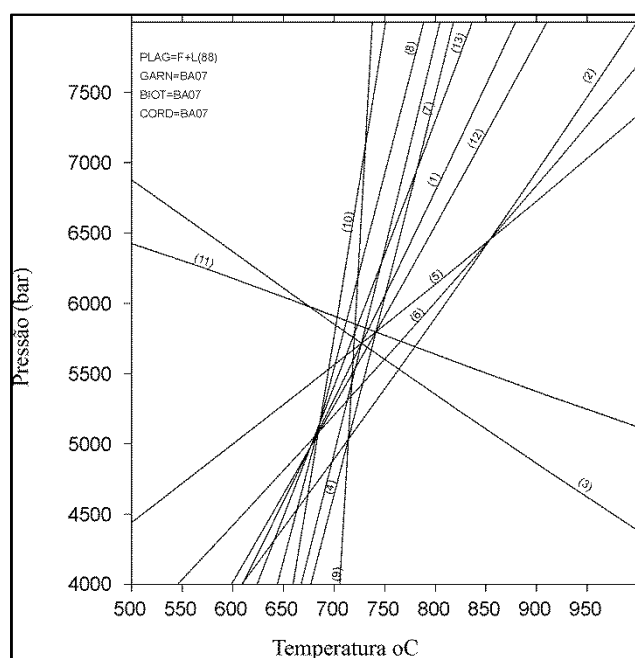


Figura 7.1. Diagrama P-T da amostra TV-37, através do TWQ 2.3. As reações numeradas de 1 a 13 são correspondentes às descritas no texto.

*Abreviaturas: sil – sillimanita, aQz – Quartzo a, Gr – Grossulária, An – Anortita, Ann – Annita, Cd – cordierita, Eas – Eastonita, Alm – Almandina, Phl – Flogopita, Py – Piropo.

No programa THERMOCALC foram obtidos as seguintes T e P: $770^{\circ}\text{C} \pm 30^{\circ}\text{C}$ e $5,0 \pm 0,5$ Kbar (Figura 7.2).

As amostras TV-52 e WC-11 também são paragnaises, com a mesma paragênese da TV-37, incluindo espinélio. Os dados obtidos também foram analisados nos programas THERMOCALC e TWQ. Para as duas amostras, foi utilizada a associação Grt - kfs- Pl – Bt – Cd – Sil - Sp.

Para a amostra TV-52, obteve-se no THERMOCALC, $840^{\circ}\text{C} \pm 60^{\circ}\text{C}$ e $5,6 \pm 0,9$ Kbar (Figura X.b), e no TWQ, $855^{\circ}\text{C} \pm 113^{\circ}\text{C}$ e $5,2 \pm 0,7$ Kbar (Figura 7.3).

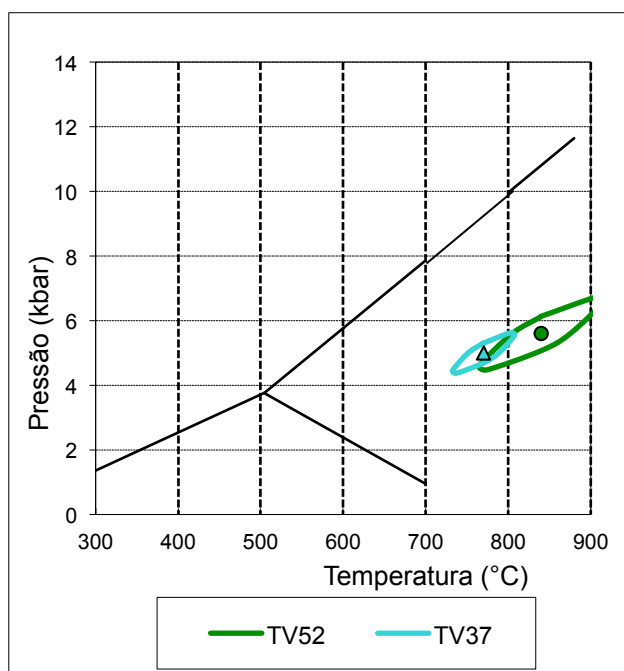


Figura 7.2. Pontos, com elipse de erro, para determinações de P-T médias (Powell & Holland 1990) das amostras TV-37 e TV-52.

Os cálculos resultaram em quatro reações independentes a partir das seguintes reações de equilíbrio:

- 1: $2 \text{ Sp} + 5 \text{ aQz} = \text{Cd}$
- 2: $2 \text{ Sil} + \text{aQz} + \text{Gr} = 3 \text{ An}$
- 3: $\text{Cd} + 5 \text{ Gr} + 10 \text{ Sil} = 2 \text{ Sp} + 15 \text{ An}$
- 4: $2 \text{ Py} + 5 \text{ aQz} + 4 \text{ Sil} = 3 \text{ Cd}$
- 5: $12 \text{ Sil} + \text{Phl} + 5 \text{ Gr} + \text{Alm} = \text{Ann} + 15 \text{ An} + 3 \text{ Sp}$
- 6: $12 \text{ Sil} + \text{Py} + 5 \text{ Gr} = 15 \text{ An} + 3 \text{ Sp}$
- 7: $3 \text{ Cd} + 5 \text{ Gr} + 6 \text{ Sil} = 2 \text{ Py} + 15 \text{ An}$

Para a amostra WC11, foi utilizado apenas o TWQ. O valor obtido foi de $930^\circ \text{ C} \pm 118^\circ \text{ C}$ e $6,1 \pm 0,4 \text{ Kbar}$ (Figura 7.4). Os cálculos resultaram em quatro reações independentes a partir das seguintes reações de equilíbrio:

- 1: $2 \text{ Sil} + \text{aQz} + \text{Gr} = 3 \text{ An}$
- 2: $\text{Cd} + 5 \text{ Gr} + 10 \text{ Sil} = 2 \text{ Sp} + 15 \text{ An}$
- 3: $2 \text{ Sil} + \text{Py} = \text{Cd} + \text{Sp}$
- 4: $2 \text{ Py} + 5 \text{ aQz} + 4 \text{ Sil} = 3 \text{ Cd}$
- 5: $12 \text{ Sil} + \text{Phl} + 5 \text{ Gr} + \text{Alm} = \text{Ann} + 15 \text{ An} + 3 \text{ Sp}$
- 6: $12 \text{ Sil} + \text{Py} + 5 \text{ Gr} = 15 \text{ An} + 3 \text{ Sp}$
- 7: $3 \text{ Cd} + 5 \text{ Gr} + 6 \text{ Si} = 2 \text{ Py} + 15 \text{ An}$
- 8: $15 \text{ An} + 5 \text{ Py} = 3 \text{ Sp} + 5 \text{ Gr} + 6 \text{ Cd}$

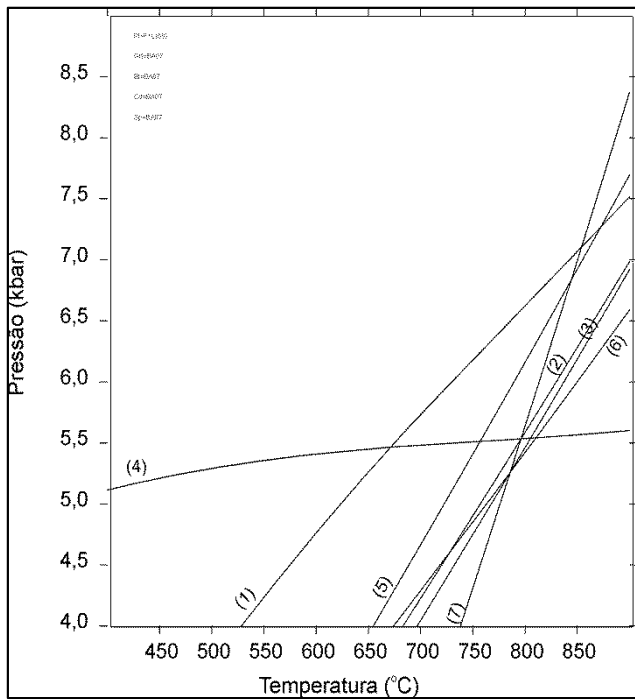


Figura 7.3. Diagrama P-T da amostra TV-52, através do TWQ 2.3. As reações numeradas de 1 a 7 são correspondentes às descritas no texto.

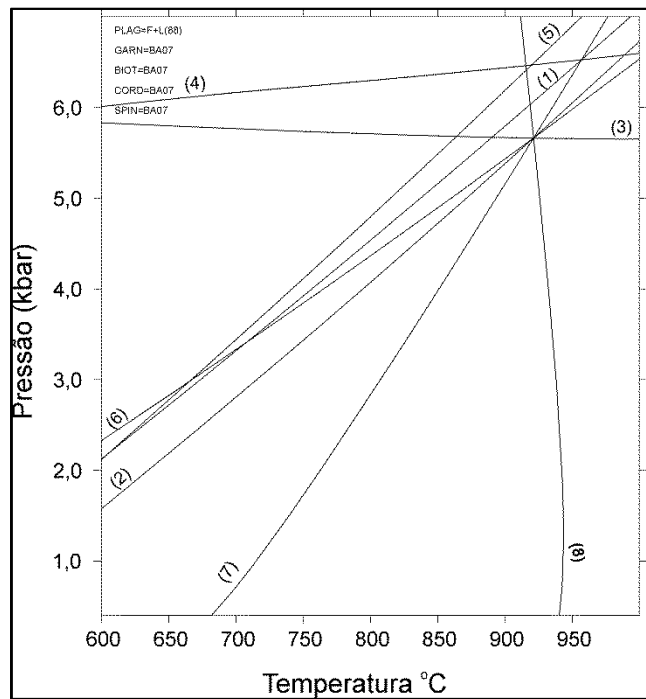


Figura 7.4. Diagrama P-T da amostra WC11, através do TWQ 2.3. As reações numeradas de 1 a 8 são correspondentes às descritas no texto.

Esses valores, embora compatíveis, são limitados pelo fato de as calibrações utilizadas não contemplarem toda a associação mineral presente.

Geotermometria clássica, baseada na troca Fe – Mg entre granada e biotita (Ferry & Spear 1978) não pode ser usada para estimar as temperaturas de pico metamórfico porque a noção de equilíbrio generalizado entre uma biotita qualquer e a composição nuclear dos cristais de granada, frequentemente interpretados como representativo do pico metamórfico não é demonstrável.

Munhá *et al.* (2005) mostram que as condições máximas de P-T metamórfico a que estiveram submetidos os estes paragnaisse chegam a 6.5 ± 0.5 kbar, 820 ± 30 °C (Figura 7.5). A abundância de leucossomas e texturas de reação indicam que eventos de fusão parcial, desidratante teriam atuado nestas rochas. Em conjunto com o padrão de zoneamento composicional, as observações petrográficas sugerem que a cristalização tardia de cordierita + feldspato potássico + biotita, e a intensa reabsorção de granada, teriam sido induzidas por reações retrogressivas sob alta-temperatura, refletindo a solidificação *in situ* dos líquidos silicatados não segregados.

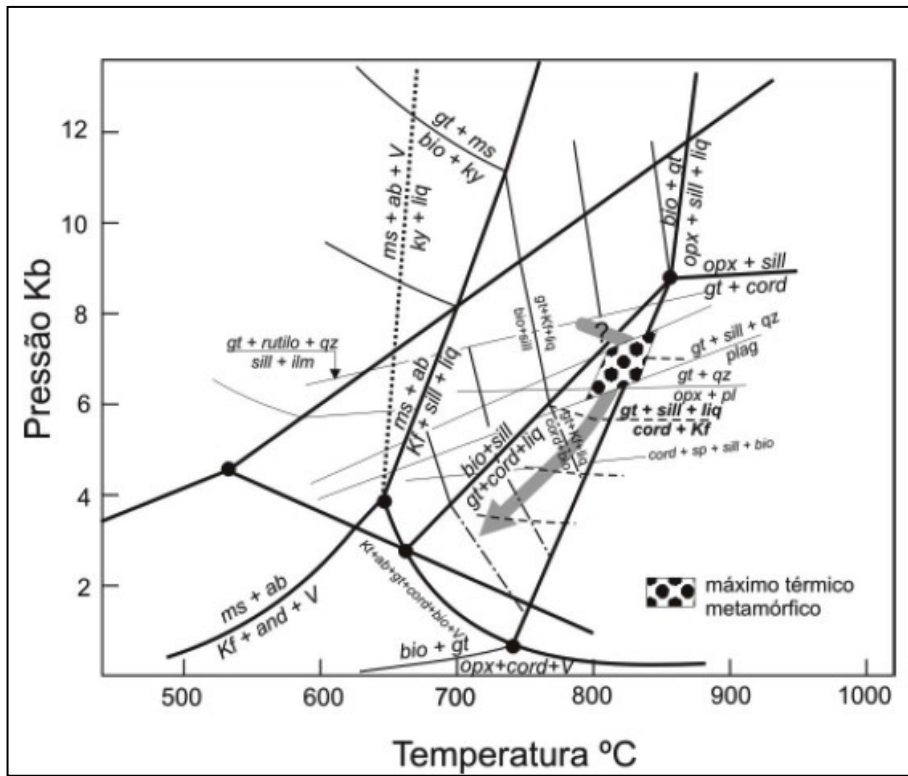


Figura 7.5. Diagrama P-T para os paragneisses do Complexo Nova Venécia (Munhá *et al.* 2005)

VIII. CONCLUSÕES

Esta dissertação teve como objetivo a caracterização das rochas do Complexo Nova Venécia, e sua relação com a granitogênese tipo-S, associada aos estágios sin-, tardi-, e pós-colisionais, no Orógeno Araçuaí.

A área situa-se no estado do Espírito Santo, e estende-se desde os arredores de Cotaxé (limite norte) até Guarapari (limite sul). Na região ocorrem os metassedimentos de alto grau do Complexo Nova Venécia, os granitos do arco (Supersuíte G1), as suítes graníticas tipo-S sin-colisionais (G2 Ataléia e Carlos Chagas), os leucogranitos da suíte G3, tardicolisional, e as intrusões tardias da Supersuíte G5 (Suíte Aimorés).

As rochas mais antigas da área compõem o conjunto granulítico-migmatítico do Complexo Nova Venécia, constituído por paragnaisse peraluminoso, cordierita granulito e rocha calcissilicática. A associação mineralógica do paragnaisse e cordierita granulito, com proporções variáveis de biotita, granada, cordierita, sillimanita e hercynita, evidencia metamorfismo na transição de fácies anfibolito-granulito. As características mineralógicas, petrográficas e geoquímicas aqui apresentadas demonstram que os protolitos do Complexo Nova Venécia foram essencialmente sedimentos grauvaquianos, enriquecidos em fração pelítica peraluminosa e plagioclásio. O conjunto paragnáissico do Complexo Nova Venécia apresenta estágios progressivos de migmatização, desde metatexito a diatexito, e se relaciona com Suíte Ataléia por meio de contato transicional caracterizado pelo aumento de fusão granítica e desaparecimento dos termos gnáissicos. O cordierita granulito representa o resíduo granulítico resultante do processo de migmatização do paragnaisse Nova Venécia.

Cálculos termobarométricos semiquantitativos indicam condições de temperatura e pressão que variam de 712° a 930° C e pressões entre 5 e 6,1 Kbar, o que é concordante com a literatura (e.g. Munhá et al. 2005; Pedrosa-Soares et al. 2006b).

Os dados demonstram que uma série de fusões graníticas peralcalinas, a suíte G2 Ataléia, tiveram início com fusão parcial (desidratação) de metagrauvacas em uma região de retro-arco, durante a fase tardia de formação do Arco Rio Doce (ca. 590-580 Ma). Regiões de retro-arco, relacionadas a arcos magmáticos em margens continentais, podem ser regiões extremamente quentes devido a ascensão da astenosfera e renovação de calor por convecção durante o estágio pré-colisional (e.g., Hyndman 2005).

No Orógeno Araçuaí, este processo pode estar associado também com a subducção de um segmento de crosta oceânica, formando uma anomalia termal através de uma *slab window* sob a bacia de retro-arco, durante o estágio pré- a sin-colisional.

Seguindo a geração das primeiras fusões peraluminosas, o processo anatético de desidratação foi contínuo e forneceu fusão para uma enorme acumulação de magma granítico relativamente pobre em minerais máficos, formando o batólito Carlos Chagas (G2), cuja colocação ocorreu entre *ca.* 580-555 Ma, como clímax por volta de 575 Ma. A fonte de calor para este evento pode ser explicada por uma combinação de fatores, como liberação de calor por cavalgamento do arco quente sobre o retro-arco, juntamente com calor radiogênico liberado da crosta espessada durante a colisão.

Esta enorme quantidade de granitos peraluminosos sofreu um processo de fusão parcial regional tardio, formando pequenas populações, de pouco volume, de leucogranitos (G3). Novamente uma fonte de calor é necessária, e nesta etapa, talvez esteja relacionada a liberação tardia da crosta espessada, rica em granitos.

O último evento termal regional de importância foi o plutonismo G5, que formou diversos tipos de intrusão durante o clímax do colapso gravitacional do Orógeno Araçuaí. Neste caso, a fonte de calor poderia ser a ascensão da astenosfera relacionada ao *slab breakoff*, seguida pela delaminação do manto litosférico e do colapso gravitacional deste orógeno.

IX. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alkmin, F.F., Marshak, S., Pedrosa-Soares, A.C., Peres, G.G., Cruz, S.C.P., Whittington, A. 2003. Tectônica quebra-nozes e a gênese do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental. In: SBG, Simp. Nac. Est. Tect., 9, Búzios, Anais, p. 40-43.
- Alkmin, F.F., Marshak, S., Pedrosa-Soares, A.C., Peres, G.G., Cruz, S.C.P., Whittington, A. 2006. Kinematic evolution of the Araçuaí-West Congo orogen in and Africa: Nutcracker during the Neoproterozoic assembly of Gondwana. *Precambrian Research* 149, 43-64.
- Almeida, F.F.M. 1977. O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências* 7, 349–364.
- Almeida F.F.M., Amaral G., Cordani U., Kawashita K. 1973. The Precambrian Evolution of South American Cratonic Margin South of Amazon River. In: Nairn & Stelli eds. *The Oceans Basins and Margins*. New York, Plenum. p.411-446.
- Almeida, F.F.M. & Litwinski, N. 1984. Província Mantiqueira: setor setentrional. In: Almeida, F.F.M & Hasui, Y. (eds.). *O Pré-Cambriano do Brasil*. Editora Edgar Blücher, São Paulo, p. 282-307.
- Almeida J.C.H., Silva L.G.E., Valladares C. S. 1993. O Grupo Paraíba do Sul e rochas granitoides na região de Bananal (SP) e Rio Claro (RJ): uma proposta de formalização litoestratigráfica. In: SBG-RJ, Simp. Geol. Sudeste, 3, Rio de Janeiro, Atas, 1161-167.
- Baltazar, O.F. 2009. Mapa geológico da Folha Linhares, 1:100.000. Programa Geologia do Brasil, CPRM.
- Baltazar, O. F. e Silva, S.L. 2009. Mapa geológico da Folha São Gabriel da Palha, 1:100.000. Programa Geologia do Brasil, CPRM.
- Baltazar, O.F., Zuchetti, M., Oliveira, S.A.M., Scandolaro, J., Silva, L.C. 2010. Folhas São Gabriel da Palha e Linhares. Nota explicativa. Programa Geologia do Brasil, CPRM-BH. 144 p.
- Baptista M.B., Braun O.P.G., Campos D.A. 1984. *Léxico Estratigráfico do Brasil*. Brasília, DNPM/DGM. 541 p.
- Barbarin, B. 1998. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos* 46, 605–626.
- Barbosa A.L. de M., Grossi-Sad J.H., Torres N., Melo M.T.V. 1966. Descrição do mapa geológico preliminar do Médio do Rio Doce. *Geologia da Região do Médio do Rio Doce (Excursão no 2/Aos pegmatitos de Governador Valadares)*. Rio de Janeiro, Sociedade Brasileira de Geologia/Núcleo Rio de Janeiro, 02:01- 10.

- Belém, J.F. 2006. Caracterização mineralógica, física e termobarométrica de minérios de grafita da Província Grafítica Bahia-Minas. Dissertação de Mestrado, IGC, UFMG. 164p.
- Belém J., Pedrosa-Soares A.C., Noce C.M., Silva L.C., Armstrong R., Fleck A., Gradim C., Queiroga G. 2011. Bacia precursora versus bacias orogênicas: exemplos do Grupo Andrelândia com base em datações U-Pb (LA-ICP-MS) em zircão e análises litoquímicas. *Geonomos* 19(2), 224-243.
- Berman R.G. 1988. Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the system Na₂O–K₂O–CaO–MgO–FeO–Fe₂O₃–Al₂O₃–SiO₂–TiO₂–H₂O–CO₂. *Journal of Petrology* 29, 445–522.
- Berman R.G. 1991. Thermobarometry using multi-equilibrium calculations: a new technique with petrological applications. *Canadian Mineralogist* 29, 833–855.
- Black, L.P., Williams, I.S., Compston, W. 1986. Four zircon ages from one rock: the history of a 3,930 Ma-old granulite from Mount Scones, Enderby Land, Antarctica. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 94, 427-437.
- Brandalise, L.A.; Ribeiro, J.H.; Ferrari, P.G. 1976. Projeto Vale do Paraíba do Sul. Relatório Final. DNPM/ CPRM, Superintendência Regional de Belo Horizonte.
- Breaks, F.W., and Moore, J.M. 1992. The Ghost Lake batholith, Superior Province of northwestern Ontario—A fertile, S-type, peraluminous granite-rare-element pegmatite system: *Canadian Mineralogist* 30, 835–875.
- Brito-Neves, B.B. & Cordani, U. 1991. Tectonic evolution of South América during the Late Proterozoic. *Precambrian Research* 53, 23-40.
- Brown, M. 2001. Orogeny, migmatites and leucogranites: A review *Proc. Indian Acad. Sci. (Earth Planet. Sci.)* 110, 313-336.
- Brown, M. and Solar, G.S. 1998. Granite ascent and emplacement during contractional deformation in convergent orogens. *Journal of Structural Geology* 20, 1365-1393.
- Brown, M., and Pressley, R.A. 1999. Crustal melting in nature: Prosecuting source processes: *Physics and Chemistry of the Earth* 24, 305–316, doi: 10.1016/S1464-1895(99)00034-4.
- Campos-Neto M.C. & Figueiredo M.C.H. 1990. Evolução geológica dos terrenos Costeiro, Paraíba do Sul e Juiz de Fora (RJ-MG-ES). In: SBG, Congr Bras. Geol., 36, Natal, Anais, 6:2631-2648.
- Castañeda, C., Pedrosa-Soares, A.C., Belém, J., Gradim, D., Dias, P.H.A., Medeiros, S.R., Oliveira, L. 2006. Mapa Geológico e Nota Explicativa da Folha Ecoporanga, 1:100.000. In: Folha Ecoporanga. Programa Geologia do Brasil, Contrato CPRM-UFMG, CD-ROM.

- Castañeda, C., Pedrosa-Soares, A.C., Belém, J., Vieira, V.S., Queiroga, G. (em preparação). Geothermobarometry of metapelites and granites from the northern Araçuaí Orogen: implications for PTT paths in a confined orogen.
- Celino, J.J. 1999. Variação composicional em suítes de granitóides neoproterozóicos e sua implicação na evolução do Orógeno Araçuaí (Brasil)-Oeste Congolês (África). PhD thesis, Universidade de Brasília, Brazil.
- Chappell, B.W. 1996. Compositional variation within granite suites of the Lachlan Fold Belt: Its causes and implications for the physical state of granite magma: Transactions of the Royal Society of Edinburgh 87, 159–170.
- Chappell, B. W. & White, A. J. R. 1974. Two contrasting granite types. Pacific Geology 8, 173–174.
- Chappell, B. W. & White, A. J. R. 2001. Two contrasting granite types: 25 years later. Australian Journal of Earth Sciences 48, 489–499.
- Chemale, 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, 200–206.
- Clemens, J. D. 2003. S-Type granitic magmas – petrogenic issues, models and evidence. Earth Science Reviews 61, 1-18.
- Clemens, J. D. and Wall, V. J. 1988. Controls on the mineralogy of S-type volcanic and plutonic rocks, Lithos 21, 53–66.
- Clemens, J.D., and Mawer, C.K. 1992. Granitic magma transport by fracture propagation: Tectonophysics 204, 339–360, doi: 10.1016/0040-1951(92)90316-X.
- Clemens, J.D., and Watkins, J.M., 2001, The fluid regime of high-temperature metamorphism during granitoid magma genesis: Contributions to Mineralogy and Petrology 140, 600–606.
- Compston, W., Williams, I.S., Meyer, C. 1984. ²⁰⁷Pb geochronology of zircons from lunar Breccia 73217 using a sensitive high mass-resolution ion microprobe. Journal of Geophysical Research, Supplement (ISSN 0148-0227), 89, B525-B534.
- Compston W., Williams I.S., Kirschvink J.L., Zichao Zh., Guogan M. 1992. Zircon ages for the Early Cambrian time-scale. Journal of geological Society of London 149, 171-184.
- Cordani U.G. 1973. Evolução Geotectônica da Região Costeira do Brasil, entre Salvador e Vitória. Tese de Livre Docência, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 98 p.
- Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. 2000. Crustal evolution of South America. p. 19-40, 231-263. Rio de Janeiro.

- Costa L.M., Baptista J.J., Souza B. 1978. Texto explicativo da Folha Geológica São João do Paraíso. Rio de Janeiro, DRM.
- Costa, M.T., Romano, A.W. 1976. Mapa geológico do Estado de Minas Gerais, escala 1:1.000.000 e nota explicativa. Instituto de Geociências Aplicadas, Belo Horizonte.
- Daconti, B.C. 2004. Contexto Geológico, controle e correlação regional das mineralizações da grafita da região de Almenara, Província Grafítica do Nordeste de Minas Gerais. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, 110 p.
- De Campos, C. M., Mendes, J. C., Ludka, I. P., Medeiros, S. R., Moura, J. C. & Wallfass, C. 2004. A review of the Brasiliano magmatism in southern Espírito Santo, Brazil, with emphasis on postcollisional magmatism. Journal of the Virtual Explorer, 17, <http://virtualexplorer.com.au/journal/2004/17/campos>.
- Dewey, J.F. 1988. Extensional collapse of orogens: Tectonics 6, 1123-1139.
- Duarte B.P., Heilbron M., Valladares C., Nogueira J.R., Tupinambá M., Eirado L.G., Almeida, J.C., Almeida, G.C. 2003. Geologia das Folhas Juiz de Fora e Chiador. 84 In: A.C. Pedrosa Soares, C.M. Noce, R. Trouw, M. Heilbron (coord.). Projeto Sul de Minas, Belo Horizonte, COMIG/SEME, vol. 1, cap. 6, p. 153-258.
- Ebert H. 1955. Pesquisas geológicas na parte sudeste do Estado de Minas Gerais. Rio de Janeiro, DGM, p. 79-89. (Relatório Anual do Diretor).
- Ebert H. 1956. A tectônica do sul do Estado de Minas Gerais e regiões adjacentes. In: Relatório Anual do Diretor, ano 1955, DGM, Rio de Janeiro : p. 97-107 e p. 136-137.
- Ebert, H. 1968. Ocorrências da fácies granulítica no sul de Minas Gerais e em áreas adjacentes, em dependência da estrutura orogênica: hipóteses sobre sua origem. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 40 (Suplemento), 215-229.
- Faria, L.F. 1997. Controle e tipologia de mineralizações de grafita *flake* do nordeste de Minas Gerais e sul da Bahia: uma abordagem regional. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, 102 p.
- Féboli, W.L. (org.) 1993a. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Domingos Martins. Folha SF 24-V-A-III. Estado do Espírito Santo. Brasília. DNPM/CPRM. 180 p.
- Féboli, W.L. (org.) 1993b. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Píuma. Folha SF 24-V-A-VI. Estado do Espírito Santo. Brasília. DNPM/CPRM. 140 p.
- Fernandes, M.L.S. 1991. Geologia, petrografia e geoquímica de rochas granitóides da região de Pedra Azul, MG. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Brasil.

- Foden, J.D., Elburg, M.A., Turner, S.P., Sandiford, M., O'Callaghan, J., and Mitchell, S. 2002. Granite production in the Delamerian orogen, South Australia: Geological Society [London] Journal 159, 557–575.
- Fontes, C.Q., Ferrari, P.G., Pereira, A.D.C., Netto, C., Pereira, F.S., Lima, L.O., Costa, M.R.A., Baltazar, O.F., Silva, S.L., Vieira, V.S., Ramalho, R. 1978. Projeto Jequitinhonha, escala 1:250.000. CPRM-DNPM, Belo Horizonte.
- Gonçalves, L.S., 2009. Características da Suíte G1, arco magmático do Orógeno Araçuaí, entre Governador Valadares e Ipanema, MG. Dissertação de Mestrado, UFOP.
- Gonçalves, L.S., Alkmim, F.F., Pedrosa-Soares, A.C. 2010. Características geoquímicas da Suíte G1, arco magmático do Orógeno Araçuaí, entre Governador Valadares e Ipanema, MG. REM. Revista Escola de Minas, v. 63, p. 457-464.
- Gonçalves-Dias, T, Pedrosa-Soares, A.C., Dussin, I.A., Alkmim, F.F., Caxito, F.A., Silva, L.C., Noce, C.M., 2011. Idade máxima da sedimentação e proveniência do Complexo Jequitinhonha na área-tipo (Orógeno Araçuaí): primeiros dados U-Pb (LA-ICP-MS) de grãos detríticos de zircão. Geonomos, 19 (2), 121-130.
- Google Maps 2013. Centro-Leste de Minas Gerais e Espírito Santo.
- Gradim, C.T., Queiroga, G.N., Roncato, J.G., Novo, T.A., Pedrosa-Soares, A.C. 2005. Mapa Geológico da Folha Mantena 1: 100.000. Programa Geologia do Brasil, Contrato CPRM-UFMG.
- Gradim D.T., Noce, C.M., Novo T., Queiroga G.N., Pedrosa-Soares A.C., Suleimam M.A., Martins M. 2012. Mapa geológico da Folha Viçosa (SF.23-X-B-V), Belo Horizonte, CPRM/UFMG, escala 1:100.000.
- Grossi Sad, J. H. & Dutra, A C. 1988. Chemical composition of supracrustal rocks from Paraíba do Sul Group, Rio de Janeiro State, Brazil. Geochimic. Brasiliensis 7(2),143-174.
- Hasui Y. & Oliveira M.A.F. 1984. A Província Mantiqueira: Setor Central. In: Almeida & Hasui ed. O Precambriano do Brasil, Edgard Blucher, 344 p.
- Heilbron M., Mohriak W. Valeriano C.M., Milani E., Almeida J.C.H, Tupinambá M. 2000. From Collision to Extension: The Roots of the Southeastern Continental Margin of Brazil. In: Geology and Geophysics of Continental Margins, Special Number of International Geophysical Association.
- Heilbron, M., Duarte, B.P., Valladares, C.S., Nogueira, J.R. Tupinambá, M., Silva, L.G.E. 2003. Síntese geológica regional do bloco oriental (Zona da Mata). In: A.C., Pedrosa Soares, A., Noce, R.A., Trouw, M. Heilbron (Eds). Projeto Sul de Minas. Federal University of Minas Gerais, Belo Horizonte, 8-50 pp.

- Heilbron, M., Pedrosa-Soares, A.C., Campos-Neto, M.C., Silva, L.C., Trouw, R., Janasi, V.A. 2004. Província Mantiqueira. In: V. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C.D.R. Carneiro, B.B. Brito-Neves (org.), Geologia do Continente Sul-Americano. São Paulo, Beca, cap. XIII, p. 203-234.
- Holland T.J.B. & Powell R. 1990. An internally-consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: the system $\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{MgO}-\text{MnO}-\text{FeO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{TiO}_2-\text{C}-\text{H}_2-\text{O}_2$. *Journal of Metamorphic Geology* 8, 89-124.
- Horn A., Faria B., Gardini G., Vasconcellos L., Oliveira M. 2006. Geologia da Folha Espera Feliz. Rio de Janeiro, CPRM-Serviço Geológico do Brasil, UFMG-Programa Geologia do Brasil, escala 1:100.000.
- IBGE – Instituto Brasileiro De Geografia E Estatística. 1979. Afonso Cláudio (SE-24-V-A-II), Carta do Brasil, Mapa Topográfico, escala 1:100.000.
- IBGE – Instituto Brasileiro De Geografia E Estatística. 1979. Baixo Guandu (SE-24-Y-C-V), Carta do Brasil, Mapa Topográfico, escala 1:100.000.
- IBGE – Instituto Brasileiro De Geografia E Estatística. 1979. Colatina (SE-24-Y-C-VI), Carta do Brasil, Mapa Topográfico, escala 1:100.000.
- IBGE – Instituto Brasileiro De Geografia E Estatística. 1979. Cachoeiro de Itapemirim (SE-24-V-A-V), Carta do Brasil, Mapa Topográfico, escala 1:100.000.
- IBGE – Instituto Brasileiro De Geografia E Estatística. 1979. Domingos Martins (SE-24-V-A-II), Carta do Brasil, Mapa Topográfico, escala 1:100.000.
- IBGE – Instituto Brasileiro De Geografia E Estatística. 1979. Ecoporanga (SE-24-Y-A-III), Carta do Brasil, Mapa Topográfico, escala 1:100.000.
- IBGE – Instituto Brasileiro De Geografia E Estatística. 1979. Linhares (SE-24-Y-D-I), Carta do Brasil, Mapa Topográfico, escala 1:100.000.
- IBGE – Instituto Brasileiro De Geografia E Estatística. 1979. Mantena (SE-24-Y-A-VI), Carta do Brasil, Mapa Topográfico, escala 1:100.000.
- IBGE – Instituto Brasileiro De Geografia E Estatística. 1979. Montanha (SE-24-Y-B-I), Carta do Brasil, Mapa Topográfico, escala 1:100.000.
- IBGE – Instituto Brasileiro De Geografia E Estatística. 1979. Nova Venécia (SE-24-Y-B-IV), Carta do Brasil, Mapa Topográfico, escala 1:100.000.
- IBGE – Instituto Brasileiro De Geografia E Estatística. 1979. São Gabriel da Palha (SE-24-Y-C-III), Carta do Brasil, Mapa Topográfico, escala 1:100.000.

- IBGE – Instituto Brasileiro De Geografia E Estatística. 1979. Piúma (SE-24-V-A-VI), Carta do Brasil, Mapa Topográfico, escala 1:100.000.
- International Union of Geological Science 1973. Plutonic rocks and nomenclature recommended by the IUGS Subcommission of the Systematics of Igneous Rocks. *Geotimes*, v. 18, p.211-230.
- Jackson, S.E., Pearson, N.J., Griffin, W.L. and Belousova, E.A. 2004. The application of laser ablation-inductively coupled plasma mass spectrometry to in-situ U-Pb zircon geochronology. *Chemical Geology* 211, 47-69.
- Johnson, T.E., Hudson, N.F.C., and Droop, G.T.R. 2001, Partial melting of the Inzie Head gneisses: The role of water and a petrogenetic grid in KFMASH applicable to anatectic pelitic migmatites: *Journal of Metamorphic Geology* 19, 99–118, doi: 10.1046/j.0263-4929.2000.00292.x.
- Krogh, T.E. 1973. A low contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 37, 485-494.
- Le Fort, J.P. 1987. Possible "Caledonian" subduction under the Domnanean domain, North American area. *Geological Society Special Publications* 33(1), 503 – 523, 198.
- Liandrat, E & Leal, J. 1967. Mapa Geológico do Folha Vitória. 7p (Relatório inédito DNPM, 473).
- Lima, M.I.C., Silva, J.M.R. & Siga Jr, O. 1981. Levantamento de Recursos Naturais, Folha SD 24, Salvador: Geologia. Projeto RADAMBRASIL, Rio de Janeiro, IBGE, 24, 25-192.
- Litwinski N. 1985. Evolução tectono-termal da região nordeste de Minas Gerais e sul da Bahia. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 207 p.
- Ludwig, K.R. 1993. PBDAT. A computer program for processing Pb-U-Th isotope data. USGS Open File Report, 88 – 542, p. 34.
- Ludwig, K.R. 2001. Users Manual for Isoplot/Ex version 2.47. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication 1a, 55 p.
- Ludwig K.R. 2003. ISOPLOT 3.00 – A Geochronological Toolkit for Excel. Berkeley Geochronology Center, Special Publication 4, 67 pp.
- Machado, R. 1986. Evolução Geológica do Complexo Paraíba do Sul na Porção Ocidental do Estado do Rio de Janeiro. RJ. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 34, Goiânia, Anais 2:1088-1095.
- Machado Filho, L., Ribeiro, M.W., Gonzalez, S.R., Schenini, C.A., Santos-Neto, A., Palmeira, R.C.B., Pires, J.L., Teixeira, W. & Castro, H.E.F. 1983. Levantamento de Recursos Naturais,

- Folha SF 23/24, Rio de Janeiro/Vitória: Geologia. Projeto RADAMBRASIL, Rio de Janeiro, IBGE, 32, 27-304.
- Marshak, S., Alkmim, F.F., Whittington, A.G., Pedrosa-Soares, A.C. 2006. Extensional collapse in the Neoproterozoic Araçuaí orogen, eastern Brazil: a setting for reactivation of asymmetric crenulation cleavage. *Journal of Structural Geology* 28, 129-147.
- Martins, V. T. S., Teixeira, W., Noce, C. M., Pedrosa-Soares, A. C. 2004. Sr and Nd characteristics of Brasiliano/Pan African granitoid plutons of the Araçuaí orogen, southeastern Brazil: Tectonic implications. *Gondwana Research* 7, 75–89.
- Mascarenhas, J.F., Pedreira, A.J.C.L., Gil, C.A.A., Neves, J.P., Oliveira, J.E., Silva Filho, M.A., Marinho, M.M. 1976. Geologia da região centro-oriental da Bahia. Salvador, CPRM, Relatório Integrado I, 324 p.
- Mehnert, K.R. 1968. *Migmatites and the Origin of Granitic Rocks*. Elsevier, Amsterdam, 405 pp.
- Mondou M., Egydio M., Vauchez A., Raposo M., Bruguier O., Oliveira A. 2012. Complex, 3D strain patterns in a syn-kinematic tonalite batholith from the Araçuaí Neoproterozoic orogen (Eastern Brazil): Evidence from combined magnetic and isotopic chronology studies. *Journal of Structural Geology* 39, 158-179.
- Munhá, J.M.U., Cordani, U.G., Tassinari, C.C.G., Palácios, T. 2005. Petrologia e termocronologia de gnaisses migmatíticos da Faixa de Dobramentos Araçuaí (Espírito Santo, Brasil). *Revista Brasileira de Geociências*, 35(1): 123-124.
- Nalini-Junior, H. A. 1997. Caractérisation des suites magmatiques néoproterozoïques de la région de Conselheiro Pena et Galiléia, Minas Gerais, Brésil. PhD Thesis, École Nationale Supérieure des Mines de Saint Etienne, France.
- Nalini-Junior, H. A., Bilal, E., Paquette, J. L., Pin, C. & Machado, R. 2000. Geochronologie U–Pb et géochimie isotopique Sr–Nd des granitoides neoproterozoïques des suites Galiléia et Urucum, vallée du Rio Doce, Sud-Est du Brésil. *Comptes Rendus de l' Academie de Sciences Paris* 331, 459–466.
- Nalini-Junior, H. A., Machado, R. M., Bilal, E. 2005. Geoquímica e petrogênese da Suíte Galiléia: exemplo de magmatismo tipo-I, metaluminoso, pré-colisional, neoproterozóico da região do Médio Vale do Rio Doce. *Revista Brasileira de Geociências* 35 (4), 23–34.
- Nalini Jr H. A., Machado R., Endo, I., Bilal E. 2008. A Importância da tectônica transcorrente no alojamento de granitos pré a sincolisionais na região do vale do médio Rio Doce: o exemplo das suítes Galiléia e Urucum. *Revista Brasileira de Geociências* 38,748-759.

- Nelson, K.D., Zhao, W., Brown, L.D., KUO, J., Che, J., C., Liu, X., Klemperer, S.L., Makovsky, Y., MEISSNER, R., Mechie, J., Kind, R., Wenzel, F., NI, J., Nabelek, J., Leshou, C., Tan, H., Wei, W., Jones, A.J., Booker, J., Unsworth, M., Kidd, W.S.F., Hauck, M., Alsdorf, D., Ross, A., Cogan, M., Sandvol, E., Edwards, M. 1996. An INDEPTH view of the structure of the lithosphere beneath Tibet. *Science* 274, 1684–1688.
- Noce, C.M., Macambira, M.J.B., Pedrosa-Soares, A.C. 2000. Chronology of late Proterozoic-Cambrian granitic magmatism in the Araçuaí belt, eastern Brazil, based on dating by single zircon evaporation. *Revista Brasileira de Geociências* 30, 25–29.
- Noce C.M., Romano A.W., Pinheiro C.M., Mol V.S., Pedrosa-Soares A.C. 2003. Geologia das Folhas Ubá e Muriaé. In: A.C. Pedrosa-Soares, C.M. Noce, R. Trouw, M. Heilbron (coords.). Projeto Sul de Minas – Etapa I: Geologia e Recursos Minerais do Sudeste Mineiro. COMIG/UFMG/UFRJ/UERJ, Belo Horizonte, cap.12, p.623-659.
- Noce, C.M., Pedrosa-Soares, A.C., Piuzana, D., Armstrong, R., Laux, J.H., Campos, C.M., Medeiros, S.R. 2004. Ages of sedimentation of the kinzigitic complex and of a late orogenic thermal episode of the Araçuaí Orogen, northern Espírito Santo state, Brazil: zircon and monazite U-Pb SHRIMP and ID-TIMS data. *Revista Brasileira de Geociências* 34(4), 587-592.
- Noce C.M., Pedrosa-Soares A.C., Silva L.C., Armstrong R. & Piuzana, D. 2007. Evolution of polycyclic basement complexes in the Araçuaí orogen, based on U–Pb SHRIMP data: Implications for Brazil–Africa links in Paleoproterozoic time. *Precambrian Research*, 159:60–78.
- Novo T.A., Pedrosa-Soares, A.C., Noce C.M., Alkmim F.F., Dussin I. 2010. Rochas charnockíticas do sudeste de Minas Gerais: a raiz granulítica do arco magmático do Orógeno Araçuaí. *Revista Brasileira de Geociências* 40(4), 573-592.
- Novo T., Noce, C.M., Figueiredo, C., Pedrosa-Soares, A. C. 2012. Geologia e Recursos Minerais da Folha Carangola (SF.23-X-B-VI). 1. ed. Belo Horizonte: Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM), 72p .
- Paciullo F.V.P., Ribeiro A., Andreis R.R., Trouw R.A.J. 2000. The Andrelândia basin, a Neoproterozoic intraplate continental margin, southern Brasília. *Rev.Bras.Geoc.*, 30:200-202.
- Pedrosa-Soares A.C., Noce, C.M., Vidal, P., Monteiro, R.L.B.P., Leonardos, O.H. 1992. Toward a new tectonic model for the Late Proterozoic Araçuaí (SE Brazil) – West Congolian (SW África) belt. *Journ. South Am. Earth Science* 6, 33-47.
- Pedrosa-Soares, A.C., Dardenne, M.A., Hasui, Y., Castro, F.D.A.,Carvalho, M.V.A. 1994. Nota Explicativa dos Mapas Geológico, Metalogenético e de Ocorrências Minerais do Estado de Minas Gerais. Escala 1: 1.000.000 Belo Horizonte: COMIG.

- Pedrosa-Soares, A.C., Noce, C.M 1998. Where is the suture zone of the Neoproterozoic Araçuaí-West Congo Orogen? In: International Conference on Precambrian and Craton Tectonics – 14th International Conference on Basement Tectonics. Ouro Preto, Abstracts, p.35-37.
- Pedrosa-Soares, A.C. e Wiedmann-Leonardos, C.M. 2000. Evolution of the Araçuaí Belt and its connections to the Ribeira Belt. In: Cordani, U.G.; Milani, E.J.; Thomaz Filho, A.; Campos, D.A. (Eds.), Tectonic Evolution of South America, pp. 265–288.
- Pedrosa-Soares A.C., Noce C.M., Wiedemann C., 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.
- Pedrosa-Soares A.C., Noce C.M., Alkmim F.F., Silva L.C.da, Cordani U.G., Marshak S., Whittington A.G., Martins-Neto M.A., Campos C. 2003. Orógeno Confinado: conceito, exemplo e candidatos. In: SBG, Simp. Nac. Est. Tect.; 9, Armação de Búzios, 2003. B. Res.; Armação de Búzios, p. 36-39.
- Pedrosa-Soares, A.C., Noce, C.M., Silva, L.C., Cordani, U., Alkmim, F.F., Babinski, M. 2005. Orógeno Araçuaí: Estágio atual do conhecimento geotectônico. In: Simpósio Cráton do São Francisco, 3, Salvador. SBG, Anais, p. 243-246.
- Pedrosa-Soares, A.C., Queiroga, G.N., Gradim. C.T., Roncato, J.G., Novo, T.A., Jacobsohn, T., Silva, K.L. 2006a. Nota Explicativa da Folha Mantena, 1:100.000. In: Folha Mantena. Programa Geologia do Brasil, Contrato CPRM-UFGM, CD-ROM.
- Pedrosa-Soares, A. C., Castañeda, C., Queiroga, G., Gradim, C., Belém, J., Roncato, J., Novo, T., Dias, P., Gradim, D., Medeiros, S., Jacobhson, T., Babinski, M. & Vieira, V. 2006b. Magmatismo e Tectônica do Orógeno Araçuaí no Extremo Leste de Minas Gerais e Norte do Espírito Santo. *Geonomos*, 14 (2): 97-111.
- Pedrosa-Soares, A.C., Noce, C.M, Alkmim, F.F., Silva, L.C., Babinski, M., Cordani, U., Castañeda, C. 2007. Orógeno Araçuaí: Síntese do Conhecimento 30 Anos após Almeida 1977. *Geonomos* 15(1): 1-16.
- Pedrosa-Soares, A.C., Alkmim, F.F., Tack, L., Noce, C.M., Babinski, M., Silva, L.C., Martins-Neto, M.A. 2008. Similarities and differences between the Brazilian and African counterparts of the Neoproterozoic Araçuaí-West-Congo orogen. Geological Society, London, Special Publications 294, 153-172.
- Pedrosa-Soares, A.C., De Campo, C.P., Noce, C., Silva, L.C., Novo, T., Roncato, R., Medeiros, S., Castañeda, C., Queiroga, G., Dantas, E., Dussin, I., Alkmim, F. 2011. Late Neoproterozoic–Cambrian granitic magmatism in the Araçuaí orogen (Brazil), the Eastern Brazilian Pegmatite

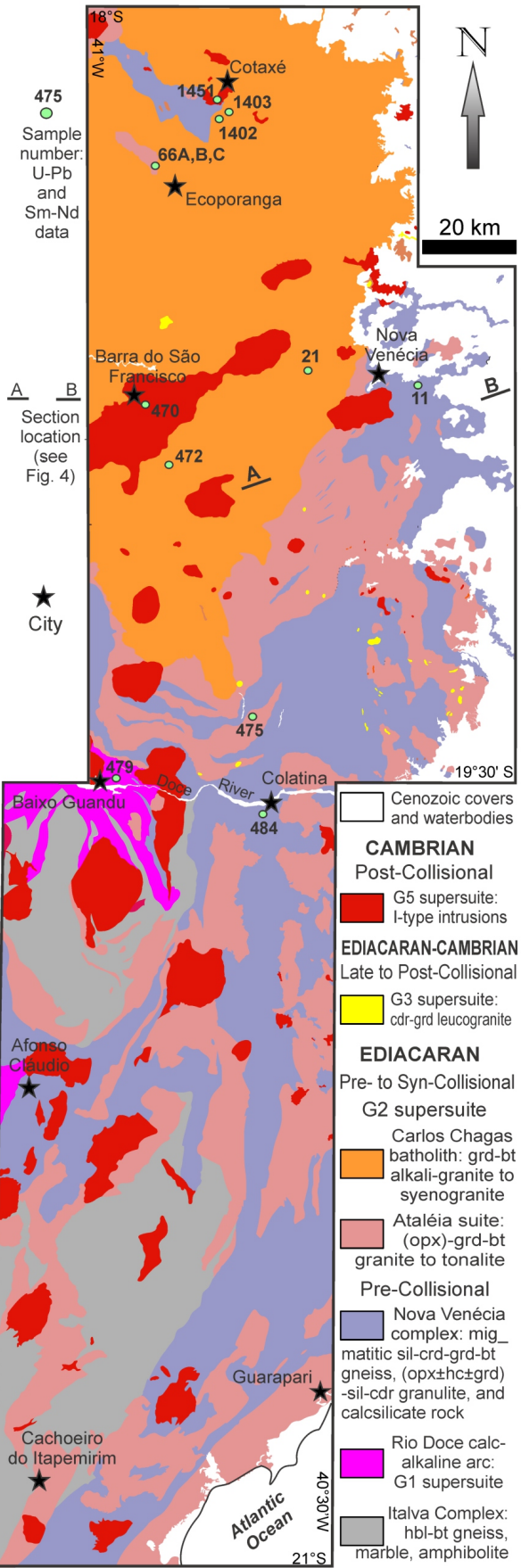
- Province and related mineral resources. Geological Society, London, Special Publications, 350, 25–51.
- Petford, N., Kerr, R.C., and Lister, J.R. 1993. Dike transport of granitic magmas: *Geology* 21, 845–847, doi: 10.1130/0091-7613(1993)021<0845:DTOGM>2.3.CO;2.
- Petitgirard S. & Vauchez A. 2009. Conflicting structural and geochronological data from the Ibituruna quartz-syenite (SE Brazil): Effect of protracted ‘hot’ orogeny and slow cooling rate? *Tectonophysics*, 477, 174-196.
- Pinto, C.P., Drumond, J. B. V. & Féboli, W. L., coords. 1997. Projeto Leste: mapeamento geológico, cadastramento de recursos minerais da região leste de Minas Gerais – Etapa I. Belo Horizonte, Brazil, CPRM, 161 p.
- Pinto C.P., Drumond J.B.V., Féboli W.L., 2001. Geologia. Nota explicativa do mapa geológico integrado. Etapa 1. Folhas SE 24-V, SE25-Z, SE24-Y (partes). Belo Horizonte, Projeto Leste, CPRM-COMIG, 12-18 p.
- Pitcher, W. S. 1993. The nature and origin of granite. London, Blackie. 391p
- Queiroga, G.N., Pedrosa-Soares, A.C., Roncato, J.G, Dias, P.H.A, Guimarães, H.A., Coutinho, M.O.G., Freitas, N.C., Gradim, C.T., Braga, F.C.S., Novo, T.A. 2012. Mapa geológico e nota explicativa da Folha Nova Venécia, 1:100.000. Contrato CPRM-UFMG.
- Reis A.P. & Mansur K. L. 1995. Sinopse Geológica do Estado do Rio de Janeiro. Mapa Geológico 1:400.000. Niterói, DRM/RJ, 60 pp.
- Reis, L.B. 1999. Estudo de mineralizações de grafita no extremo nordeste de Minas Gerais. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, 87 p.
- Rey, P, O., Vanderhaeghe, O., Teyssier, C. 2001. Gravitational collapse of the continental crust: Definition, regimes, and modes. *Tectonophysics* 342, 435-449.
- Roncato, J., Pedrosa-Soares, A.C., Babinski, M., Jacobsohn, T., Queiroga, G., Castañeda, C., Greco, S. & Fanning, M. 2007. Heterogeneidade deformacional da Suíte Carlos Chagas (Orógeno Araçuaí) e a idade U-Pb SHRIMP do Giallo Veneziano. In: Simpósio de Geologia do Sudeste, 10, Diamantina. SBGMG, Resumos.
- Roncato, J.G., Pedrosa-Soares, A.C., Mascarenhas, T.F., Fornero, S.A., Galinari, L.M., Gonçalves, L.T., Queiroga, G.N., Braga, F.C.S, Novo, T.A. 2012. Geologia e recursos minerais da folha Montanha SE.24-Y-B-I, estados do Espírito Santo e Bahia, escala 1:100.000. Contrato CPRM-UFMG.
- Rosier G.F. 1954. DGM/DNPM. p. 60-65 (Relatório Anual do Diretor).
- Rosier G.F. 1957. A Geologia da Serra do Mar, entre os picos de Maria Comprida e do Desengano. Rio de Janeiro, DNPM/GGM. 58 p. (Boletim 166).

- Rosier G.F. 1965. Pesquisas geológicas na parte oriental do Estado do Rio de Janeiro e na parte vizinha do Estado de Minas Gerais. Rio de Janeiro, DGM/DNPM. 222 p.
- Sampaio A.R. (org.) 2004. Extremo Sul da Bahia: Geologia e Recursos Minerais, v.19, CBPM.
- Sato, K., Tassinari, C.C.G.; Kawashita, K.; Petronilho, L. 1995. O método geocronológico Sm-Nd no IG/USP e suas aplicações. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 67 (3), 315-336.
- Schmitt R.S., Pimentel M.M, Van Schmus W.R, Trouw R.A.J., Armstrong, R.A. 2003. Marine sedimentation related to the latest stages of Gondwana assembly in the Ribeira belt: new U/Pb data. In: South American Symposium on Isotope Geology, 4, Short Papers, p. 294-297.
- Schmitt R.S., Trouw R.A.J., Van Schmus W.R., Pimentel, M.M. 2004. Late amalgamation in the central part of Western Gondwana: new geochronological data and the characterization of a Cambrian collision orogeny in the Ribeira belt (SE Brazil). Precambrian Research 133: 29-61.
- Siga Jr, O. 1986. A evolução geocronológica da porção nordeste de Minas Gerais, com base em interpretações geocronológicas. Dissertação de Mestrado, IG-USP, 140 p.
- Signorelli, N. (org.) 1993. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Afonso Cláudio. Folha SF 24-V-A-II. Estado do Espírito Santo. Brasília. DNPM/CPRM. 153 p.
- Silva, J. N. da (org), 1993. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Cachoeiro de Itapemirim. Folha SF-24-V-A-V. Estado do Espírito Santo. Brasília. DNPM/CPRM, 165p.
- Silva, J.N. & Ferrari, P.G. 1976, Projeto Espírito Santo; relatório final. Belo Horizonte, s. Ed. (Relatório inédito DNPM/CPRM).
- Silva, J.M.R., Lima, M.I.C., Veronese, V.F., Ribeiro Junior, R.N. & Siga-Jr, O. 1987. Geologia. In: PROJETO RADAMBRASIL. Folha SE 24 Rio Doce. IBGE, Rio de Janeiro, 1987 (Levantamento de Recursos Naturais, 34).
- Silva, L.C., Armstrong, R., Noce, C.M., Pimentel, M.M., Pedrosa-Soares, A.C., Leite, C., Vieira, V.S., Paes, V. 2002. Reavaliação U-Pb SHRIMP em terrenos pré-cambrianos brasileiros. Parte II: Orógeno Araçuaí, Cinturão Mineiro e Cráton do São Francisco Meridional. Revista Brasileira. Geociências 32: 513-528.
- Silva, L.C., McNaughton, N.J., Armstrong, R., Hartmann, L.A., Fletcher, I.R. 2005. The neoproterozoic Mantiqueira Province and its African connections: a zircon-based U-Pb geochronologic subdivision for the Brasiliano/Pan-African systems of orogens. Precambrian Research, 136, 203-240.
- Silva L.C., Pedrosa-Soares A. C., Armstrong R., Noce C. M. 2011. Determinando a duração do período colisional do Orógeno Araçuaí com base em geocronologia U-Pb de alta resolução em

- zircão: uma contribuição para a história da amalgamação do Gondwana Ocidentala. *Geonomos*, 19:180-197.
- Silva Filho, M.A., Filho, O.M., Gil, C.A.A., Santos, R.A. 1974. Geologia da Folha SD 24-Y-D. Salvador, CPRM, Relatório Final I, 79 p.
- Simakin, A. and Talbot, C. 2001. Tectonic pumping of pervasive granite melts, *Tectonophysics* 332, 387–402.
- Sluitner, Z. & Weber-Diefenbach, K. 1989. Geochemistry of charnoenderbitic granulites and associated amphibolitic gneisses in the coast region of Espírito Santo, Brazil. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, 1(5/6) 917-931.
- Stevens, G., Villaros, A., Moyen, J.F. 2007. Selective peritectic garnet entrainment as the origin of geochemical diversity in S-type granites. *Geology* 35 (1), 9-12.
- Sum S. & McDonough W.F. 1989. Chemical and Isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: A.D. Saunders & M.J. Norry (eds.) *Magmatism in the ocean basins*. Geological Society of London, Special Publications 42, 313-345.
- Tente, A., Melo, B., Freitas, C., Fonseca, D., Gradim, D., Moreira, D., Braga, F., Silva, L., Soares, L., Drummond, N., Galceran Jr., P., Rosário, P., Furtado, S. 2010. Geologia da região de Santa Teresa, ES. Trabalho Final de Graduação, UFMG, Belo Horizonte.
- Trompette, R. 1994. Geology of western Gondwana (2.000-500 Ma); Pan-African-Brasilian aggregation of South America and Africa. A. A. Balkema. Rotterdam, Netherlands. 350 p.
- Trompette, R. 1997. Neoproterozoic (~600 Ma) aggregation of Western Gondwana: a tentative scenario. *Precambrian Research* 82, 101-112.
- Tuller, M. P. (org) 1993. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Colatina. Folha SF 24-Y-C-VI. Estado do Espírito Santo. Brasília. DNPM/CPRM. 163 p.
- Tupinambá M. 1993. Litoestratigrafia, Estruturas e Metamorfismo do Pré-Cambriano entre Itaperuna e Italva, RJ. Inst. Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Dissertação de Mestrado, 143 p.
- Tupinambá, M., Almeida, C., Eirado, E., Duarte, B., Heilbron, M. 2003. Geologia da Folha Pirapetinga (SF.23-X-D-VI). Belo Horizonte, COMIG/UFMG/UFRJ/UERJ - Projeto Sul de Minas, escala 1:100.000.
- Tupinambá, M., Heilbron, M., Duarte, B.P., Nogueira, J.R., Valladares, C., Almeida, J., Silva, L.G.E., Medeiros, S.R., Almeida, C.G., Miranda, A., Ragatky, C.D., Mendes, J., Ludka, I. 2007.

- Geologia da Faixa Ribeira Setentrional: Estado da Arte e Conexões com a Faixa Araçuaí. *Geonomos*, 15(1):67-79.
- Uhlein, A., Trompette, R., Egydio-Silva, M., 1998. Proterozoic rifting and closure, SE border of the São Francisco Craton, Brazil. *Journal of South America Earth Science*. 11, 191–203.
- Valladares C.S., Heilbron M., Machado N, Valeriano, C. 1997. Provenance of Central Ribeira Belt metasediments using $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages on zircon by laser-ablation ICPMS. In: South American Symposium on Isotope Geology, 1, Extended Abstracts, p. 323-325.
- Vieira, V.S. (org.) 1993. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Baixo Guandu. Folha SE 24-Y-C-V. Brasília. DNPM/CPRM. 175 p.
- Vieira, V. S. 2007. Significado do grupo Rio Doce no contexto do Orógeno Araçuaí. 129 f. Tese (Doutorado em Geociências)-Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte.
- Vielzeuf, D., and Montel, J.-M., 1994. Partial melting of metagreywackes, 1: Fluid-absent experiments and phase relationships: *Contributions to Mineralogy and Petrology* 117, 375–393, doi: 10.1007/BF00307272.
- White, A.J.R., and Chappell, B.W. 1977. Ultrametamorphism and granitoid genesis: *Tectonophysics* 43, 7–22, doi: 10.1016/0040-1951(77)90003-8.
- Whitney, D.L. & Evans, B.W (2010). Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist* 95, 185–187.
- Wiedemann C.M. 1989. Estado atual do conhecimento sobre a evolução do Cinturão Móvel Brasileiro no Estado do Espírito Santo. In: SBG, Simp. Geol. Sudeste, 1, Rio de Janeiro, Boletim de Resumos, 95-96.
- Wiedemann, C. 1993. The evolution of the Early Paleozoic, late to postcollisional magmatic arc of the Coastal Mobile Belt, in the State of Espírito Santo, eastern Brazil. *Anais Academia Brasileira de Ciências* 65, 163–181.
- Wiedemann, C., Mendes, J.C., Moura, J.C., Costa-Nascimento, R.C. & Ludka, I.P. 1997. Granitoids of the Espírito Santo Magmatic Arc. SBG, International Symposium on Granites and Associated Mineralizations, 2, Salvador. Excursions Guide, 57-76.
- Winter, J. D. 2001. *An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology*. Prentice Hall. 697 p.
- Zhou, J. & Li, X. 2006: GeoPlot: An Excel VBA program for geochemical data plotting. *Computers & Geosciences* 32(4): 554-560.

ANEXO 1



ANEXO 2

Anexo 2
Geoquímica de rocha

Table a. Representative bulk rock compositions from the Cordierite granulites rocks of the study area.

Sample	CG55d	NV100	MP96	CG 47	CG 55a	CG 33
Type	Cdt Granulite					
SiO ₂	48.50	53.37	56.91	57.90	63.40	66.60
TiO ₂	1.97	1.07	1.03	1.31	0.82	0.89
Al ₂ O ₃	23.8	21.47	20.1	19.6	17.00	15.11
Fe ₂ O ₃ T	14.6	10.42	9.39	10.2	7.21	6.22
MnO	0.38	0.18	0.15	0.15	0.17	0.14
MgO	6.55	3.81	3.23	4.57	3.78	2.4
CaO	0.7	0.94	1.34	0.51	1.47	1.27
Na ₂ O	0.69	1.8	2.31	0.77	1.81	1.94
K ₂ O	3.08	5.41	3.91	3.91	3.81	4.03
P ₂ O ₅	0.02	0.14	0.11	0.00	0.05	0.12
Cr ₂ O ₃	-	-	-	-	0.02	0.01
S	-	-	-	-	-	-
LOI	0.00	1.00	1.2	0.5	0.2	0.4
Sum	51.79	99.68	99.68	99.42	99.74	99.13
Y	60	37	31	20	-	-
La	-	61	53	51	59	-
Ce	-	130	109	104	117	-
Pr	-	15	13	12	14	-
Nd	-	58	50	49	54	-
Sm	-	10	9	9	11	-
Eu	-	2	2	1	2	-
Gd	-	9	7	7	9	-
Tb	-	7	5	1	2	-
Dy	-	1	1	4	8	-
Ho	-	1	1	1	1	-
Er	-	3	3	2	4	-
Tm	-	0.5	0.4	0.3	1	-
Yb	-	3	2	2	3	-
Lu	-	0.4	0.4	0.3	0.5	-
ΣREE	-	301	257	243	285	-
Eu/Eu*	-	0.2	0.2	0.2	0.2	-
Ce*	-	4	4	4	4	-
La/Yb	-	22	23	31	17	-
ΣLREE	-	276	236	226	257	-
ΣHREE	-	25	21	17	28	-
ΣLREE/ΣHREE	-	11	11	13	9	-

Table b. Representative bulk rock compositions from the metasedimentary and granitic rocks of the study area

Sample	CG 23	C17A	C22	CG 29-1	C15A	C12	CG 18	CG 70e	C21	CG 27	C3A	CG 63	C25	C10	CG 25	C2A	C14	C11	C9A	C13	C16	C5A	C23	VN22
Type	Paragneiss																							
SiO2	58.10	58.15	62.06	62.30	62.61	63.01	64.20	65.30	66.06	66.40	66.79	67.00	67.75	68.42	68.50	68.53	68.96	69.00	69.25	69.56	70.77	71.02	71.57	74.51
TiO2	0.72	1.19	0.78	0.63	1.38	1.09	0.83	0.64	0.67	1.21	0.7	1.03	0.43	1.15	0.96	0.67	0.76	0.86	1.08	1.04	0.98	1.01	0.5	0.63
Al2O3	18.9	16.05	17.47	18.8	15.36	18.15	16.00	16.8	16.16	14.7	14.5	15.1	15.71	13.41	14.2	12.89	13.88	13.56	13.25	12.34	12.96	11.97	12.81	12.04
Fe2O3T	8.8	9.99	6.63	5.39	11.36	9.26	5.9	7.00	5.64	6.75	8.51	6.75	3.95	7.47	6.4	7.67	5.56	6.65	7.00	7.48	6.48	6.38	5.25	3.4
MnO	0.27	0.19	0.16	0.14	0.19	0.12	0.13	0.22	0.1	0.13	0.18	0.13	0.11	0.09	0.16	0.26	0.09	0.09	0.1	0.11	0.09	0.07	0.23	0.04
MgO	3.16	0.6	1.65	2.09	5.12	3.48	2.73	2.17	1.7	3.1	3.06	2.79	1.44	3.11	2.84	2.51	2.04	2.36	2.77	2.8	2.35	2.22	1.54	1.15
CaO	4.04	2.75	4.58	5.01	0.73	0.38	5.42	1.32	2.8	1.64	1.44	1.11	2.82	1.07	1.00	1.46	4.26	1.74	1.15	1.77	1.28	1.00	2.76	1.62
Na2O	3.15	6.59	3.51	3.48	0.49	0.79	2.81	1.81	3.29	1.93	1.46	1.9	3.9	1.98	0.97	1.67	2.49	2.31	1.68	1.61	1.92	1.55	3.21	2.62
K2O	2.44	3.68	1.98	1.42	1.34	2.9	0.78	4.29	2.63	2.82	2.78	3.27	3.15	2.5	3.41	3.33	1.34	2.92	3.08	2.8	2.36	3.9	1.61	3.26
P2O5	0.6	0.24	0.56	0.23	0.07	0.05	0.31	0.08	0.1	0.07	0.04	0.09	0.16	0.07	0.06	0.05	0.22	0.08	0.06	0.04	0.06	0.08	0.1	0.1
Cr2O3	-	0.001	0.001	0.002	0.025	0.037	0.02	-	0.011	-	0.024	-	0.007	0.026	0.01	0.028	0.031	0.022	0.031	0.023	0.013	0.021	0.007	<0.002
S	-	0.43	0.01	-	0.07	0.15	-	-	0.01	-	0.05	-	0.03	0.03	0.02	0.03	<0.02	0.04	0.04	<0.02	0.04	<0.02	0.07	<0.02
LOI	0.1	0.4	0.5	0.1	0.5	0.5	0.5	0.3	0.7	0.8	0.3	0.8	0.4	0.5	0.9	0.5	0.2	0.2	0.3	0.2	0.6	0.4	0.3	0.4
Sum	100.28	99.84	99.88	99.59	99.88	99.92	99.63	99.93	99.86	99.55	99.83	99.97	99.82	99.83	99.43	99.60	99.83	99.83	99.80	99.77	99.84	99.62	99.89	99.74
Y	35	44	41	-	65	35	-	-	20	64	37	37	21	33	-	53	41	33	33	42	28	47	27	12
La	24	37	17	-	17	43	-	-	20	64	47	47	22	52	-	14	40	41	61	60	38	43	11	45
Ce	54	98	40	-	35	94	-	-	43	148	94	94	49	113	-	28	90	93	134	127	83	91	30	92
Pr	7	13	5	-	4	10	-	-	5	17	11	11	6	13	-	3	10	10	15	14	10	10	4	11
Nd	28	60	21	-	16	40	-	-	19	63	41	41	23	49	-	11	40	40	58	55	36	39	15	39
Sm	6	12	5	-	4	7	-	-	4	11	8	8	5	9	-	2	7	8	11	9	7	7	3	7
Eu	1	3	2	-	1	1	-	-	1	1	2	2	1	1	-	1	1	1	2	2	1	1	1	1
Gd	7	11	5	-	7	6	-	-	4	11	7	7	4	8	-	4	7	7	9	8	6	6	3	5
Tb	1	2	1	-	2	1	-	-	2	2	1	1	1	1	-	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Dy	7	9	6	-	10	6	-	-	3	12	7	7	4	7	-	8	7	6	7	7	5	6	4	3
Ho	1	2	1	-	2	1	-	-	1	2	1	1	1	1	-	2	1	1	1	1	1	1	1	0.5
Er	3	5	4	-	7	4	-	-	2	6	4	4	2	3	-	6	4	3	3	4	3	4	3	1
Tm	0.4	1	1	-	1	1	-	-	0.3	1	1	1	0.3	0.4	-	1	1	0.5	0.5	1	0.4	1	1	0.2
Yb	2	5	3	-	7	4	-	-	2	5	3	3	2	3	-	6	4	3	3	4	3	3	4	1
Lu	0.3	1	0.5	-	1	1	-	-	0.3	1	0.5	0.5	0.3	0.4	-	1	1	0.4	0.5	1	0.4	0.5	1	0.2
ZrRE	143	257	111	-	114	217	-	-	105	343	228	120	261	261	-	87	216	216	305	294	194	213	81	207
Eu/Eu*	0.2	0.3	0.3	-	0.2	0.1	-	-	0.3	0.1	0.2	0.2	0.3	0.2	-	0.4	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.4	0.2
Ce*	4	4	4	-	4	4	-	-	4	5	4	4	4	4	-	4	4	4	4	4	4	4	5	4
La/Yb	10	8	5	-	2	11	-	-	10	12	14	14	11	18	-	2	9	15	19	13	14	13	3	45
ZrRE	120	223	89	-	77	194	-	-	92	304	204	106	237	237	-	59	189	194	280	266	175	191	64	195
ZHRE	23	34	22	-	37	23	-	-	12	40	24	14	24	24	-	28	27	22	26	28	20	22	16	12
ZrRE/ZHRE	5	7	4	-	2	8	-	-	7	8	8	8	8	10	-	2	7	9	11	9	9	9	4	17

Table c. Representative bulk rock compositions from the Ataléia granite of the study area

Sample	CG28C	CG55A	NV11	VN27	CG2A	MG53	MG100A
Type	Ataleia granite						
SiO₂	62.9	63.4	65.16	65.34	65.7	67.5	71.4
TiO₂	0.57	0.82	1.28	1.25	0.94	0.36	0.69
Al₂O₃	19.4	17,00	15.22	14.94	15.1	17.4	14,00
Fe₂O₃T	3.56	7.21	4.53	4.65	6,00	3.16	2.65
MnO	0.09	0.17	0.04	0.05	0.14	0.11	0.05
MgO	1.64	3.78	1.17	1.02	3,00	1.23	0.54
CaO	5,00	1.47	2.46	2.58	2.19	2.92	2.16
Na₂O	4.21	1.81	2.76	2.49	2.22	3.51	2.27
K₂O	1.54	3.81	5.4	5.81	3.45	2.49	4.97
P₂O₅	0.29	0.05	0.4	0.57	0.12	0.13	0.31
Cr₂O₃	-	-	<0.002	<0.002	0.01	-	-
S	-	-	<0.02	<0.02	-	-	-
LOI	-	-	1,00	0.8	-	-	0.69
Sum	99.2	99.52	99.47	99.5	98.86	98.81	99.73
Y	15	39	11	24	-	25	17
La	22	59	189	228	-	60	29
Ce	44	117	398	540	-	120	54
Pr	5	14	47	71	-	14	6
Nd	20	54	166	278	-	51	20
Sm	5	11	19	35	-	9	3
Eu	2	2	2	2	-	2	2
Gd	4	9	10	18	-	6	3
Tb	1	2	1	2	-	1	0.4
Dy	3	8	3	6	-	4	3
Ho	1	1	0.3	1	-	1	1
Er	1	4	1	2	-	3	2
Tm	0.2	1	0.1	0.3	-	0.5	0.3
Yb	1	3	1	2	-	3	2
Lu	0.2	0.5	0.1	0.2	-	0.4	0.3
ΣREE	108	285	837	1184	-	274	125
Eu/Eu*	0.4	0.2	0.2	0.1	-	0.2	1
Ce*	4	4	4	4	-	4	4
La/Yb	17	17	337	149	-	22	17
ΣLREE	97	257	821	1153	-	256	114
ΣHREE	11	28	15	30	-	18	10
ΣLREE/ΣHREE	9	9	54	38	-	14	11

Table d. Representative bulk rock compositions from the Carlos Chagas granite of the study area.

Sample	EC12	EB145	MP22	MP21	NV41A	EP08	EC8	MP72	MG15	EB140	MQ79	FM153	FM25
Type	Carlos Chagas granite												
SiO ₂	71.8	71.9	72.00	72.1	72.29	72.4	72.5	72.53	72.6	72.6	73.6	69.05	72.67
TiO ₂	0.76	0.66	0.14	0.28	0.22	0.33	0.14	0.14	0.38	0.57	0.16	0.61	0.52
Al ₂ O ₃	14.00	14.1	16.05	14.4	14.55	14.6	14.1	15.24	14.2	14.00	14.1	15.12	13.01
Fe ₂ O ₃ T	2.72	2.77	1.82	1.47	1.54	2.87	2.91	1.67	2.00	2.28	1.11	4.22	3.24
MnO	0.01	0.08	0.14	0.02	0.03	0.06	<0.01	0.04	0.02	0.06	0.02	0.07	0.04
MgO	0.57	0.97	1.85	0.22	0.46	0.46	0.12	0.37	0.45	0.78	0.27	1.18	0.58
CaO	1.99	1.72	1.38	1.16	0.79	1.49	0.84	3.11	1.4	1.85	0.93	2.66	1.64
Na ₂ O	2.96	2.3	2.35	2.45	3.12	2.39	2.46	3.31	2.2	2.15	2.7	2.94	2.63
K ₂ O	4.35	3.89	2.42	6.41	5.35	4.3	4.99	2.95	5.24	4.1	5.81	3.35	4.61
P ₂ O ₅	0.05	0.2	1.22	0.26	0.19	0.11	0.21	0.08	0.23	0.09	0.21	0.2	0.17
Cr ₂ O ₃	-	-	-	-	<0.002	-	-	<0.002	-	-	-	<0.003	<0.002
S	-	-	-	-	<0.02	-	-	<0.02	-	-	-	0.02	<0.02
LOI	0.6	0.7	0.2	0.5	1.3	0.6	0.6	0.3	0.61	0.6	0.89	0.3	0.6
Sum	99.81	99.29	99.57	99.27	99.84	99.61	98.87	99.74	99.33	99.08	99.8	99.7	99.71
Y	24	65	40	39	9	43	15	17	27	60	12	48	38
La	272	54	135	31	25	67	9	37	31	51	51	53	68
Ce	497	109	279	64	57	133	15	77	65	104	104	113	145
Pr	57	14	36	8	7	16	2	9	8	13	13	14	18
Nd	195	52	139	29	28	64	8	35	31	49	49	55	68
Sm	23	11	21	7	6	12	2	6	7	9	9	11	11
Eu	2	1	4	1	1	3	0.3	1	1	1	1	1	1
Gd	12	9	14	7	4	10	3	5	6	8	8	9	8
Tb	1	2	2	1	2	1	0.5	3	1	1	1	9	7
Dy	6	10	9	7	1	8	3	1	6	9	9	1	1
Ho	1	2	1	1	0.3	2	0.5	1	1	2	2	2	1
Er	2	8	4	3	1	5	1	1	3	7	7	5	4
Tm	0.2	1	1	0.4	0.1	1	0.2	0.2	0.5	1	1	1	1
Yb	1	8	3	2	1	4	1	1	3	7	7	4	4
Lu	0.2	1	0.4	0.3	0.1	0.6	0.1	0.1	0.4	1	1	1	1
ΣREE	1070	281	647	162	132	325	45	178	164	263	263	279	337
Eu/Eu*	0.1	0.1	0.2	0.2	0.1	0.3	0.1	0.2	0.2	0.2	0.2	0.1	0.1
Ce*	4	4	4	4	4	4	3	4	4	4	4	4	4
La/Yb	223	7	46	14	37	16	8	32	12	8	21	13	18
ΣLREE	1047	240	614	139	123	294	36	166	143	227	72	248	311
ΣHREE	23	41	33	23	9	31	9	12	21	36	9	31	26
ΣLREE/ΣHREE	45	6	19	6	14	9	4	13	7	6	8	8	12

Table e. Representative bulk rock compositions from the G3 granite of the study area.

Sample	CG55C	CG28B	EP05A	MF166B	MG42B	FM178
Type	G3 granite					
SiO ₂	67.3	69.9	71.00	74.3	74.43	74.61
TiO ₂	0.42	0.08	0.7	0.11	0.14	0.09
Al ₂ O ₃	15.8	16.4	14.3	14.17	14.48	13.98
Fe ₂ O ₃ T	7.48	1.08	2.61	1.45	0.95	0.33
MnO	0.21	0.07	0.07	0.04	<0.01	0.02
MgO	2.51	0.69	1.01	0.22	0.18	0.12
CaO	2.48	0.84	2.58	1.91	1.21	0.57
Na ₂ O	2.23	2.06	2.59	3.2	2.86	3.52
K ₂ O	1.41	7.62	3.42	3.94	5.21	4.9
P ₂ O ₅	0.01	0.19	0.2	0.03	0.08	0.15
Cr ₂ O ₃	-	-	-	<0.002	-	<0.002
S	-	-	-	<0.02	-	<0.02
LOI	--	--	1.2	0.4	0.4	1.6
Sum	99.85	98.93	99.68	99.76	99.94	99.89
Y	75	9	59	22	10	37
La	56	8	48	33	13	18
Ce	114	11	97	67	27	49
Pr	14	2	12	8	3	8
Nd	48	6	46.7	32	11	35
Sm	9	2	9	6	3	8
Eu	1	1	2	1	0.5	1
Gd	8	1	9	5	2	7
Tb	2	0.2	2	4	2	6
Dy	12	1	10	1	0.4	1
Ho	3	0.3	2	1	0.3	1
Er	8	1	7	2	1	3
Tm	1	0.2	1	0.3	0.1	1
Yb	7	2	6	1	0.5	3
Lu	1	0.4	1	0.2	0.1	0.4
ΣREE	285	38	205	162	64	142
Eu/Eu*	0.2	1	0.2	0.3	0.2	0.2
Ce*	4	3	4	4	4	4
La/Yb	8	4	8	23	27	6
ΣLREE	243	31	168	148	58	119
ΣHREE	42	7	37	14	6	23
ΣLREE/ΣHREE	6	4	5	11	9	5

Anexo 3
Geocronologia

Summary of U-Pb (SHRIMP) zircon data of sample 479, Baixo Guandu Batholith, Magmatic zircons (UTM: 299785E / 7804860N)

Grain Spot	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	$^{206}\text{Pb}^*$ (ppm)	$^{206}\text{Pb}^s$ %	Isotope ratios					Age (Ma)				% Disc				
						$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ (‰)	\pm	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ (‰)	\pm	r	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ (‰)	\pm	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	\pm		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	\pm	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	\pm
479-1.1	269.98	85.88	0.32	27.00	0.2310	0.82573	4.81	0.09949	3.87	0.80	0.06020	2.41	611	22	611	23	611	53	0
479-2.1	187.54	195.44	1.04	21.00	0.4490	0.74842	4.93	0.09708	2.11	0.43	0.05591	4.19	567	22	597	12	449	96	-33
479-3.1	130.26	72.70	0.56	13.00	0.1380	0.79288	4.63	0.09386	2.25	0.49	0.06127	3.79	593	21	578	12	649	83	11
479-4.1	203.80	30.43	0.15	19.00	0.1580	0.77766	3.92	0.09614	2.00	0.51	0.05866	3.14	584	18	592	11	555	70	-7
479-5.1	205.98	107.90	0.52	21.00	0.3140	0.78065	4.99	0.09522	3.39	0.68	0.05946	3.26	586	22	586	19	584	72	0
479-6.1	197.42	99.80	0.51	18.00	0.8990	0.68280	7.07	0.09107	3.17	0.45	0.05438	5.94	528	30	562	17	387	139	-45
479-7.1	199.91	41.65	0.21	18.00	0.5150	0.73330	4.73	0.09448	1.87	0.40	0.05629	4.12	558	21	582	10	464	94	-25

Notes: Errors are 1-sigma (σ); Pbc and Pb* indicate the common and radiogenic portions, respectively.

Error in Standard calibration was 0.50 and 0.36% (not included in above errors).

(1) Common Pb corrected using measured ^{204}Pb .

Isotopic ratios errors in %.

All Pb in ratios are radiogenic component. Most are corrected for ^{204}Pb and some for ^{208}Pb (metamorphic, Th-poor grains or rims).

disc = discordance, as $100 - 100 \{ [^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}] / [^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}] \}$.

$^{206}\text{Pb} = (\text{common } ^{206}\text{Pb}) / (\text{total measured } ^{206}\text{Pb})$ based on measured ^{204}Pb .

Uncertainties are 1σ .

Bold = spots used

Summary of U-Pb (SHRIMP) zircon data of samples 11 and 484, Nova Venécia Complex paragneisses. Detrital zircons.

Amostra 11 – UTM: 359156E / 7928950N; Amostra 484 – UTM: 328388/7838456

Grain Spot	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	²⁰⁶ Pb* (ppm)	²⁰⁶ Pb ^c %	Isotope ratios					Age (Ma)				% Disc				
						²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U	± (%)	²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U	± (%)	T	²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ Pb*	± (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±
484-1.1	218.50	215.15	0.98	35.00	0.0620	1.20899	1.58	0.13396	1.20	0.76	0.06546	0.87	805	9	810	9	789	19	-3
484-2.1	128.51	146.48	1.14	27.00	0.0020	1.69043	3.27	0.16952	2.37	0.72	0.07232	1.98	1005	21	1009	22	995	41	-1
484-3.1	733.07	429.30	0.59	79.00	0.0270	0.86190	2.56	0.10033	1.46	0.57	0.06231	1.93	631	12	616	9	685	42	10
484-6.1	319.18	136.60	0.43	41.00	0.0260	1.10015	2.37	0.12404	1.74	0.73	0.06433	1.40	753	13	754	12	752	30	0
484-7.1	150.76	148.04	0.98	27.00	0.2190	1.43774	4.57	0.14995	2.99	0.65	0.06954	3.09	905	28	901	25	915	65	2
484-8.1	243.07	116.19	0.48	104.00	0.0020	7.11763	2.95	0.39035	1.83	0.62	0.13225	2.09	2126	27	2124	33	2128	37	0
484-9.1	317.86	141.87	0.45	41.00	0.0640	1.13853	2.74	0.12600	2.26	0.82	0.06553	1.28	772	15	765	16	791	27	3
484-11.1	687.80	60.48	0.09	78.00	0.0510	1.10972	4.08	0.12050	3.08	0.75	0.06679	2.32	758	22	733	21	831	49	12
484-12.1	482.26	499.00	1.03	178.00	0.0870	4.66998	2.75	0.30210	2.16	0.79	0.11212	1.45	1762	23	1702	32	1834	27	7
484-13.1	208.53	54.69	0.26	21.00	0.2570	0.82255	4.87	0.10209	3.36	0.69	0.05844	3.13	609	23	627	20	546	70	-15
1.1	231.76	36.48	0.16	19.90	0.07	0.83300	2.00	0.10000	1.6	0.82	0.06039	1.10	607	16	614	10	618	25	1
2.1	401.46	331.84	0.85	42.70	0.00	1.10800	1.60	0.12370	1.5	0.92	0.06499	0.62	752	12	752	11	774	13	3
3.1	2637.7	456.36	0.18	229.00	0.00	0.85500	1.50	0.10090	1.5	0.99	0.06146	0.25	626	4	620	9	655	5	6
4.1	655.73	77.76	0.12	215.00	0.01	6.87000	1.90	0.3820	1.8	0.93	0.13047	0.71	2093	42	2086	32	2104	12	1
5.1	93.19	88.87	0.99	8.37	0.02	0.90700	2.60	0.10450	1.6	0.61	0.06300	2.10	632	26	641	10	707	44	10
6.1	148.37	97.10	0.68	12.20	0.06	0.79100	2.40	0.09570	1.7	0.72	0.05990	1.70	570	25	590	10	600	37	2
7.1	942.14	583.47	0.64	78.20	0.05	0.81400	1.60	0.09650	1.5	0.94	0.06115	0.53	603	8	594	9	645	11	9
8.1	1705.68	762.87	0.46	148.00	0.02	0.84400	1.60	0.10090	1.5	0.98	0.06065	0.32	621	5	620	9	627	7	1

Notes: Errors are 1-sigma (1σ); Pb^c and Pb* indicate the common and radiogenic portions, respectively.

Error in Standard calibration was 0.50 and 0.36% (not included in above errors).

(1) Common Pb corrected using measured ²⁰⁴Pb.

Isotopic ratios errors in %.

All Pb in ratios are radiogenic component. Most are corrected for ²⁰⁴Pb and some for ²⁰⁸Pb (metamorphic, Th-poor grains or rims).

disc. = discordance, as 100-100{[(²⁰⁶Pb/²³⁸U)/t]²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb}.

[206=(common ²⁰⁶Pb)/(total measured ²⁰⁶Pb) based on measured ²⁰⁴Pb.

Uncertainties are 1σ.

Summary of U-Pb (SHRIMP) zircon data of sample 475, Atalía granite, Magmatic zircons. (UTM: 329199E / 7882009N)

Grain Spot	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	²⁰⁶ Pb* (ppm)	²⁰⁶ Pb ^c %	Isotope ratios					Age (Ma)					% Disc			
						²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U	± (%)	²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U	± (%)	r	²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ Pb*	± (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		±	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±
475-1.1	304.86	148.34	0.49	31.00	0.0020	0.79162	2.27	0.09745	1.61	0.71	0.05891	1.41	592	10	599	9	564	31	-5
475-2.1	258.57	122.15	0.47	26.00	0.0290	0.78223	3.44	0.09539	3.19	0.93	0.05948	0.96	587	15	587	18	585	21	0
475-3.1	281.46	89.99	0.32	26.00	0.0520	0.74408	2.33	0.09122	2.02	0.87	0.05916	0.93	565	10	563	11	573	20	1
475-1.2	191.56	86.56	0.45	18.00	0.0080	0.72890	4.13	0.08975	3.86	0.93	0.05890	1.07	556	18	554	21	563	24	1
475-5.1	208.02	86.24	0.41	21.00	0.1000	0.77922	2.33	0.09685	1.83	0.78	0.05835	1.23	585	10	596	10	543	27	-8
475-6.1	224.63	100.76	0.45	23.00	0.0910	0.79033	3.93	0.09780	3.01	0.76	0.05861	2.18	591	18	602	17	553	48	-7
475-6.2	241.95	101.11	0.42	24.00	0.0970	0.79753	3.49	0.09585	2.02	0.58	0.06034	2.60	595	16	590	11	616	57	3

Notes: Errors are 1-sigma (1σ); Pb^c and Pb* indicate the common and radiogenic portions, respectively.

Error in Standard calibration was 0.50 and 0.36% (not included in above errors).

(1) Common Pb corrected using measured 204Pb.

Isotopic ratios errors in %.

All Pb in ratios are radiogenic component. Most are corrected for 204Pb and some for 208Pb (metamorphic, Th-poor grains or rims).

disc. = discordance, as $100 - 100 \{ [^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}] / [^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}] \}$.

$^{206}\text{Pb} = (\text{common } ^{206}\text{Pb}) / (\text{total measured } ^{206}\text{Pb})$ based on measured 204Pb.

Uncertainties are 1σ.

Bold= spots used

Summary of U-Pb (LA-MC-ICP-MS) zircon data obtained from sample 66A, Ataleia Granite. Magmatic and metamorphic zircons.

UTMI: 301141E / 7973748N

Grain spot	U ppm	Th ppm	Pb ppm	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	f 206	$^{207}\text{Pb}*/^{235}\text{U}$	Ratios		Rho 1	$^{207}\text{Pb}*/^{206}\text{Pb}*$	±	Age (Ma)			Disc %				
							$^{206}\text{Pb}*/^{238}\text{U}$	±				$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	±	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		±			
Igneous Zircons																			
Zr-154-D-IV-08a	158.21	65.74	17.41	0.42	0.0007	0.78	3.11	0.10	1.54	0.50	0.06	2.70	586	9	587	18	587	16	0
Zr-154-D-IV-22a	172.00	81.09	26.55	0.47	0.0007	0.79	2.64	0.10	1.32	0.50	0.06	2.29	590	8	590	16	589	13	0
Zr-154-D-IV-20	154.40	86.50	15.83	0.56	0.0011	0.79	3.05	0.10	0.93	0.30	0.06	2.90	593	5	592	18	592	17	0
Zr-154-E-V-03	251.70	92.45	28.36	0.37	0.0006	0.78	3.15	0.10	1.68	0.53	0.06	2.66	588	10	588	19	588	16	0
Zr-154-E-V-09	218.22	278.00	70.07	1.28	0.0015	0.68	2.61	0.08	1.63	0.62	0.06	2.03	506	8	529	14	631	13	20
Zr-154-E-V-15	268.95	171.26	29.18	0.64	0.0013	0.77	2.88	0.09	1.27	0.44	0.06	2.59	581	7	580	17	576	15	-1
Zr-154-D-IV-18	148.94	93.78	14.89	0.63	0.0024	0.74	3.02	0.09	1.32	0.44	0.06	2.72	558	7	565	17	594	16	6
Metamorphic Zircons																			
Zr-154-E-V-01	567.75	11.48	52.69	0.05	0.0009	0.77	2.20	0.09	1.23	0.56	0.06	1.82	574	7	577	13	587	11	0
Zr-154-D-IV-02	124.26	17.47	13.52	0.13	0.0010	0.76	3.17	0.09	1.28	0.40	0.06	2.90	570	7	571	18	576	17	1
Zr-154-D-IV-03	392.92	29.95	38.64	0.08	0.0007	0.76	2.64	0.09	1.32	0.50	0.06	2.28	571	8	572	15	578	13	1
Zr-154-D-IV-07	141.62	28.66	15.80	0.16	0.0009	0.75	2.89	0.09	1.11	0.38	0.06	2.66	567	6	568	16	574	15	1
Zr-154-D-IV-09	179.49	74.78	18.22	0.17	0.0009	0.74	2.70	0.09	1.19	0.44	0.06	2.42	559	7	561	15	570	14	2
Zr-154-D-IV-22	178.48	33.54	20.09	0.19	0.0006	0.74	2.64	0.09	1.09	0.41	0.06	2.41	565	6	564	15	562	14	0
Zr-154-E-V-08	353.90	35.58	36.96	0.10	0.0004	0.79	2.95	0.10	1.53	0.52	0.06	2.52	593	9	592	17	586	15	-1
Zr-154-E-V-10	2165.22	67.05	50.47	0.03	0.0035	0.68	2.07	0.08	1.04	0.50	0.06	1.79	502	5	526	11	629	11	20
Zr-154-E-V-11	797.24	29.05	64.83	0.04	0.0020	0.69	2.61	0.08	1.32	0.50	0.06	2.26	516	7	535	14	621	14	17
Zr-154-E-V-12	463.21	28.52	34.69	0.06	0.0003	0.69	3.67	0.08	1.94	0.53	0.06	3.12	524	10	531	19	558	17	6
Zr-154-E-V-13	1594.81	89.58	67.22	0.06	0.0097	0.65	2.14	0.08	1.48	0.69	0.06	1.54	476	7	507	11	649	10	27
Zr-154-E-V-16	223.79	35.78	16.86	0.16	0.0009	0.78	3.29	0.09	1.37	0.42	0.06	2.99	583	8	584	19	587	18	1

1. Sample and standard are corrected after Pb and Hg blanks

2. $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ and $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ are corrected after common Pb presence. Common Pb assuming $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} = ^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ concordant age

3. $^{235}\text{U} = 1/137.88 * \text{U}_{\text{total}}$

4. Standard Gf-1

5. $\text{Th}/\text{U} = ^{232}\text{Th}/^{238}\text{U} * 0.992743$

6. All errors in the table are calculated 1 sigma (% for isotope ratios, absolute for ages)

Bold = spots used

Summary of U-Pb (SHRIMP) zircon data obtained from sample 21, Carlos Chagas granite. Magmatic zircons. UTMI: 340892E / 7931068N

Grain Spot	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	²⁰⁶ Pb* (ppm)	²⁰⁶ Pb ^c %	Isotope ratios						Age (Ma)				% Disc			
						²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U ± (%)	²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U ± (%)	r ±	²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ Pb* ± (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ±	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ±	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ±	±						
OPU3666-1.1	118.83	54.53	0.47	9.36	0.3721	0.77828	1.95	0.09161	1.22	0.63	0.06162	2	565	7	585	11	661	33	17
OPU3666-2.1	123.35	55.57	0.47	9.88	0.2100	0.77046	2.57	0.09314	1.53	0.60	0.06000	2	574	8	580	15	603	45	5
OPU3666-3.1	130.25	60.99	0.48	10.22	0.0623	0.73913	2.19	0.09125	1.25	0.57	0.05874	2	563	7	562	12	558	39	-1
OPU3666-3.2	390.94	21.28	0.06	31.24	0.0607	0.75607	1.49	0.09293	1.09	0.73	0.05901	1	573	6	572	9	567	22	-1
OPU3666-4.1	242.48	30.53	0.13	19.38	-0.0098	0.75906	1.55	0.09303	1.12	0.72	0.05918	1	573	6	573	9	574	23	0
OPU3666-5.1	350.48	53.32	0.16	28.09	-0.0385	0.72598	1.96	0.09304	1.09	0.56	0.05659	2	574	6	554	11	476	36	-17
OPU3666-6.1	186.56	93.02	0.52	14.00	0.1810	0.70785	2.03	0.08725	1.17	0.57	0.05884	2	539	6	543	11	561	36	4
OPU3666-7.1	61.19	163.73	2.76	4.93	0.5008	0.76651	4.55	0.09342	1.45	0.32	0.05951	4	576	8	578	26	586	93	2
OPU3666-8.1	266.98	29.84	0.12	21.98	-0.0197	0.78045	1.75	0.09579	1.11	0.63	0.05909	1	590	6	586	10	570	29	-3
OPU3666-9.1	161.31	59.10	0.38	13.03	0.1031	0.77383	1.93	0.09398	1.22	0.63	0.05972	1	579	7	582	11	593	32	3
OPU3666-10.1	184.36	96.59	0.54	14.61	0.1779	0.75228	2.12	0.09213	1.20	0.56	0.05922	2	568	7	570	12	575	38	1
OPU3666-11.1	164.54	31.37	0.20	13.40	0.1229	0.77864	2.22	0.09469	1.19	0.54	0.05964	2	583	7	585	13	590	41	1
OPU3666-12.1	204.03	161.30	0.82	16.46	0.1338	0.79529	1.78	0.09399	1.15	0.65	0.06137	1	579	6	594	11	652	29	13

Error in Standard calibration was 0.50 and 0.36% (not included in above errors).

(1) Common Pb corrected using measured 204Pb.

Isotopic ratios errors in %.

All Pb in ratios are radiogenic component. Most are corrected for 204Pb and some for 208Pb (metamorphic, Th-poor grains or rims).

disc. = discordance, as $100 - 100 \cdot \{[206\text{Pb}/238\text{U}] / \{[207\text{Pb}/206\text{Pb}]\}$.

²⁰⁶Pb=(common 206Pb)/(total measured 206Pb) based on measured 204Pb.

Uncertainties are 1σ.

Bold = spots used

Summary of U-Pb (LA-MC-ICP-MS) zircon data obtained from sample 66B, Carlos Chagas granite. Magmatic and metamorphic zircons.

Grain spot	U ppm	Pb ppm	Th ppm	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	f 206	Ratios					Age (Ma)					% Disc			
						$^{207}\text{Pb}*/^{235}\text{U}$	\pm	$^{206}\text{Pb}*/^{238}\text{U}$	\pm	Rho 1	$^{207}\text{Pb}*/^{206}\text{Pb}*$	\pm	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	\pm	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		\pm	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	\pm
Igneous zircons																			
Zr-154-C-III-01	167.99	17.22	37.33	0.22	0.0011	0.73199	3.32	0.09029	1.64	0.49	0.05880	2.88	557	9	558	18	560	16	0
Zr-154-C-III-02b	128.37	15.10	40.46	0.32	0.0009	0.73744	2.90	0.09095	0.92	0.32	0.05880	2.76	561	5	561	16	560	15	0
Zr-154-C-III-03	140.56	15.71	81.52	0.58	0.0009	0.74711	3.06	0.09203	1.39	0.45	0.05888	2.72	568	8	567	17	563	15	-1
Zr-154-C-III-09	123.39	12.55	23.03	0.19	0.0006	0.76764	3.23	0.09399	1.19	0.37	0.05924	3.00	579	7	578	19	576	17	-1
Zr-154-C-III-14	213.45	23.91	148.89	0.70	0.0014	0.76003	3.20	0.09288	1.82	0.57	0.05935	2.64	573	6	574	13	580	11	1
Zr-154-C-III-18	207.96	21.47	62.67	0.30	0.0012	0.73169	3.34	0.09085	1.13	0.34	0.05841	3.14	561	6	558	13	545	11	-3
Zr-154-C-III-20	146.75	15.46	69.36	0.48	0.0010	0.77054	4.22	0.09378	1.29	0.31	0.05959	4.02	578	6	580	13	589	11	2
Zr-154-C-III-21	142.55	14.60	46.92	0.33	0.0009	0.76122	3.57	0.09309	1.59	0.45	0.05931	3.20	574	6	575	13	578	11	1
Metamorphic zircons																			
Zr-154-C-III-04	169.99	15.68	27.07	0.16	0.0008	0.73993	2.25	0.09051	1.23	0.55	0.05929	1.88	559	7	562	13	578	11	3
Zr-154-C-III-13	247.25	22.46	20.92	0.09	0.0010	0.76867	2.89	0.09405	1.20	0.41	0.05928	2.63	579	6	579	13	577	11	0
Zr-154-C-III-23	273.70	26.69	30.04	0.11	0.0007	0.75601	2.58	0.09270	1.20	0.47	0.05915	2.28	572	6	572	13	572	11	0
Zr-154-C-III-05	259.34	24.90	42.85	0.17	0.0010	0.71657	2.74	0.08792	1.17	0.43	0.05911	2.48	543	6	549	15	571	14	5
1. Sample and standard are corrected after Pb and Hg blanks																			
2. $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ and $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ are corrected after common Pb presence. Common Pb assuming $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ concordant age																			
3. $^{235}\text{U} = 1/137.88 * \text{Utotal}$																			
4. Standard GJ-1																			
5. $\text{Th}/\text{U} = ^{232}\text{Th}/^{238}\text{U} * 0.992743$																			
6. All errors in the table are calculated 1 sigma (% for isotope ratios, absolute for ages)																			

Summary of U-Pb (SHRIMP) zircon data obtained from sample 472, Carlos Chagas ultramylonite. Metamorphic zircons. UTM: 312560E / 7916161N)

Grain Spot	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	$^{206}\text{Pb}^*$ (ppm)	$^{206}\text{Pb}^c$ %	Isotope ratios						Age (Ma)				% Disc.			
						$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	\pm (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	\pm (%)	Rho	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	\pm (%)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	\pm	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		\pm	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	\pm
472-2.1	500.49	39.81	0.08	43.00	0.0020	0.75647	1.89	0.09316	1.44	0.76	0.05889	1.05	572	8	574	8	563	23	-2
472-3.1	288.27	58.41	0.20	26.00	0.0020	0.77334	1.89	0.09499	1.13	0.60	0.05905	1.37	582	8	585	6	569	30	-3
472-4.1	563.94	48.98	0.09	50.00	0.0020	0.77761	1.60	0.09501	1.25	0.78	0.05936	0.86	584	7	585	7	580	19	-1
472-6.1	178.57	45.03	0.25	30.00	0.0020	189,955	5.42	0.16584	3.73	0.69	0.08307	3.49	1081	37	989	34	1271	70	22
472-7.1	361.61	29.3	0.08	30.00	0.0110	0.71897	2.04	0.09004	1.54	0.75	0.05791	1.16	550	9	556	8	526	26	-6
472(0)-8.1	2584.1	24.73	0.01	156.00	0.2330	0.52174	5.03	0.06627	4.80	0.95	0.05710	1.00	426	18	414	19	496	22	17
472(0)-9.1	1006.7	65.32	0.06	88.00	0.1220	0.76112	3.35	0.09447	3.11	0.93	0.05844	0.89	575	15	582	17	546	20	-7
472(0)-10.1	748.84	74.78	0.10	62.00	0.0860	0.69860	4.01	0.08818	3.40	0.85	0.05746	1.74	538	17	545	18	509	39	-7
472(0)-3.2	1526.7	29.14	0.02	133.00	0.0550	0.76961	2.39	0.09497	2.20	0.92	0.05877	0.68	580	11	585	12	559	15	-5
472(0)-12.1	1199.9	75.67	0.06	91.00	0.0020	0.65356	2.16	0.08139	1.61	0.75	0.05824	1.25	511	9	504	8	539	28	6

Notes: Errors are 1-sigma (1 σ); Pb and Pb* indicate the common and radiogenic portions, respectively.

Error in Standard calibration was 0.50 and 0.36% (not included in above errors).

(1) Common Pb corrected using measured 204Pb.

Isotopic ratios errors in %.

All Pb in ratios are radiogenic component. Most are corrected for 204Pb and some for 208Pb (metamorphic, Th-poor grains or rims).

disc. = discordance, as $100 - 100 \{ [^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}] / [^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}] \}$.

^{206}Pb =(common ^{206}Pb)/(total measured ^{206}Pb) based on measured 204Pb.

Bold cell = used spots

Summary of U-Pb (ID-TIMS) zircon data obtained from sample 1403, Carlos Chagas granite. UTM:

Sample Fraction	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	t (206)	Isotope ratios				Age (Ma)				% Disc					
						²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U	±	²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U	±	r	²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ Pb*	±	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		±	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±
B (0.068 mg)	154.09	16.0	0.10	467	0.00214	0.79068	1.09	0.09386	0.82	0.79	0.06110	0.67	578	5	592	6	643	4	10
D (0.045 mg)	391.88	24.18	0.06	1296	0.00077	0.83020	0.64	0.10103	0.59	0.94	0.05960	0.22	620	4	614	4	589	1	-5
4 (0.058 mg)	132.66	18.76	0.14	1703	0.00059	0.74155	1.36	0.08794	1.15	0.84	0.06116	0.73	543	6	563	8	645	5	16
6 (0.039 mg)	199.82	27.9	0.14	646	0.00155	0.66414	1.33	0.08028	1.29	0.97	0.06000	0.32	498	6	517	7	603	2	18
11 (0.033 mg)	323.29	32.98	0.10	1404	0.00071	0.69617	0.57	0.08804	0.46	0.80	0.05735	0.34	544	2	537	3	505	2	-8
12 (0.031 mg)	258.74	35.1	0.14	1300	0.00077	0.72105	0.59	0.08960	0.55	0.94	0.05865	0.20	553	3	551	3	543	1	-2
14 (0.02 mg)	398.83	54.41	0.14	1113	0.00090	0.68993	1.04	0.08822	0.97	0.93	0.05672	0.38	545	5	533	6	481	2	-13

Notes: Errors are 1-sigma (1σ); Pb and Pb* indicate the common and radiogenic portions, respectively.

Error in Standard calibration was 0.50 and 0.36% (not included in above errors).

(1) Common Pb corrected using measured 204Pb.

Isotopic ratios errors in %.

All Pb in ratios are radiogenic component. Most are corrected for 204Pb and some for 208Pb (metamorphic, Th-poor grains or rims).

disc. = discordance, as 100–100 {[(²⁰⁶Pb/²³⁸U)/(²⁰⁷Pb/²³⁵U)]}.

²⁰⁶Pb=(common 206Pb)/(total measured 206Pb) based on measured 204Pb.

Uncertainties are 1σ.

Summary of U-Pb (ID-TIMS) monazite data obtained from sample 1403, Carlos Chagas granite.

Sample Fraction	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$f_{(206)}$	Isotope ratios					Age (Ma)			% Disc.					
						$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	\pm (%)	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	\pm (%)	r	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	\pm (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		\pm	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	\pm	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	\pm
1 (0.023 mg)	8441.90	47.31	0.01	2995	0.00033	0.64251	0.41	0.08185	0.32	0.82	0.05693	0.23	507.17	2	503.86	2	488.86	1	-4
2 (0.013 mg)	8271.60	83.71	0.01	4925	0.00020	0.63178	0.33	0.07979	0.33	1.00	0.05742	0.03	494.89	2	497.21	2	507.88	0	3
3 (0.01 mg)	1211.80	108.80	0.01	3367	0.00030	0.63012	0.81	0.07912	0.81	1.00	0.05776	0.05	490.89	4	496.17	4	520.63	0	6
6 (0.017 mg)	1006.00	64.01	0.01	8452	0.00012	0.62157	0.49	0.07807	0.49	0.99	0.05775	0.05	484.57	2	490.83	2	520.14	0	7

Notes: Errors are 1-sigma (1 σ); Pb and Pb* indicate the common and radiogenic portions, respectively.

Error in Standard calibration was 0.50 and 0.36% (not included in above errors).

(1) Common Pb corrected using measured 204Pb.

Isotopic ratios errors in %.

All Pb in ratios are radiogenic component. Most are corrected for 204Pb and some for 208Pb (metamorphic, Th-poor grains or rims).

disc. = discordance, as $100 - 100 \{ [^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}] / [^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}] \}$.

$f_{206} = (\text{common } ^{206}\text{Pb}) / (\text{total measured } ^{206}\text{Pb})$ based on measured 204Pb.

Uncertainties are 1 σ .

Summary of U-Pb (LA-MC-ICP-MS) zircon data obtained from sample 66C, G3 granite. Magmatic zircons.

Spot number	U ppm	Pb ppm	Th ppm	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	f 206	Ratios				Age (Ma)				% Disc					
						$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	\pm	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	\pm	Rho 1	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	\pm	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		\pm	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	\pm	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	\pm
Zr-154-C-III-05	259.34	24.90	42.85	0.17	0.0010	0.71657	2.74	0.08792	1.17	0.43	0.05911	2.48	543	6	549	15	571	14	5
Zr-154-C-III-06	165.27	15.91	73.75	0.45	0.0010	0.72878	2.78	0.08957	1.22	0.44	0.05901	2.50	553	7	556	15	568	14	3
Zr-154-C-III-08	240.01	21.85	78.95	0.33	0.0012	0.72740	3.18	0.08923	1.25	0.39	0.05912	2.92	551	7	555	18	572	17	4
Zr-154-C-III-10	132.15	16.25	30.81	0.23	0.0010	0.68440	3.65	0.08462	1.83	0.50	0.05866	3.16	524	10	529	19	554	18	6
Zr-154-C-III-25	184.02	17.43	66.85	0.37	0.0011	0.71606	3.79	0.08714	1.52	0.40	0.05960	3.48	539	6	548	13	589	11	9
Zr-154-C-III-31	232.33	21.90	119.98	0.52	0.0008	0.69878	3.91	0.08482	2.06	0.53	0.05975	3.33	525	6	538	13	595	11	12
Zr-154-C-III-32	201.87	21.80	122.31	0.61	0.0012	0.70164	3.43	0.08536	1.09	0.32	0.05962	3.25	528	6	540	13	590	11	10
Zr-154-C-III-34	204.28	24.69	138.92	0.68	0.0007	0.70238	4.24	0.08546	1.65	0.39	0.05961	3.90	529	6	540	13	589	11	10

1. Sample and standard are corrected after Pb and Hg blanks
2. $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ and $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ are corrected after common Pb presence. Common Pb assuming $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ concordant age
3. $^{235}\text{U} = 1/137.88 * \text{U}_{\text{total}}$
4. Standard GJ-1
5. $\text{Th}/\text{U} = ^{232}\text{Th}/^{238}\text{U} * 0.992743$
6. All errors in the table are calculated 1 sigma (% for isotope ratios, absolute for ages)
Bold cells = used spots

Summary of U-Pb (ID-TIMS) zircon data obtained from sample 1402, a sillimanite-garnet leucogranite G3.

Sample Fraction	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	f (²⁰⁶)	Isotope ratios				Age (Ma)				% Disc.					
						²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U (±%)	²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U (±%)	r	²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ Pb* (±%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±						
O (0.029 mg)	529.76	37.52	0.07083	2179	0.00046	0.70529	0.45	0.08667	0.29	0.68	0.05902	0.33	536	2	542	2	568	1	6
1 (0.023 mg)	615.07	47.31	0.07692	2873	0.00035	0.71395	0.45	0.08669	0.41	0.92	0.05973	0.18	536	2	547	1	594	3	10
3 (0.026 mg)	299.29	41.85	0.13980	1793	0.00056	0.69631	0.45	0.08428	0.38	0.87	0.05992	0.22	522	2	537	1	601	3	13
8 (0.023 mg)	830.3	47.31	0.05698	806	0.00124	0.66256	0.83	0.08397	0.63	0.77	0.05723	0.53	520	3	516	3	500	0	-4
10 (0.026 mg)	945.48	41.85	0.04427	1134	0.00088	0.66767	0.72	0.08459	0.57	0.82	0.05724	0.42	523	3	519	2	501	0	-5

Notes: Errors are 1-sigma (1σ); Pb_c and Pb* indicate the common and radiogenic portions, respectively.

Error in Standard calibration was 0.50 and 0.36% (not included in above errors).

(1) Common Pb corrected using measured ²⁰⁴Pb.

Isotopic ratios errors in %.

All Pb in ratios are radiogenic component. Most are corrected for ²⁰⁴Pb and some for ²⁰⁸Pb (metamorphic, Th-poor grains or rims).
disc. = discordance, as 100-100{[(²⁰⁶Pb/²³⁸U)]/[²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb]}.

f²⁰⁶=(common ²⁰⁶Pb)/(total measured ²⁰⁶Pb) based on measured ²⁰⁴Pb.

Uncertainties are 1σ.

Summary of U-Pb (ID-TIMS) monazite data obtained from sample 1402, a sillimanite-garnet leucogranite G3.

Sample Fraction	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	f _r (²⁰⁶)	Isotope ratios					Age (Ma)			% Disc.
						²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U ± (%)	²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U ± (%)	r	²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ Pb* ± (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ±	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ±	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ±		
1 (0.049 mg)	1589	64.83	0.04079	2992	0.00033	0.72146 ± 0.22	0.08830 ± 0.21	0.96	0.05926 ± 0.06	546 ± 1	552 ± 1	576 ± 0	5	
2 (0.031 mg)	751	35.1	0.04674	2402	0.00042	0.73678 ± 0.41	0.08976 ± 0.38	0.95	0.05953 ± 0.13	554 ± 2	561 ± 2	587 ± 1	6	
3 (0.018 mg)	755.3	60.45	0.00801	1412	0.00071	0.71376 ± 0.71	0.08831 ± 0.70	0.98	0.05862 ± 0.14	546 ± 4	547 ± 4	553 ± 1	1	
4 (0.019 mg)	1440	57.27	0.03978	2050	0.00049	0.67666 ± 0.71	0.08579 ± 0.63	0.89	0.05720 ± 0.33	531 ± 3	525 ± 4	499 ± 2	-6	

Notes: Errors are 1-sigma (1σ); Pb_c and Pb* indicate the common and radiogenic portions, respectively.

Error in Standard calibration was 0.50 and 0.36% (not included in above errors).

(1) Common Pb corrected using measured 204Pb.

Isotopic ratios errors in %.

All Pb in ratios are radiogenic component. Most are corrected for 204Pb and some for 208Pb (metamorphic, Th-poor grains or rims).

disc. = discordance, as $100 - 100 \{ [^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}] / [^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}] \}$.

²⁰⁶=(common ²⁰⁶Pb)/(total measured ²⁰⁶Pb) based on measured 204Pb.

Uncertainties are 1σ.

Summary of U-Pb (SHRIMP) zircon data obtained from sample 470, G5 Suite charnockite. Magmatic zircons. UTM: 306420E / 7922520N)

Grain Spot	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	²⁰⁶ Pb* (ppm)	²⁰⁶ Pb ^s (ppb)	Isotope ratios					Age (Ma)					% Disc.			
						²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U	± %	²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U	± %	Rho	²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ Pb*	± %	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		±	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±
470-1.1	275.9	102.9	0.37	22.00	0.0580	0.61902	2.16	0.07898	1.42	0.66	0.05685	1.46	489	8	490	7	486	33	-1
470-2.1	155	109.8	0.71	14.00	0.0690	0.64781	2.61	0.08130	1.88	0.72	0.05779	1.59	507	10	504	9	522	35	3
470-3.1	228.6	151.7	0.66	20.00	0.0020	0.64720	2.44	0.08159	1.34	0.55	0.05753	1.88	507	10	506	7	512	42	1
470-4.1	236.2	207.6	0.88	22.00	0.1390	0.64796	2.25	0.08305	1.42	0.63	0.05658	1.59	507	9	514	7	475	35	-8
470-5.1	193.3	131.8	0.68	17.00	0.0020	0.63625	2.7	0.07965	1.34	0.50	0.05793	2.18	500	11	494	6	527	48	6
470-6.1	200.1	140.6	0.70	18.00	0.9370	0.65172	3.86	0.08136	1.24	0.32	0.05810	3.51	510	16	504	6	533	79	5
470-7.1	156.3	135.2	0.87	15.00	0.0020	0.66208	2.14	0.08311	1.23	0.57	0.05778	1.59	516	9	515	6	521	35	1

Notes: Errors are 1-sigma (1σ); Pb and Pb* indicate the common and radiogenic portions, respectively.

Error in Standard calibration was 0.50 and 0.36% (not included in above errors).

(1) Common Pb corrected using measured 204Pb.

Isotopic ratios errors in %.

All Pb in ratios are radiogenic component. Most are corrected for 204Pb and some for 208Pb (metamorphic, Th-poor grains or rims).

disc. = discordance, as $100 - 100 \{ [^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}] / [^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}] \}$.

$^{206}\text{Pb} = (\text{common } ^{206}\text{Pb}) / (\text{total measured } ^{206}\text{Pb})$ based on measured 204Pb.

Uncertainties are 1σ.

Summary of U-Pb (ID-TIMS) zircon data obtained from sample 1451, G5 suite hornblende-biotite granite. Magmatic zircons.

Sample Fraction	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$f_{(206)}$	Isotope ratios					$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	±	Age (Ma)		±	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	±	% Disc.	
						$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	± (%)	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	± (%)	f			$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	± (%)					$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$
F (0.024 mg)	307.04	45.34	0.15	1897	0.00053	0.64446	0.43	0.08136	0.38	0.89	0.05745	0.20	504	2	505	2	509	1	1
H (0.016 mg)	250.26	68.01	0.27	788	0.00127	0.67039	1.47	0.08187	1.15	0.79	0.05939	0.90	507	6	521	8	581	5	13
J (0.03 mg)	263.26	36.27	0.14	1207	0.00083	0.65331	0.72	0.08076	0.65	0.91	0.05867	0.29	501	3	511	4	555	2	10
9 (0.029 mg)	317.07	37.52	0.17	739	0.00135	0.67136	0.89	0.08083	0.78	0.88	0.06024	0.43	501	4	522	5	612	3	18
11 (0.036 mg)	180.56	30.23	0.17	1246	0.00080	0.67386	0.78	0.08068	0.71	0.92	0.06058	0.30	500	4	523	4	624	2	20
13 (0.027 mg)	241.48	40.30	0.17	1470	0.00068	0.64777	0.46	0.08087	0.40	0.86	0.05809	0.23	501	2	507	2	533	1	6
1 (0.041 mg)	290.87	26.54	0.09	1918	0.00052	0.65004	0.65	0.08140	0.48	0.76	0.05792	0.42	504	2	509	3	527	2	4
4 (0.051 mg)	247.25	21.34	0.09	1479	0.00068	0.63324	0.58	0.08021	0.44	0.77	0.05726	0.37	497	2	498	3	501	2	1

Notes: Errors are 1-sigma (1σ); Pb_c and Pb* indicate the common and radiogenic portions, respectively.

Error in Standard calibration was 0.50 and 0.36% (not included in above errors).

(1) Common Pb corrected using measured 204Pb.

Isotopic ratios errors in %.

All Pb in ratios are radiogenic component. Most are corrected for 204Pb and some for 208Pb (metamorphic, Th-poor grains or rims).

disc. = discordance, as $100-100 \{[(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) / (^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})]\}$.

$f_{206} = (\text{common } ^{206}\text{Pb}) / (\text{total measured } ^{206}\text{Pb})$ based on measured 204Pb.

Uncertainties are 1σ.

Anexo 4
Química Mineral

	CG52b - Borda	CG52b - Centro	CG52b - Centro	CG52b - Biotita	CG52b-Borda Biotita	CG52b-Borda Biotita	11 - CP 3 97	11 - CP 3 99	11 - CP 3 100
Fe ²⁺	2,29	2,26	2,27	2,23	2,23	1,65	1,567	1,65	
Mg	0,47	0,49	0,48	0,49	0,49	0,69	0,787	0,72	
Mn	0,15	0,13	0,14	0,14	0,14	0,58	0,536	0,56	
Ca	0,08	0,08	0,08	0,07	0,08	0,09	0,088	0,09	

Análises de microsonda para Biotita:

	CG37 - borda granada 6	CG37 - borda granada 7	CG37 - borda granada 8	CG37 - borda granada 9	CG37 - centro 10	CG37 - centro 11	CG52b - borda granada Cp 2 37	CG52b - borda granada Cp 2 38	CG52b - borda granada Cp 2 39	CG52b - centro 40	CG52b - centro 41	11-Cp3-Bi- 1 105	11-Cp3-Bi- 2 106	11-Cp3-Bi- 3 107
SiO ₂	36,46	36,83	36,37	36,68	36,19	36,52	37,16	37,86	37,56	36,73	36,95	38,54	37,68	37,94
TiO ₂	4,19	4,29	4,51	4,70	4,26	4,45	3,96	4,16	4,14	3,87	4,07	2,00	2,53	3,47
Al ₂ O ₃	18,45	18,48	18,24	18,21	18,05	18,26	16,84	16,86	17,04	16,66	16,67	19,66	19,53	16,46
FeO	18,50	18,34	18,61	18,12	17,92	18,41	17,02	17,40	17,75	17,20	17,51	16,79	17,34	13,84
MgO	9,19	9,40	9,27	9,51	9,31	9,29	12,14	12,26	12,03	11,97	12,14	10,11	10,23	14,77
MnO	0,07	0,06	0,00	0,01	0,02	0,05	0,08	0,04	0,07	0,03	0,00	0,09	0,00	0,23
CaO	0,02	0,00	0,02	0,00	0,01	0,02	0,05	0,03	0,03	0,02	0,03	0,13	0,07	0,06
Na ₂ O	0,09	0,13	0,09	0,07	0,11	0,11	0,25	0,25	0,16	0,24	0,23	0,25	0,31	0,09
K ₂ O	9,46	9,26	9,26	9,47	9,67	9,42	9,57	9,64	9,44	9,52	9,48	7,64	8,13	9,86
H ₂ O ⁺	3,66	3,74	3,70	3,79	3,73	3,67	3,04	2,97	3,25	2,97	2,87	4,18	4,179	4,21
O=F=Cl	0,24	0,20	0,21	0,16	0,16	0,23	0,75	0,83	0,62	0,77	0,87	0,00	0,000	0,00
F	0,58	0,47	0,50	0,37	0,39	0,56	1,73	1,93	1,42	1,77	2,02	0,00	0,000	0,00
Cl	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,08	0,10	0,09	0,09	0,08	0,00	0,000	0,00
Total	100,40	100,79	100,35	100,78	99,47	100,52	101,16	102,66	102,36	100,32	101,17	99,58	100,253	100,92
<i>Número de tons com base em 24 Oxigénios</i>														
Si ⁴⁺	5,56	5,57	5,54	5,54	5,54	5,56	5,74	5,79	5,71	5,74	5,76	5,40	5,399	5,40
Ti ²⁺	0,48	0,49	0,52	0,53	0,49	0,51	0,46	0,48	0,47	0,46	0,48	0,34	0,359	0,37
Al ³⁺	3,32	3,29	3,27	3,24	3,26	3,28	3,07	3,04	3,05	3,07	3,06	2,86	2,773	2,77
Al ^{iv} 3+	0,44	0,43	0,46	0,46	0,46	0,44	0,26	0,21	0,29	0,26	0,24	0,60	0,60	0,60
Fe ²⁺	2,36	2,32	2,37	2,29	2,30	2,34	2,20	2,23	2,26	2,25	2,28	1,50	1,638	1,65
Mg ²⁺	2,09	2,12	2,10	2,14	2,13	2,11	2,80	2,80	2,72	2,79	2,82	3,20	3,149	3,14
Mn ²⁺	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,030	0,03
Ca ²⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,006	0,01
Na ⁺	0,03	0,04	0,03	0,02	0,03	0,03	0,08	0,07	0,05	0,07	0,07	0,02	0,011	0,02
K ⁺	1,84	1,79	1,80	1,82	1,89	1,83	1,89	1,88	1,83	1,90	1,88	1,80	1,821	1,79
OH ⁻	3,72	3,77	3,76	3,82	3,81	3,73	3,13	3,04	3,30	3,10	2,98	4,00	4,000	4,00
F ⁻	0,28	0,22	0,24	0,18	0,19	0,27	0,85	0,93	0,68	0,88	0,99	0,00	0,000	0,00
Cl ⁻	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,00	0,000	0,00

Análises de microsonda para cordierita

	CG37 - Cpl, Borda 4	CG37 -Cpl, Borda 5	CG37 - Cpl, centro 6	CG37 - Cpl, borda 7	CG37 - Cpl, borda 8	CG52 - Cp 3, Borda 16	CG52 - Cp 3, Borda 17	CG52 - Cp 3, Borda 18	CG52 - Cp 3, Centro 19	CG52 - Cp 3, Borda 20	CG52 - Cp 3, Borda 21	11 - Borda 81	11 - Centro 82	11 - Centro 83	11 - Borda 84
SiO2	47,87	47,71	48,18	48,29	48,24	48,37	48,67	48,61	48,42	48,61	47,73	49,90	49,75	49,85	50,04
Al2O3	32,80	32,99	33,08	32,71	32,93	33,02	32,83	32,76	32,66	32,65	32,08	33,95	34,26	34,23	34,10
FeO	9,21	9,35	10,39	9,88	9,79	9,25	9,63	9,91	9,33	9,56	9,71	5,00	4,83	5,49	5,04
MnO	0,11	0,12	0,21	0,10	0,09	0,19	0,19	0,05	0,12	0,12	0,13	0,53	0,56	5,49	5,04
MgO	7,22	7,34	7,28	7,12	7,19	7,65	7,64	7,57	7,60	7,61	7,39	9,81	10,02	10,07	10,15
CaO	0,03	0,04	0,01	0,01	0,02	0,00	0,02	0,02	0,01	0,01	0,00	0,03	0,03	0,01	0,03
Na2O	0,37	0,30	0,33	0,32	0,33	0,07	0,05	0,07	0,04	0,08	0,08	0,07	0,06	0,07	0,06
K2O	0,01	0,04	0,03	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,02	0,00	0,01
Total	97,60	97,92	99,53	98,44	98,61	98,46	99,03	99,02	98,19	98,67	97,11	99,32	99,54	100,22	99,97
Si4+	4,99	4,96	4,96	5,00	4,99	4,99	5,00	5,00	5,01	5,01	5,01	5,01	4,98	4,98	5,00
Al3+	1,01	1,04	1,04	1,00	1,01	1,01	1,00	1,00	0,99	0,99	0,99	0,99	1,02	1,02	1,00
Fe2+	0,80	0,81	0,89	0,86	0,85	0,80	0,83	0,85	0,81	0,83	0,85	0,42	0,40	0,46	0,42
Mn2+	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,00	0,01	0,01	0,01	0,05	0,05	0,04	0,04
Mg2+	1,12	1,14	1,12	1,10	1,11	1,18	1,17	1,16	1,17	1,17	1,16	1,47	1,50	1,50	1,51
Ca2+	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na+	0,07	0,06	0,07	0,06	0,07	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01
K+	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

Número de tons com base em 18 Oxigênios

Análises de microsonda para Plagioclásio

	CG37 - Borda 50	CG37 - Borda 51	CG37 - Centro 52	CG37 - Centro 53	CG37 - Borda 54	CG37 - Borda 55	CG52 - Borda 62	CG52 - Borda 63	CG52 - Centro 64	CG52 - Centro 65	CG52 - Borda 66	CG52 - Borda 67	11 Borda 93	11 Centro 94	11 Centro 95	11 Borda 96
SiO2	62,03	62,27	61,87	62,20	62,68	62,42	59,08	61,06	60,56	60,48	60,45	60,72	60,88	60,55	60,62	62,17
Al2O3	23,36	23,10	23,69	23,45	23,60	23,51	24,34	24,41	24,85	25,04	24,53	24,53	25,26	25,34	25,33	24,82
FeO	0,10	0,22	0,00	0,12	0,10	0,09	0,84	0,00	0,06	0,00	0,15	0,06	0,00	0,00	0,08	0,11
CaO	4,21	4,28	4,57	4,59	4,38	4,33	5,65	5,58	5,98	6,16	6,10	5,91	6,71	6,48	6,88	6,06
Na2O	9,76	9,86	9,62	9,63	9,97	10,06	8,62	9,01	8,37	8,63	9,07	8,87	6,45	6,66	6,55	6,79
K2O	0,09	0,13	0,14	0,13	0,14	0,13	0,18	0,09	0,13	0,14	0,09	0,09	0,42	0,42	0,40	0,47
BaO	0,00	0,03	0,00	0,04	0,00	0,03	0,02	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	99,54	99,88	99,89	100,17	100,87	100,56	98,72	100,15	99,96	100,44	100,41	100,18	99,72	99,45	99,85	100,42
							<i>Número de ions com base em 32 oxigênios</i>									
Si⁴⁺	2,76	2,77	2,75	2,76	2,76	2,76	2,68	2,71	2,70	2,68	2,69	2,70	2,70	2,70	2,69	2,74
Al³⁺	1,23	1,21	1,24	1,23	1,23	1,23	1,30	1,28	1,30	1,31	1,29	1,29	1,32	1,33	1,33	1,29
Fe²⁺	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca²⁺	0,20	0,20	0,22	0,22	0,21	0,20	0,27	0,27	0,29	0,29	0,29	0,28	0,32	0,31	0,33	0,29
Na⁺	0,84	0,85	0,83	0,83	0,85	0,86	0,76	0,78	0,72	0,74	0,78	0,76	0,56	0,58	0,56	0,58
K⁺	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,03
Ba⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	5,05	5,05	5,05	5,05	5,06	5,06	5,05	5,04	5,02	5,04	5,06	5,04	4,92	4,94	4,94	4,92
Or (mol%)	0	1	1	1	1	1	1	0	1	1	0	0	2,7	2,6	2,4	3,0
Ab	80	80	79	79	80	80	73	74	71	71	73	73	61,8	63,3	61,7	65,0
An	19	19	21	21	19	19	26	25	28	28	27	27	35,5	34,1	35,8	32,0

Análises de microsonda para Espinelho

	CG52 - Borda 6	CG52 - Borda 7	CG52 - Borda 8	CG52 - Borda 9	CG52 - Centro 10	11 Borda 112	11 Centro 115	11 Borda 116
Al2O3	56,08	55,77	54,84	55,03	55,58	59,06	59,35	56,38
Fe2O3	2,19	2,67	3,24	3,24	3,13	0,06	5,99	1,38
FeO	39,77	41,23	42,30	42,43	40,76	33,05	27,29	35,99
MnO	0,29	0,22	0,36	0,30	0,39	1,36	1,24	0,94
MgO	2,74	2,66	2,56	2,63	3,46	6,92	7,17	7,61
ZnO	1,04	0,97	0,96	0,89	1,05	0,00	0,00	0,00
Total	99,69	100,56	100,65	100,91	100,89	100,45	101,03	102,29
	<i>Número de íons com base em 32 oxigênios</i>							
Al	15,61	15,53	15,42	15,42	15,45	15,52	16,05	14,98
Fe³⁺	0,39	0,47	0,58	0,58	0,55	0,48	0,01	1,02
Fe²⁺	6,99	7,09	7,14	7,14	6,80	5,68	5,23	5,77
Mg	0,96	0,94	0,91	0,93	1,22	2,30	2,45	2,56
Zn	0,18	0,17	0,17	0,16	0,18	0,00	0,00	0,00
Total	24,14	24,20	24,23	24,24	24,21	23,99	23,98	23,94