UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**EVOLUÇÃO TECTONO-METAMÓRFICA NEOPROTEROZOICA DOS
COMPLEXOS EMBU E COSTEIRO NO CONTEXTO DE FORMAÇÃO
DO GONDWANA OCIDENTAL (LESTE DO ESTADO DE SÃO PAULO)**

Vinícius Tieppo Meira

Orientador: Prof. Dr. Caetano Juliani

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

SÃO PAULO
2014

“UM PASSO À FRENTE E VOCÊ NÃO
ESTÁ MAIS NO MESMO LUGAR”

CHICO SCIENCE

Agradecimentos

Meus sinceros agradecimentos:

Aos professores e orientadores Caetano Juliani e Johann Hans Daniel Schorscher por acreditarem desde o início nesse projeto e me ajudarem a transpor os diversos obstáculos encontrados durante o seu desenvolvimento. Em especial ao Prof. Schorscher por transmitir sua paixão em ensinar e observar holisticamente essa nossa bela geologia.

Ao professor Antonio García Casco por me receber tão bem em Granada e me apresentar ao maravilhoso mundo da petrologia pura e dura, além das frutíferas e infindáveis discussões sobre subducção pra cá, não-subducção pra lá, sempre regadas a um bom Rum.

Ao professor Renato Paes de Almeida por todas as discussões sobre a evolução da Província Mantiqueira e por mostrar a importância das bacias sedimentares nos estudos orogênicos.

Aos professores Pilar Montero e Fernando Bea pela ajuda com a aquisição e tratamento dos dados de SHRIMP.

Ao professor Mark Peternell por me receber em Mainz e me introduzir aos métodos de quantificação de deformação.

Ao professor Haakon Fossen pelos comentários e sugestões no artigo sobre a evolução tectono-metamórfica dos domínios Embu e Costeiro.

Aos novos professores Adriana Alves, Lucilene Martins e Frederico Meira Faleiros.

A todos os amigos de Granada, que nos receberam muito bem (quase nos sentimos em casa), em especial à Belén, Antonio Sánchez Navas, Carolina, Andy, Pepa, Antonio Molina, Mabel e Leandro.

A todos integrantes da “Peña El Son” que fizeram parte dos momentos de descontração essenciais para a sanidade mental de um doutorando. “Fubito”, classes de español y algunas muchas cañas... combinación perfecta! Muchas gracias mis amigos!

Aos colegas e amigos de pós-graduação que tiveram que me aguentar todos esses anos falando de orogenia intracontinental. Em especial aos companheiros de Sala Barberton, (Bernardo Tavares Freitas e Felipe Torres Figueiredo, noise!), Carlos Eduardo Ganade de Araujo, Bruno Boito Turra, André Marconato, Luana Florisbal, Renato Henrique Pinto, Bruna Borges, Lisa Polo e todos os muitos outros que me ajudaram nesses quatro laboriosos anos.

Aos colegas de pós-graduação de Granada, Juan Cárdenas, Juan Antonio Moreno Moreno e, em especial Aitor Cambeses, por toda a ajuda em Granada. Aitor mi amigo, muchas gracias por las infinitas ayudas con Stata, Illustrator y todo el resto!!! Que bien!

A todos os funcionários do IGc-USP, em especial Vasco Loios, Samuca, Henrique, Claudionor, Ademir, Zé Carlos, Tadeu, Paulinho, Luís, Magali, Angelito, Marcião (*in memorian*) e Fino. Obrigado por tudo!

À minha querida família, que sempre me apoiou em todas as decisões e proporcionou o melhor ambiente possível para viver nesse mundo maluco. Em especial aos meus pais, Claudia e Nelson, e meus sogros, Rita e Arquimedes, pela ajuda imensurável.

Durante esses quatro anos difíceis porém prazerosos, estive sempre ao meu lado minha amiga e companheira Thaís Hyppolito, no mesmo barco. Os dois bastante loucos mas parece que sobrevivemos. Palavras são inaptas a expressarem minha gratidão pelos anos de convívio e paciência. Sobretudo, agradeço os puxões de orelha que sempre me alavancaram um degrau acima, pois trabalhar duro recompensa!!! Obrigado meu amor!

Resumo

Os complexos Embu e Costeiro compreendem rochas metassedimentares e metaígneas e estão inseridos no contexto das faixas móveis neoproterozoicas, mais precisamente no Cinturão Ribeira Central, formadas durante o Ciclo Orogênico Brasileiro. O Cinturão Ribeira vem sendo interpretado nas últimas décadas como o resultado de sucessivos eventos orogênicos associados à acreção de terrenos. No entanto, novas descobertas evidenciam histórias coerentes entre domínios geológicos distintos, considerados anteriormente como terrenos exóticos. Esta tese de doutoramento incluiu estudos estruturais, petrológicos e geocronológicos nos domínios Embu e Costeiro com o intuito de comparar a evolução tectono-metamórfica de ambos os domínios e confrontar os modelos tectônicos divergentes para o período Ediacarano na região. Os dados obtidos e integrados permitiram avaliar os modelos tectônicos existentes e contribuíram para a formulação de um novo cenário evolutivo para o Cinturão Ribeira Central, na região leste do Estado de São Paulo. Dois estágios metamórficos sucessivos foram registrados em ambos os complexos, caracterizados por um metamorfismo M1 compressivo ao redor de 650–600 Ma e um metamorfismo M2 associado à tectônica distensiva e transcorrente por volta de 600–560 Ma. As trajetórias metamórficas no Complexo Embu indicam soterramento das rochas metassedimentares a pressões de aproximadamente 0,8 GPa (ou cerca de 25 km de profundidade) com temperaturas por volta de 600 °C (M1) e descompressão quase isobárica até profundidades de aproximadamente 0,3 GPa (ou 10 km de profundidade) (M2). Por outro lado, as trajetórias metamórficas no Complexo Costeiro associada ao metamorfismo M2 são caracterizadas por aquecimento com descompressão moderada e condições de pico metamórfico próximas a 650–750 °C e 0.4–0.6 GPa (cerca de 12–18 km de profundidade), seguida de resfriamento e descompressão. O evento tectono-metamórfico compressivo (M1) é interpretado como uma orogenia intracontinental associada às colisões contemporâneas na Faixa Brasília Sul e Cinturão Dom Feliciano, enquanto o evento distensivo/transcorrente (M2) foi vinculado à escape tectônico e colapso orogênico. As condições de facies anfibolito superior no Domínio Costeiro gerou ampla fusão parcial da crosta média durante a descompressão, formando rochas migmatíticas e leucogranitos peraluminosos, e idades U–Pb SHRIMP em zircão obtidas nesses diatexitos e leucogranitos restringem os processos de migmatização há cerca 585–560 Ma. A crosta média parcialmente fundida durante os processos de migmatização teria gerado estruturas gnáissicas dômicas por fluxo crustal lateral em regime extensional. A análise de zircão detrítico mostrou diferenças nas assinaturas de proveniência nos dois complexos, com a predominância de

fontes mais antigas (arqueanas, paleoproterozoicas e mesoproterozoicas) no Complexo Embu e predominância de fontes criogenianas no Complexo Costeiro. No entanto, fontes antigas similares para os dois complexos sugerem proximidade física entre ambos, corroborando histórias evolutivas similares para esses complexos. Idades antigas e até eoarqueanas encontradas em grãos de zircão nas rochas metassedimentares do Complexo Embu indicam, sobretudo, vínculo geográfico desse domínio com crátons antigos, como por exemplo o Cráton São Francisco. De acordo com as interpretações tectônicas derivadas das rochas metamórficas da área de estudo, a voluminosa granitogênese ediacarana no Cinturão Ribeira Central é interpretada como um magmatismo pós-encurtamento crustal (ou pós-colisional) em ambiente predominantemente extensional e/ou transcorrente, também relacionado aos processos de colapso orogênico e escape tectônico.

Abstract

Metasedimentary and metaigneous rocks compound the Embu and Costeiro complexes. These complexes are part of the Neoproterozoic fold-and-thrust belts (Central Ribeira Belt) formed during the Brasiliano Orogenic Cycle. In the last decades, the Ribeira Belt has been interpreted as a result of successive orogenic events associated with accretion of terranes. Nevertheless, new discoveries suggest coherent histories to different geological domains that were previously considered exotic terranes. This doctoral thesis includes structural, petrological and geochronological studies on the Embu and Costeiro domains in order to compare the tectono-metamorphic evolution of both domains and confront the divergent tectonic models to the Ediacaran period in the region. The integrated data permitted to re-evaluate the current tectonic models and contributed to the formulation of a new evolutive scenario for the Central Ribeira Belt (eastern São Paulo state). Two successive metamorphic stages were recorded for both complexes, characterized by a compressive M1 metamorphism at circa 650–600 Ma and an extensional and wrench-related M2 metamorphism at around 600–560 Ma. The P–T paths for the Embu Complex indicate burial of the metasedimentary rocks up to 0.8 GPa (circa of 25 km-depth) with temperatures around 600 °C (M1), followed by near-isobaric decompression to 0.3 GPa (or 10 km-depth) (M2). On the other hand, the P–T paths for the Costeiro Complex, associated with the M2 metamorphism, are constrained by heating with moderate decompression and peak conditions at around 650–750 °C e 0.4–0.6 GPa (circa of 12–18 km-depth), followed by cooling and decompression. The compressive tectono-metamorphic event (M1) is interpreted as an

intracontinental orogeny associated with coeval collisions in the Southern Brasília and Dom Feliciano belts, whereas the extensional and wrench-related metamorphism (M2) is linked to the orogenic collapse and escape tectonics. The upper amphibolite facies metamorphism in the Costeiro Domain generated widespread partial melting of the middle crust during decompression, forming migmatitic rocks and peraluminous leucogranites. U–Pb SHRIMP zircon data obtained on these diatexites and leucogranites constrained the migmatization at circa 585–560 Ma. Crustal flow associated with the partial melted middle crust produced migmatite-cored gneiss domes in an extensional regime. Detrital zircon analysis showed different provenance patterns for both complexes, with the predominance of older sources (Archean, Paleoproterozoic and Mesoproterozoic) in the Embu Complex and the dominance of Cryogenian sources in the Costeiro Complex. However, old sources found on both complexes suggest physical proximity between them that corroborates with the similar evolutionary histories for both domains. The old ages and even Eoarchean zircon grains achieved in the metasedimentary rocks from samples of the Embu Complex correlate this geological domain to old cratons, for example the São Francisco Craton. In agreement with the tectonic interpretations derived from the metamorphic rocks of both geological domains, the voluminous Ediacaran granitogenesis in the Central Ribeira Belt is interpreted as a post-thickening (or post-collisional) magmatism in an extensional- and wrench-dominant environment, related to the orogenic collapse and escape tectonics.

Resumo.....	i
Abstract.....	ii
Capítulo 1 – APRESENTAÇÃO DA TESE	1
1.1. Introdução	1
1.2. Justificativa da pesquisa	1
1.3. Objetivos.....	2
1.4. Materiais e Métodos	2
1.4.1. Levantamento Bibliográfico.....	2
1.4.2. Levantamentos em Campo	3
1.4.3. Análise Estrutural e Microestrutural	3
1.4.4. Petrografia.....	3
1.4.5. Química Mineral.....	4
1.4.6. Litogeoquímica.....	5
1.4.7. Geotermobarometria.....	5
1.4.8. Geocronologia.....	6
1.4.8.1. Datação U–Pb em zircão	6
1.5. Estrutura da Tese	8
Referências Bibliográficas	9
Capítulo 2 – TEMÁTICA ABORDADA.....	11
2.1. Orogênese: Histórico e Conceitos – Os Paradigmas na Geotectônica	11
2.1.1. Resumo	11
2.1.2. Conceituação de Orogênese.....	12
2.2. Os Orógenos Neoproterozoicos do Sudeste Brasileiro: Discussão Sobre os Modelos Geotectônicos Propostos – Interação Plural de Placas <i>versus</i> Tectônica Extensional e Orogenia Intraplaca.....	13
2.2.1. Introdução.....	13
2.2.2. A Província Mantiqueira: Contextualização Regional.....	14
2.2.2.1. O Cinturão Dom Feliciano e os núcleos cratônicos contíguos	18
2.2.2.2. O Cinturão Ribeira.....	24
2.2.2.3. A Faixa Araçuaí	30
2.2.2.4. O limite entre o Cinturão Ribeira e a Faixa Araçuaí	33
2.2.3. Os Modelos Geotectônicos propostos: Interação plural de placas <i>versus</i> Tectônica extensional e Orogenia intraplaca.....	35
2.2.3.1. Superposição de orogêneses: evolução geotectônica baseada no tipo e idade de magmatismo e metamorfismo	35

2.2.3.2. Tectônica e sedimentação: estilos estruturais e tipos de bacias sedimentares como ferramentas para a interpretação geotectônica	38
Referências Bibliográficas	41
Capítulo 3 – CONTEXTO GEOLÓGICO.....	48
3.1. Introdução	48
3.2. Cinturão Ribeira Central.....	48
3.3. Os Complexos Embu e Costeiro: Arcabouço Geológico e Significado Tectônico	48
Referências Bibliográficas	58
Capítulo 4 - TECTONO-METAMORPHIC EVOLUTION OF THE CENTRAL RIBEIRA BELT, EASTERN SÃO PAULO STATE, BRAZIL: A CASE OF LATE NEOPROTEROZOIC INTRACONTINENTAL OROGENY AND GNEISS DOME DEVELOPMENT ON ASSEMBLY OF WESTERN GONDWANA.....	61
Abstract.....	61
4.1. Introduction	62
4.2. Tectonic framework.....	63
4.2.1. Geologic overview.....	63
4.2.2. Tectonic evolutionary models.....	67
4.3. Geology of the eastern São Paulo State.....	68
4.3.1. Rio Capivari Complex	69
4.3.2. Embu Complex.....	70
4.3.2.1. Paragneiss-dominated Unit	70
4.3.2.2. Paragneiss and Quartzite Unit.....	72
4.3.2.3. Quartzite Unit.....	72
4.3.2.4. Schist-dominated Unit.....	72
4.3.3. Costeiro Complex	72
4.3.3.1. Orthogneiss and ortho-derived migmatite Unit.....	73
4.3.3.2. Para-derived migmatitic rocks and amphibolite Unit.....	74
4.3.3.3. Calcsilicate Unit.....	74
4.3.4. Bairro do Marisco Complex.....	74
4.3.5. Neoproterozoic granitic rocks	75
4.4. Major structural features	76
4.4.1. Embu Domain	78
4.4.2. Costeiro Domain	79
4.5. Analytical techniques.....	80
4.6. Geochemical constraints	81
4.6.1. Migmatites and leucocratic granites	81

4.6.2. Amphibolitic rocks.....	86
4.7. Metamorphic petrology and thermobarometry	89
4.7.1. P–T conditions and paths	91
4.7.1.1. Embu Complex.....	92
4.7.1.2. Costeiro Complex.....	98
4.8. Zircon geochronology	99
4.9. Discussion	111
4.9.1. Timing of metamorphism and the late Neoproterozoic tectonic evolution of the Central Ribeira Belt (CRB).....	111
4.9.2. Conflicting tectonic models for the late Neoproterozoic	114
4.9.3. The tectonic subdivision of the Central Ribeira Belt and some insights on paleogeographic reconstructions	117
4.9.4. Implications of the Cryogenian magmatism in the Ribeira Belt	118
4.10. Conclusions	119
Acknowledgements.....	121
References.....	122
Auxiliary Material 4.1	132
Auxiliary Material 4.2	136
Auxiliary Material 4.3	143
Auxiliary Material 4.4	164
Auxiliary Material 4.5	165
Auxiliary Material 4.6	166
Auxiliary Material 4.7	167
 Capítulo 5 – THE ROLE OF INTRACONTINENTAL DEFORMATION ON SUPERCONTINENT ASSEMBLY: INSIGHTS FROM THE RIBEIRA BELT, SOUTHEASTERN BRAZIL (NEOPROTEROZOIC WESTERN GONDWANA)	 169
Abstract.....	169
5.1. Introduction	170
5.2. Geological overview	172
5.3. Neoproterozoic tectono-metamorphic evolution.....	174
5.4. U–Pb SHRIMP zircon geochronology.....	174
5.4. Tectonic implications on the assembly of Western Gondwana.....	176
5.5. New constraints on tectonics for the assembly of Western Gondwana	180
References.....	183
Auxiliary Material 5.1	188
Auxiliary Material 5.2	191

Auxiliary Material 5.3	196
Auxiliary Material 5.4	203
Auxiliary Material 5.5	207
Auxiliary Material 5.6	215
 Capítulo 6 – POST-COLLISIONAL EXTENSION, CRUSTAL THINNING AND WRENCH TECTONICS ON ASSEMBLY OF WESTERN GONDWANA: INSIGHTS FROM EDIACARAN MAGMATISM IN THE EMBU AND COSTEIRO DOMAINS, CENTRAL RIBEIRA BELT, SOUTHEASTERN BRAZIL	 221
Abstract.....	221
6.1. Introduction	222
6.2. Geological setting	223
6.3. An overview on Ediacaran magmatism in the Central Ribeira Belt and surrounding areas.....	225
6.3.1. Peraluminous granitic magmatism.....	226
6.3.1.1. Embu Domain.....	227
6.3.1.2. Costeiro Domain.....	228
6.3.2 Hornblende-bearing porphyritic granitoids	228
6.3.2.1. Embu Domain and surrounding areas	228
6.3.2.2. Costeiro Domain.....	229
6.4. Sampling and methods	231
6.5. Petrography and microstructures of the studied samples.....	238
6.5.1. Embu Domain	238
6.5.2. Costeiro Domain	239
6.6. Elemental geochemistry	240
6.6.1. Major elements.....	242
6.6.2. Rare earth and other trace elements	244
6.6.3. Some constraints on tectonic settings and magma sources	247
6.7. U–Pb SHRIMP Zircon Geochronology	250
6.8. Discussion	253
6.9. Concluding Remarks	256
References.....	257
 Capítulo 7 – INTEGRAÇÃO DOS DADOS E CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	 263
Referências Bibliográficas	266

Lista de figuras

Capítulo 2

- Figura 2.1:** A porção continental da placa Sul-Americana, destacando as áreas estáveis no Fanerozoico (Plataforma Sul-Americana) e as áreas instáveis dos Andes. Modificado de Almeida F.F.M. *et al.* (1977) e Delgado *et al.* (2003).....15
- Figura 2.2:** As Províncias Estruturais do Brasil: 1) Rio Branco; 2) Tapajós; 3) São Francisco; 4) Tocantins; 5) Mantiqueira; 6) Borborema; 7) Amazônica; 8) Parnaíba; 9) Paraná; 10) Província Costeira e Margem Continental. Extraído de Almeida F.F.M. *et al.* (1981).....16
- Figura 2.3:** Mapa tectônico simplificado da Província Mantiqueira e a delimitação dos orógenos e terrenos segundo Silva *et al.* (2005).....17
- Figura 2.4:** Domínios estruturais e principais estruturas da Província Mantiqueira. Extraído de Delgado *et al.* (2003).....18
- Figura 2.5:** Mapa geotectônico simplificado do sul do Brasil e do Uruguai. 1) Bacias de Itajaí, Camaquã e El Soldado–Piriápolis; 2) *Schist Belts* e granitóides intrusivos; 3) Cinturão Granítico; 4 e 5) Blocos do embasamento; 6) Bacias de antepaís; 7) Granitóides intrusivos; 8) Complexos metamórficos; 9) Granitóides intrusivos; 10) Coberturas metassedimentares; 11) Embasamento. Extraído de Basei *et al.* (2000).....20
- Figura 2.6:** Principais unidades geotectônicas do sul do Brasil. a) Compartimentação geotectônica da Província Mantiqueira, segundo Chemale Jr *et al.* (1995) e b) Compartimentação tectônica do Escudo Catarinense. Extraído de Florisbal (2011).....22
- Figura 2.7:** Mapa Geológico da região da cidade de São Paulo. 1) Coberuras fanerozóicas; 2) Formação Pico do Itapeva; Terreno Serra do Mar; 3) Granitos peraluminosos (540–500 Ma); 4) Granitóides metaluminosos e suítes charnockíticas; 5 - Migmatitos com sillimanita e granada e quartzitos como *resisters*; 6) Migmatitos metaluminosos; Terreno Juiz de Fora; 7) Granitos metaluminosos relacionados a zonas de cisalhamento; 8) Granitos peraluminosos; 9) Granitóides com hornblenda e biotita; Complexo Embu; 10) Quartzitos relacionados a plataformas e sucessões rítmicas de quartzitos e xistos; 11) Sequência metavulcanossedimentar; 12) Gnaisses cinzas arqueanos a paleoproterozoicos; 13) Granitos do tipo A (575–580 Ma); Terreno Apiaí; 14) Granitos peraluminosos (cerca de 600 Ma); 15) Granitóides metaluminosos (610–605 Ma); 16) Depósitos terrígenos turbidíticos do Grupo

Açungui; 17 - Gnaisses e xistos; 18 e 19 - Grupo São Roque (bacia de *back-arc*?); 20) Grupo Serra do Itaberaba; Terreno Socorro–Guaxupé; 21) Granitos peraluminosos (625 Ma); 22) Granitóides com hornblenda e biotita; 23) Migmatitos com sillimanita e granada do Complexo Piracaia. Extraída de Campos Neto (2000).....27

Figura 2.8: Mapa tectônico da região central e norte do Cinturão Ribeira. 1) Cobertura fanerozoica; 2) Plútons alcalinos do Cretáceo Superior; Cráton do São Francisco; 3) Embasamento arqueano a paleoproterozoico; 4) Cobertura cratônica; 5) Domínio autóctone de metassedimentos de idades mesoproterozoicas a neoproterozoicas; 6) Cinturão Brasília, incluindo a Nappe Socorro (NS); Terrenos do Cinturão Ribeira – Terreno Ocidental: 7) Domínio Andrelândia; 8) Domínio Juiz de Fora; 9) Terreno Paraíba do Sul; 10) Terreno Embu; 11) Arco magmático neoproterozoico; 12) Sucessões metassedimentares neoproterozoicas do Terreno Oriental; 13) Terreno Cabo Frio; 14) Terreno Apiaí. CTB – *Central Tectonic Boundary* (Limite Tectônico Central); CFT – Falha de cavalgamento Cabo Frio; APSZ – Zona de Cisalhamento Além-Paraíba. Extraído de Heilbron *et al.* (2008).....28

Figura 2.9: Distribuição das principais unidades litotectônicas do Orógeno Araçuaí e sua contraparte africana (Faixa West Congo). Extraída de Alkmin *et al.* (2006).....31

Figura 2.10: Na figura da esquerda é apresentado o mapa esquemático do Cinturão Ribeira/Araçuaí, demonstrando a cinemática dominante nos setores sul (transcorrência) e norte (cavalgamento). Na figura da direita é apresentado o modelo numérico desenvolvido para modelar a influência de um bloco rígido e de suas terminações no produto final da deformação e suas influências no estilo estrutural de cada setor. Modificadas de Vauchez *et al.* (1994) e Egydio-Silva & Vauchez (2011).....34

Figura 2.11: Modelo ilustrando como a deformação e a cinemática varia ao longo dos diferentes domínios do Cinturão Ribeira (lado esquerdo representa a região central do Cinturão Ribeira e lado direito representa os domínios da Faixa Araçuaí). Extraído de Egydio-Silva *et al.* (2005).....34

Figura 2.12: Esquema da paleogeografia e interações de placas e microcontinentes com as possíveis zonas de consumo (subducção) de crosta oceânica a aproximadamente 590 Ma. Extraído de Campos Neto (2000).....37

Figura 2.13: Mapa esquemático do sistema de bacias do Ediacarano ao Cambriano do sudeste da América do Sul e as principais divisões da porção sul da Província Mantiqueira. Extraído de Almeida R.P. <i>et al.</i> (2010).....	39
Figura 2.14: Reconstrução do evento extensional do Ediacarano Médio ao Superior no sudeste da América do Sul, afetando indiscriminadamente todos os elementos da colagem orogênica do Criogeniano ao Ediacarano Inferior na região. Extraída de Almeida R.P. <i>et al.</i> (2010).....	40
Figura 2.15: Seções geológicas esquemáticas das três principais bacias do sistema de bacias ediacaranas a cambrianas do sudeste da América do Sul, ilustrando a reativação das falhas originalmente normais (formadoras da bacia) por uma compressão NW–SE no Cambriano Inferior, como falhas transcorrentes ou inversas, dependendo a orientação da falhas pré-existentes. Extraída de Almeida R.P. <i>et al.</i> (2010).....	40
 Capítulo 3	
Figura 3.1: Mapa tectônico e principais unidades geológicas da Província Mantiqueira. Figura no canto superior esquerdo mostra a situação da Província Mantiqueira e dos cratons no Gondwana Ocidental. Abreviações: AM, Craton Amazônico; ANG, Bloco Angola; CO, Craton Congo; KA, Craton Kalahari; LA, Craton Luis Alves; PP, Bloco Paranapanema; RA, Bloco Rio Apa; RP, Craton Rio de La Plata; SL, Craton São Luis; WA, Craton West Africa.....	49
Figura 3.2: Mapa geológico regional das porções sul e central do Cinturão Ribeira, com as principais zonas de cisalhamento indicadas. Para localização, ver Figura 3.1. Abreviações: SP, cidade de São Paulo city; CT, cidade de Curitiba; SR-SI, São Roque-Serra do Itaberaba. No retângulo tracejado é mostrada a área de estudo.....	50
Figura 3.3: Mapas sobre relevo sombreado de relevo (SRTM-90 m – Iluminação artificial em 315° N, com inclinação de 30°) com interpretação de lineamentos (a) e interpretação dos traços das principais zonas de cisalhamento (b) de parte do Cinturão Ribeira Central. Notar que a Zona de Cisalhamento Caucaia (4) possui continuidade física com a Zona de Cisalhamento Guararema (7).....	53

Capítulo 4

Figure 4.1: Tectonic map and main geological units of the Mantiqueira Province. The inset shows the cratonic blocks of Western Gondwana. Abbreviations: AM, Amazonia Craton; ANG, Angola Block; CO, Congo Craton; KA, Kalahari Craton; LA, Luis Alves Craton; PP, Paranapanema Block; RA, Rio Apa Block; RP, Rio de La Plata Craton; SL, São Luis Craton; WA, West Africa Craton. Evidences for suture zones include ophiolites, well-defined magmatic arcs and high-pressure rocks.....64

Figure 4.2: Regional geologic map of Southern and Central Ribeira Belt, with major shear zones indicated. See location in Figure 4.1. Abbreviations: SP, São Paulo city; CT, Curitiba city.....66

Figure 4.3: Geological map of the studied area. See location in Figure 4.2. All sampling sites are shown. Stereonets (lower hemisphere equal area stereographic projections) of the main structural domains are also shown, with grey and blue contoured density fields representing the main foliation (S3) and the stretching lineation (L3), respectively. The complete structural data are presented in Figure 4.6.....69

Figure 4.4: Field features of the main geological units. (a) Asymmetric F3 folds outlined by S2 foliation (gneissic banding) and mafic bands intercalated within biotite gneiss of Rio Capivari Complex. Transposing S3 mylonitic foliation is parallel to the F3 axial plane and can be observed in the left side of the photo. The arrow points to a hammer as a photo scale. (b) Heterogeneous gneissic banding showing the intercalations of banded leucogneisses and metamafic rocks. Rio Capivari Complex. (c) Partially weathered Sil-Grt-Bt paragneisses and impure quartzites with granitic patches and bands parallel to the S2 foliation. Paragneiss Unit – Embu Complex. (d) Banded biotite gneisses intercalated with stretched tabular amphibole-rich mafic bands and lenticular hololeucocratic bands. Orthogneiss and ortho-derived migmatite Unit – Costeiro Complex. (e) Intrafolial isoclinal F3 fold delineated by granitic gneiss (lighter) and biotite gneiss (darker). Orthogneiss and ortho-derived migmatite Unit – Costeiro Complex. (f) Stromatic metatexitic paragneiss with irregular leucosome bands, rich in green muscovite. Para-derived migmatitic rocks and amphibolite Unit, Costeiro Complex. (g) Folded boudins (or rafts) of banded amphibolites within a transitional metatexite-diatexite migmatite. Para-derived migmatitic rocks and amphibolite Unit, Costeiro Complex. (h) Schollen- and schlieren-bearing diatexite. Costeiro Complex.....71

Figure 4.5: SRTM-based shaded relief image of part of the Central Ribeira Belt (artificial illumination from N315°, inclined 30°). (a) Lineament map featuring the main Precambrian structures. (b) Interpretation of the physical continuity of the major shear zones in this part of the Ribeira Belt. See text for explanation.....77

Figure 4.6: Schematic geological cross-section through the studied area and lower hemisphere equal area stereographic projections of all structural data collected in this work. See Figure 4.3 for location of the cross-section. (a) and (b) Structural data from Embu Domain. Grey contoured density in (a) represents S2 folded foliation and grey and blue contoured densities in (b) represent S3 foliation and L3 stretching and mineral lineations, respectively. (c) Structural data from western part of Costeiro Domain. Note the northeast-directed doming structure, well delineated in the structures of the Pico do Papagaio Batholith (PPB) (d) Structural data from eastern part of Costeiro Domain. (e) Structural data from Ilhabela Batholith (IB).....79

Figure 4.7: Whole-rock composition of migmatite and leucogranite samples from the Costeiro Complex. See text for explanation. (a) Total alkalis vs. SiO₂ (TAS) diagram, Cox et al. (1979) modified by Wilson (1989). (b) Aluminum saturation index (ASI) vs. Al/(Na+K) diagram, Frost et al. (2001). (c) Fe* vs. SiO₂ diagram, Frost et al. (2001) (Fe*=FeOt/(FeOt+MgO)). (d) MALI vs. SiO₂ diagram, Frost et al. (2001) (MALI=Na₂O+K₂O-CaO). (e) Chondrite-normalized REE diagram. Normalization values of McDonough and Sun (1995). (f) Silicate Earth-normalized trace-element diagram. Normalization values of McDonough and Sun (1995).....86

Figure 4.8: Whole-rock composition of amphibolitic rocks from the Costeiro Complex. See text for explanation. (a) Zr/TiO₂ vs. Nb/Y diagram, Winchester and Floyd (1977) modified by Pearce (1995). (b) Nb/Y vs. Zr/P₂O₅*10⁴ diagram, Winchester and Floyd (1976). (c) and (d) Tectonic discriminant diagrams Ti–Zr–Y and Nb–Zr–Y, respectively, Pearce and Cann (1973) and Meschede (1986). (e) and (f) Tectonic discriminant diagrams Zr/Y vs. Zr and V vs. Ti/10³, respectively, Pearce and Norry (1979). (g) Chondrite-normalized REE diagram. Normalization values of McDonough and Sun (1995). (h) Silicate Earth-normalized trace-element diagram. Normalization values of McDonough and Sun (1995). Small grey circles: Parana flood basalts (compilation downloadable from <http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/> – precompiled files); small red and green circles: amphibolites from Jaqueí and Boiçucanga beaches, respectively, of Dias Neto et al. (2009).....90

Figure 4.9: Transmitted light photomicrographs of petrological relationships and microstructural features. (a) Fine-grained garnet-bearing mica-rich mylonite (mylonitic metagranite, PSM-75C – Embu Complex) showing two phases of muscovite growth: an early phase of coarse-grained (Ms1 – mica-fish) grains (pre-S3 foliation) and the syn-mylonitic late fine-grained (Ms2) grains (S3 foliation). Fine-grained garnet grains are chloritized and chlorite appears as retrograde post-S3 phase. Ms2 and Bt define the S3 mylonitic foliation. (b) Porphyroblastic St-Grt-bearing micaschist (PSM-111B – Embu Complex) showing pre-S3 poikiloblastic St porphyroblasts and idioblastic to subidioblastic Grt porphyroblast wrapped by S3 mylonitic foliation, delineated by fine-grained Ms+Bt-rich and quartz-ribbon bands. (c) and (d) General texture of medium-grained Grt-Bt-bearing amphibolite (PSM-61B – Costeiro Complex). A common texture of this lithotype comprises rounded quartz inclusions in plagioclase. (e) General texture of coarse-grained Cpx-bearing amphibolite (PSM-108A – Costeiro Complex). (f) F2 microfolds delineated by aggregates of sillimanite and biotite wrapped by S3 main foliation in medium- to fine-grained Sil-bearing Grt-Bt migmatitic paragneiss (metapelitic group) (PSM-104A1 – Costeiro Complex). The quartzofeldspathic bands (leucosome) are oriented parallel to the S3 main foliation. (g) and (h) General texture of porphyroblastic medium-grained Amp-bearing Grt-Bt paragneiss (metagreywacke group) (PSM-60B – Costeiro Complex). Note the widespread presence of rounded quartz inclusions in plagioclase, similar to those from the Grt-Bt-bearing amphiboles. Compare with photo (d). Images (a), (b), (c), (e), (f) and (g) are in plane-polarized light; images (d) and (h) are in cross-polarized light. Mineral abbreviations follow Whitney and Evans (2010).....93

Figure 4.10: AFM and ACF phase diagrams showing peak and retrograde metamorphic assemblages and whole-rock compositions (WR). (a) AFM phase diagrams of mylonitized metagranite (left) and metasedimentary rocks from Embu Complex (right). (b) ACF phase diagram of amphibolitic rocks and amphibole-bearing paragneiss from Costeiro Complex. MORB (mid-ocean ridge basalts) and IAB (island arc basalts) compositions are plotted for comparison. (c) AFM phase diagram of metasedimentary rocks from Costeiro Complex. Mineral abbreviations follow Whitney and Evans (2010).....94

Figure 4.11: *P–T* pseudosections for two samples of Embu Complex and one sample of Costeiro Complex. (a) Pseudosection in the MnCNKFMASHTi system for St-Grt-bearing micaschist (PSM-111B – Embu Complex) showing estimates for peak assemblage of St+Grt+Ms+Bt+Ilm+Qz+H₂O at conditions between 0.70–0.84 GPa and 580–630 °C. In the inset is plotted compositional isopleths of garnet (X_{Alm}) in green lines and staurolite (Mg#) in

brown lines. The measured near-peak Mg# of staurolite (0.15) and X_{Alm} of garnet (0.79) indicate near-peak conditions of circa 0.80 GPa and 620 °C. (b) Pseudosection in the MnCNKFMASHTi system for garnet-bearing mica-rich mylonite (PSM-75C – Embu Complex) with peak assemblage constrained by Grt+Ms+Pa+Bt+Pl+Ilm+Qz+H₂O at conditions between 0.6–0.9 GPa and 570–660 °C. The inset shows compositional isopleths of garnet (X_{Alm} in green and X_{Prp} in red) and plagioclase (X_{An} in dark grey). The intersection of near-peak measured X_{Alm} and X_{Prp} of garnet ($X_{\text{Alm}}=0.74$ and $X_{\text{Prp}}=0.09–0.10$) and X_{An} of plagioclase ($X_{\text{an}}=0.24–0.25$) yields $P–T$ conditions of circa 0.75 GPa and 570 °C. (c) Pseudosection in the MnCNKFMASHTi system for Sil-bearing Grt-Bt paragneiss (PSM-104A1 – Costeiro Complex) modeling the near-peak assemblage of Grt+Sil+Bt+Pl+Ilm+Qz+H₂O+L (L=silicate liquid) at conditions of $0.42 < P < 0.75$ GPa and $670 < T < 710$ °C. In the inset is plotted compositional isopleths of garnet (X_{Grs} in green and X_{Prp} in red) and % melt volume (in yellow). The intersection of the measured near-peak X_{Grs} and X_{Prp} ($X_{\text{Grs}}=0.03$ and $X_{\text{Prp}}=0.13$) suggests $P–T$ conditions of circa 5 GPa and 680 °C. Considering the intersection of garnet isopleths as the best approximation of near-peak $P–T$ estimates, a less than 5% melt production is indicated in the pseudosection. For all pseudosections the thick white contoured field with italic labels represent the peak assemblage. Color tones represent the variance of the fields, with darkest grey and lightest grey corresponding to the highest (f=7 and p=5) and lowest (f=2 and p=10) variance fields, respectively. Thick lines that separate fields with same variance represent pseudounivariant reactions. Mineral abbreviations follow Whitney and Evans (2010).....96

Figure 4.12: $P–T$ diagrams showing conditions calculated with THERMOCALC and paths for rocks from Embu (a) and Costeiro (b) complexes. For calculations data see Table 5. (c) Integrated $P–T$ paths for both Embu and Costeiro complexes. Ellipse errors are $\pm 1\sigma$. For reference, the grid for the KFMASH system (Spear et al., 1999) and the wet basaltic solidus (Vielzeuf and Schmidt, 2001) is included. Mineral abbreviations follow Whitney and Evans (2010).....100

Figure 4.13: XR images showing key textural and compositional data of the St-Grt-bearing micaschist (PSM-111B – Embu Complex). Color scale bar indicates high (red) and low (blue) concentrations. (a), (b) and (c) X_{Sps} , X_{Alm} and X_{Grs} images of garnet porphyroblast showing normal growing zonation with Mn-rich cores and decreasing in Mn contents towards the rim. The zonation pattern also indicates coalescence of smaller garnet grains. Note that in the outer rim of the porphyroblasts is observed a slightly increase in Mn and Fe contents and decrease

in Ca contents, suggesting retrograde readjustments. The compositional profiles AB and CD are presented in the Auxiliary Material 4. (d) Mg# image of staurolite porphyroblasts showing re-equilibrated retrograde rims characterized by low Mg# contents. Note that in the contact zone between garnet and staurolite porphyroblasts the retrogression textures are faint or absent. Mineral abbreviations follow Whitney and Evans (2010).....101

Figure 4.14: SHRIMP zircon U–Pb data for leucogranites and diatexites from Costeiro Complex. (a) Cathodoluminescence images with spot location and ages of the analyzed zircon grains. See text for descriptions. Displayed spot ages <1000 Ma and >1000 Ma are $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ and $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages, respectively. (b) Wheterill concordia plots of all zircon data. Ellipse errors are at 95% confidence interval ($\approx 2\sigma$). Displayed weighted mean ages are $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ages.....109

Figure 4.15: SHRIMP zircon U–Pb data for amphibolitic rocks from Costeiro Complex. (a) Cathodoluminescence images with spot location and age of the analyzed zircon grains. See text for descriptions. Displayed spot ages <1000 Ma and >1000 Ma are $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ and $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages, respectively. (b) Wheterill concordia plots of all zircon data. Displayed weighted mean ages are $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ages. Ellipse errors are at 95% confidence interval ($\approx 2\sigma$). Grey ellipses represent metamorphic ages. (c) $^{206}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ ages vs. Th/U diagram showing lower Th/U ratios for the younger metamorphic zircon grains.....113

Figure 4.16: SHRIMP zircon U–Pb data for metamorphic overgrowths on zircon grains of impure quartzites from Embu Complex and metatexitic paragneisses of the Costeiro Complex. (a) Cathodoluminescence images with spot location and age of the analyzed zircon grains. See text for descriptions. Displayed spot ages are $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ages. (b) Wheterill concordia plots of all zircon data. Ellipse errors are at 95% confidence interval ($\approx 2\sigma$). (c) $^{206}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ ages with 2σ errors of all metamorphic zircon data from metasedimentary rocks of both Embu and Costeiro complexes, associated with the two tectonic events interpreted to have occurred in the Central Ribeira Belt. See discussion chapter for explanation. (d) and (e) U vs. Th and $^{206}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ ages vs. Th/U plots, respectively, showing that most of the analyzed zircon overgrowths has low Th/U ratios (lower than 0.25), suggesting a metamorphic origin for these overgrowths. The high Th/U ratios of analyses on homogeneous zircon grains and overgrown rims from samples PSM-60F and PSM-108C might be related to the “unusual pelitic” (or greywacke) composition of these samples and/or zircon growth or re-equilibration involving a melt phase (Schaltegger et al., 1999). See text for explanation.....115

Figure 4.17: Schematic evolutionary model for the late Neoproterozoic tectonic history of the Central Ribeira Belt. The cross-section is not in a geographically straight line. (a) Subduction stage of Southern Brasília Belt at circa 700–650 Ma (e.g. Campos Neto et al., 2000; Trouw et al., 2000). (b) Collisional stage in Southern Brasília Belt (see Campos Neto et al., 2010; Reno et al., 2011) and intracontinental orogeny in Central Ribeira Belt at around 650–600 Ma. (c) Post-collisional stage at circa 600–560 Ma, characterized by voluminous S-type peraluminous magmatism and wrench tectonics in the Embu Domain, and calc-alkaline/alkali calcic magmatism, widespread migmatization and gneiss domes development in the Costeiro Domain. Note the intrusion of A-type rapakivi granite and associated high-K calc-alkaline granitoids in the Socorro-Guaxupé Domain (see Janasi et al., 2009).....120

Capítulo 5

Figure 5.1: Tectonic map and main geological units of the Mantiqueira Province. The inset shows the cratonic blocks of Western Gondwana. Abbreviations: AM, Amazonia Craton; ANG, Angola Block; CO, Congo Craton; KA, Kalahari Craton; LA, Luis Alves Craton; PP, Paranapanema Block; RA, Rio Apa Block; RP, Rio de La Plata Craton; SL, São Luis Craton; WA, West Africa Craton. Evidences for suture zones include ophiolites, well-defined magmatic arcs and high-pressure rocks.....172

Figure 5.2: (a) Regional geologic map of Southern and Central Ribeira Belt, with major shear zones indicated. See location in Figure 1. Representative ages of Ediacaran granitic magmatism are shown. Abbreviations: SP, São Paulo city; CT, Curitiba city. (b) Geological map of the studied area and a schematic geological cross-section. See location of the map in (a). The sampling sites of the dated samples are shown.....174

Figure 5.3: SHRIMP zircon U–Pb data for metagneous rocks. Wheterill concordia plots of all zircon data. Ellipse errors are at 95% confidence interval ($\approx 2\sigma$). Displayed weighted mean ages are $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ages. Dashed ellipses were not used to calculate the weighted mean ages. Representative cathodoluminescence images with spot location and ages of the analyzed zircon grains are shown. The <1000 Ma and >1000 Ma spot ages correspond to $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ and $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages, respectively. (a) Hornblende-bearing biotite protomylonitic orthogneiss (Rio Capivari Complex – PSM-24A). (b) Foliated garnet- and tourmaline-bearing meta-aplite (Embu Complex – PSM-18G). (c) Strongly foliated metagranite (Embu Complex – PSM-75B). See Supporting Information (Table S1) for data set.....176

Figure 5.4: SHRIMP zircon U–Pb data for metasedimentary rocks from Embu Complex. Wheterill concordia plots, pie charts, frequency and density distribution histograms and representative cathodoluminescence images of all detrital zircon data are shown. Ellipse errors are at 95% confidence interval ($\approx 2\sigma$). Pie charts are divided in Period intervals (Ga). The <1000 Ma and >1000 Ma spot ages correspond to $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ and $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages, respectively. (a) Feldspathic quartzite (Northern Embu Complex – PSM-88B). (b) Impure quartzite (Southern Embu Complex – PSM-96). (c) Impure quartzite (Southern Embu Complex – PSM-98A). See Supporting Information (Table S2) for data set.....178

Figure 5.5: SHRIMP zircon U–Pb data for metasedimentary rocks from Costeiro Complex. Wheterill concordia plots, pie charts, frequency and density distribution histograms and representative cathodoluminescence images of all detrital zircon data are shown. Ellipse errors are at 95% confidence interval ($\approx 2\sigma$). Pie charts are divided in Period intervals (Ga). $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ spot ages are displayed. (a) Fine-grained sillimanite-bearing biotite quartzite (PSM-51E). (b) Amphibole-bearing garnet-biotite paragneiss (PSM-60F). (c) Garnet-biotite paragneiss (PSM-61J). See Supporting Information (Table S3) for data set.....179

Figure 5.6: Time-space diagram compiled for the Southern Brasília and Central Ribeira belts (including the new data presented here). See Supporting Information (Table S4) for the database. Left and right diagrams present magmatic and metamorphic ages, respectively....180

Figure 5.7: Palaeogeographical reconstruction of the assembly of Western Gondwana. (a) Cryogenian period (ca. 800–650 Ma) marked by subduction processes in the Charrua-Goiás-Pharusian and Adamastor oceans, development of island arcs in the Charrua-Goiás-Pharusian Ocean, magmatic arcs in the borders of Paranapanema and Rio de La Plata cratonic block and also extension-related basins (e.g. São Roque, Açungui and Macaúbas groups and Porongos, Costeiro and Juiz de Fora complexes) in the hinterland of these blocks. (b) Late Cryogenian-early Ediacaran periods (ca. 650–600 Ma) marking the main events of the Brasiliano collisional systems with closure of the Adamastor Ocean and the embayed part of the Charrua-Goiás-Pharusian Ocean (between São Francisco Craton and Goiás and Paranapanema blocks). (c) Middle-late Ediacaran periods (ca. 600–560 Ma) characterized by extensional and wrench tectonics all over the Mantiqueira Province, with local compressional strain in the Araçuaí Belt. Low-pressure metamorphism, post-collisional magmatism and rift-related volcano-sedimentary basins record the processes associated with this time interval. Note the gradual orientation change of the maximum horizontal stress vectors towards north,

passing from left lateral-dominant kinematics in the southernmost, extension-dominant kinematics south and north of Luis Alves Craton, right lateral-dominant movements in the Central-Northern Ribeira Belt and compressional-dominant stress in the Araçuaí Belt. Abbreviations: AM, Amazonia Craton; ANG, Angola Block; CO, Congo Craton; GO, Goiás Block; KA, Kalahari Craton; LA, Luis Alves Craton; PP, Paranapanema Block; RA, Rio Apa Block; RP, Rio de La Plata Craton; SL, São Luis Craton; WA, West Africa Craton; TL, Transbrasiliano Lineament.....183

Capítulo 6

Figure 6.1: Regional geologic map of Southern and Central Ribeira Belt with major shear zones indicated. The inset shows the cratonic blocks of Western Gondwana and the location of Fig. 1. Abbreviations – Cities: SP, São Paulo city; CT, Curitiba city. Batholiths: CPB, Cunhaporanga Batholith; TCB, Três Córregos Batholith; AGB, Agudos Grandes Batholith. Cratons (inset): AM, Amazonia Craton; ANG, Angola Block; CO, Congo Craton; KA, Kalahari Craton; LA, Luis Alves Craton; PP, Paranapanema Block; RA, Rio Apa Block; RP, Rio de La Plata Craton; SL, São Luis Craton; WA, West Africa Craton. SR-SI Domain: São Roque-Serra do Itaberaba Domain. Evidences for suture zones include ophiolites, well-defined magmatic arcs and high-pressure rocks.....224

Figure 6.2: Geological map of the studied area. See location in Figure 1. All sampling sites are shown. A star indicates the sampling sites with new U–Pb SHRIMP zircon data. Schematic geological cross-section through the studied area is also shown. Abbreviations: IT, Itapeti Pluton; SBN, Sabaúna Pluton; SC, Santa Catarina Pluton; SB, Santa Branca Pluton; SL, Salesópolis Granite; CA, Cruz Alto Pluton; NSB, Natividade da Serra Batholith; JU, Jukeí augen gneiss; SS, São Sebastião Leucogranite.....225

Figure 6.3: Field photographs. (a) Foliated and lineated garnet-bearing hololeucocratic granite, São Sebastião Leucogranite (PSM-70). In the inset is shown a detail of this lithotype. (b) Schlieren- and schollen-rich diatexite (PSM-58). (c) Schollen-rich transitional metatexite-diatexite of the Costeiro Complex (PSM-108). (d) Hand-specimen of inequigranular muscovite-biotite granite showing the magmatic foliation and megacrysts of feldspar oriented along the foliation, Salesópolis Granite (PSM-42).....230

Figure 6.4: Filed photographs. (a) General aspect of the foliated hornblende-bearing biotite granite of the Pico do Papagaio Batholith (SHAFT-02). Tournaline-bearing pegmatites

crosscut the foliated granite. (b) Monzodioritic dikes are subconcordant to the main magmatic foliation of the granite. Upper right picture is a detailed of the contact between monzodiorite and granite. These pictures were taken from the tunnel at the bottom of the pipeline shaft (at ~540 m-deep). Lower right picture shows two drill samples of both granite and monzodiorite. (c) General features of the Ponte Nova-Paraibuna porphyritic granodiorites (PSM-101). Note the well-defined magmatic foliation, outlined by aggregates of mafic minerals and the orientation of phenocrysts of feldspar. Aplitic veins occur parallel to the main magmatic foliation. (e) Stretched mafic microgranular enclaves in foliated hornblende-bearing porphyritic granodiorite of the Ilhabela Batholith. Tabular phenocrysts of feldspar define the magmatic foliation. (f) Cumulative structures defined by banded phenocrysts-rich zones (PSM-151). (g) Mingling structures between mafic monzodioritic rock and porphyritic granite. Note the intrusion of pegmatitic rocks along the boundary of the two rock types....231

Figure 6.5: Transmitted light photomicrographs of petrological relationships and microstructural features. (a) Magmatic foliation defined by aligned muscovite and biotite in a coarse-grained two mica granite, Salesópolis Granite. (b) Anhedral perthitic microcline with inclusions of squared plagioclase suggesting replacement of plagioclase by K-feldspar. Note the albitic rims in the plagioclase. Hornblende-bearing granite, Pico do Papagaio Batholith. (c) General texture of the foliated medium-grained equigranular monzodiorite, with magmatic foliation defined by aligned hornblende and altered dark mica. Monzodioritic dikes, Pico do Papagaio Batholith. (d) Textural relationships of hornblende-bearing granodiorite of Ponte Nova-Paraibuna Pluton. Note the patchy zoning of the subhedral plagioclase megacrysts and mirmekites in border of anhedral microcline megacryst. (e) Coarse-grained heterogranular texture of the porphyritic hornblende-bearing granodiorite of Ilhabela Batholith. (f) Scattered phenocryst of mesoperthite in medium- to fine-grained monzodioritic rock. In the border of the phenocryst is observed cores of clinopyroxene being replaced by green amphibole.....242

Figure 6.6: Whole-rock composition of the granitoids from Embu Domain. (a) Total alkalis vs. SiO_2 (TAS) diagram, Cox et al. (1979) modified by Wilson (1989). (b) Aluminum saturation index (ASI) vs. $\text{Al}/(\text{Na}+\text{K})$ diagram, Frost et al. (2001). (c) Fe^* vs. SiO_2 diagram, Frost et al. (2001) ($\text{Fe}^* = \text{FeO}t/(\text{FeO}t + \text{MgO})$). (d) MALI vs. SiO_2 diagram, Frost et al. (2001) ($\text{MALI} = \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$). (e) “A-B” or “characteristic minerals” diagram, Debon and Lefort (1983). I, II, III: sectors of peraluminous rocks; I, muscovite > biotite (by volume); II, biotite > muscovite; III, biotite (rarely with amphibole); IV, V, VI: sectors of metaluminous rocks; IV, biotite + amphibole $\pm$ pyroxene; V, clinopyroxene $\pm$ amphibole $\pm$ biotite; unusual

rocks (e.g. carbonatites). (f) “Q-P” or “nomenclature” diagram, Debon and Lefort (1983). Abbreviation: ad, adamellite (or monzogranite); dq, quartz diorite, quartz gabbro, quartz anorthosite; gd, granodiorite, granogabbro; go, gabbro, diorite, anorthosite; gr, granite; mz, monzonite; mzdq, quartz monzodiorite, quartz monzogabbro; mzgo, monzogabbro, monzodiorite; mzq, quartz monzonite; s, syenite; sq, quartz syenite; to, tonalite.....244

Figure 6.7: Whole-rock composition of the granitoids and mafic rocks from Costeiro Domain. (a) Total alkalis vs. SiO₂ (TAS) diagram, Cox et al. (1979) modified by Wilson (1989). (b) Aluminum saturation index (ASI) vs. Al/(Na+K) diagram, Frost et al. (2001). (c) Fe* vs. SiO₂ diagram, Frost et al. (2001) (Fe*=FeO/(FeO+MgO)). (d) MALI vs. SiO₂ diagram, Frost et al. (2001) (MALI=Na₂O+K₂O-CaO). (e) “A-B” or “characteristic minerals” diagram, Debon and Lefort (1983). I, II, III: sectors of peraluminous rocks; I, muscovite>biotite (by volume); II, biotite>muscovite; III, biotite (rarely with amphibole); IV, V, VI: sectors of metaluminous rocks; IV, biotite + amphibole ± pyroxene; V, clinopyroxene ± amphibole ± biotite; unusual rocks (e.g. carbonatites). (f) “Q-P” or “nomenclature” diagram, Debon and Lefort (1983). Abbreviation: ad, adamellite (or monzogranite); dq, quartz diorite, quartz gabbro, quartz anorthosite; gd, granodiorite, granogabbro; go, gabbro, diorite, anorthosite; gr, granite; mz, monzonite; mzdq, quartz monzodiorite, quartz monzogabbro; mzgo, monzogabbro, monzodiorite; mzq, quartz monzonite; s, syenite; sq, quartz syenite; to, tonalite.....247

Figure 6.8: Chondrite-normalized REE (a, c, e and g) and silicate Earth-normalized trace-element (b, d, f, h) diagrams for the studied rocks. Normalization values of McDonough and Sun (1995).....249

Figure 6.9: Tectonic and source discriminant diagrams. (a) R1-R2 tectonic discriminant diagram, Batchelor and Bowden (1985). (b–c) Th/La ratio source discriminant diagrams, Plank (2005). (d–f) Trace element-based source discriminant diagrams, Moreno et al. (2014).....250

Figure 6.10: SHRIMP zircon U–Pb data for the Salesópolis Granite. (a) Cathodoluminescence images with spot location and ages of the analyzed zircon grains. See text for descriptions. Displayed spot ages <1000 Ma and >1000 Ma are ²⁰⁶Pb/²³⁸U and ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb ages, respectively. (b) Wheterill concordia plots of the zircon data. Ellipse errors are at 95% confidence interval (≈2σ). Displayed weighted mean ages are ²⁰⁶Pb/²³⁸U ages. (c) Kernel density plot showing asymmetric age distribution. See text for descriptions.....252

Figure 6.11: Cathodoluminescence images with spot location and ages of the analyzed zircon grains from Pico do Papagaio Batholith (SHAFT-02). See text for descriptions. Displayed spot ages <1000 Ma and >1000 Ma are $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ and $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages, respectively.....253

Figure 6.12: (a–e) Wheterill concordia plots of the zircon data. Ellipse errors are at 95% confidence interval ($\approx 2\sigma$). Displayed weighted mean ages are $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ages. (f) Kernel density plot showing asymmetric age distribution. See text for descriptions.....254

Figure 6.13: Time-space diagram compiled for granitoids of Central Ribeira Belt (including the new data presented here). (a) All Neoproterozoic geochronological data. (b) Only late Cryogenian and Ediacaran data. 1 – Hackspacker et al. (1999); 2 – Hackspacker et al. (2000); 3 – Juliani et al. (2000); 4 – Cordani et al. (2002); 5 – Meira et al. (submitted b); 6 – Trouw et al. (2013); 7 – Alves et al. (2013); 8 – Filipov and Janasi (2001); 9 – Janasi et al. (2003); 10 – Passarelli et al. (2004); 11 – Macluf and Schorscher (2001).....257

Lista de tabelas

Capítulo 4

Table 4.1: Chemical composition of the studied samples.....83

Table 4.2: Correlation matrix for the main trace and rare earth elements of the studied amphibolitic rocks. High **r** values indicate element immobility, whereas low **r** values indicate element mobility. Abbreviations: LFSE, low field strength elements; HFSE, high field strength elements; REE, rare earth elements; TE, transitional elements.....88

Table 4.3: Mineral abundances in the studied samples from Embu Complex (visual estimates). Abbreviations follow Whitney and Evans (2010).....91

Table 4.4: Mineral abundances in the studied samples from Costeiro Complex (visual estimates). Abbreviations follow Whitney and Evans (2010).....91

Table 4.5: Summary of THERMOCALC optimal average *P–T* estimates (mode two calculations) (Holland and Powell, 1998) for each studied sample.....95

Table 4.6: SHRIMP zircon U–Th–Pb data for the studied samples. $f_{206}(\%) = (\text{common } ^{206}\text{Pb}/\text{total } ^{206}\text{Pb}) * 100$; $\text{Rho} = [(\text{err. } ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) / (\text{measured } ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})] / [(\text{err. } ^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}) / (\text{measured } ^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U})]$; $\text{Discor}(\%) = [1 - (^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \text{ age}) / (^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \text{ age})] * 100$.

Data are uncorrected for common lead and all errors are at 95% confidence interval ($\approx 2\sigma$).....103

Capítulo 6

Table 6.1: Chemical composition of the studied samples.....234

Table 6.2: SHRIMP zircon U–Th–Pb data for the studied samples. $f_{206}(\%) = (\text{common } ^{206}\text{Pb}/\text{total } ^{206}\text{Pb}) * 100$; $\text{Rho} = [(\text{err. } ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) / (\text{measured } ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})] / [(\text{err. } ^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}) / (\text{measured } ^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U})]$; $\text{Discor}(\%) = [1 - (^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \text{ age}) / (^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \text{ age})] * 100$. Data are uncorrected for common lead and all errors are at 95% confidence interval ($\approx 2\sigma$).....237

Lista de materiais auxiliares

Capítulo 4

Auxiliary Material 4.1: Descriptions of the analyzed samples for geochemistry.....132

Auxiliary Material 4.2: Petrology of the analyzed samples for geothermobarometry: textures, mineral assemblages and mineral chemistry.....136

Auxiliary Material 4.3: Mineral composition of representative analysis of all phases.....143

Auxiliary Material 4.4: Graphics of mineral chemistry from Embu Complex. (a) Representative garnet chemical profiles, PSM-111B. (b) Binary diagrams showing the compositional variability of the biotite grains. (c) Binary diagrams showing the compositional variability of the muscovite grains.....165

Auxiliary Material 4.5: Graphics of mineral chemistry from amphibolitic rocks of Costeiro Complex. (a) Classification diagrams of amphiboles (after Leake et al., 1997). (b) Representative garnet chemical profiles. (c) Binary diagrams showing the compositional variability of the biotite grains.....166

Auxiliary Material 4.6: Graphics of mineral chemistry from migmatitic metasedimentary rocks of Costeiro Complex. (a) Representative garnet chemical profiles. (b) Binary diagrams showing the compositional variability of the biotite grains.....167

Auxiliary Material 4.7: Descriptions of the analyzed samples for geochronology.....168

Capítulo 5

Auxiliary Material 5.1: Descriptions of the analyzed samples for geochronology and detailed descriptions of the geochronological data.....	189
Auxiliary Material 5.2: SHRIMP zircon U–Pb data set for the metaigneous rocks from Rio Capivari (one sample) and Embu complexes (two samples).....	192
Auxiliary Material 5.3: SHRIMP zircon U–Pb data set for three samples of metasedimentary rocks from Embu Complex.....	197
Auxiliary Material 5.4: SHRIMP zircon U–Pb data set for three samples of metasedimentary rocks from Costeiro Complex.....	204
Auxiliary Material 5.5: Geochronological database compiled for the Southern Brasília and Central Ribeira belts.....	208
Auxiliary Material 5.6: Reference list of the database compilation.....	216

Anexos

ANEXO I – Orogênese: histórico e conceitos – os paradigmas na Geotectônica

Capítulo 1 – APRESENTAÇÃO DA TESE

1.1. Introdução

A presente tese de doutoramento foi realizada durante o período de quatro anos, entre outubro de 2010 e setembro de 2014, e está vinculada ao Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica do Instituto de Geociências – Universidade de São Paulo. No período entre fevereiro de 2013 e janeiro de 2014 foi realizado estágio (doutorado-sanduíche) na *Universidad de Granada*, Granada – Espanha, sob a supervisão do Prof. Dr. Antonio García-Casco. Os trabalhos geológicos realizados nesses quatro anos incluíram estudos estruturais, petrológicos, geoquímicos e geocronológicos na região da Serra do Mar, leste do Estado de São Paulo, concentrados principalmente nos arredores das cidades de Santa Branca, Salesópolis, Paraibuna e São Sebastião. O enfoque principal desse trabalho foi, sobretudo, a evolução tectônica neoproterozoica dos complexos Embu e Costeiro.

1.2. Justificativa da pesquisa

O estudo geológico de detalhe de terrenos policíclicos precambrianos a fanerozoicos tem como objetivo principal a definição da litoestratigrafia, a caracterização petrográfica e das relações de contato entre as unidades, assim como a hierarquização cronológica das estruturas deformacionais, inclusive de recorrências e reativações tectônicas associadas aos diferentes processos sedimentares, metamórficos e magmáticos que atuaram na sua constituição.

A proposta de estudar as rochas precambrianas do leste do Estado de São Paulo baseia-se na relevância científica e regional do tema. Hipóteses conflitantes de evolução geotectônica para o Neoproterozoico do Sudeste brasileiro têm sido apresentadas nos últimos anos e o presente trabalho pretende acrescentar novos dados com a finalidade de testar estas hipóteses, contribuindo assim para o melhor entendimento desse importante segmento geológico na configuração do supercontinente Gondwana.

Apesar da proximidade da cidade de São Paulo, facilidade de acesso e boa qualidade de exposições de rochas, estudos estruturais e metamórficos nessa área são escassos, além de serem, em sua maioria, estudos de cunho regional. Sob aspectos tectônicos regionais, destaca-se também a carência de trabalhos na área, principalmente na Serra do Mar.

Contudo, a evolução das rochas precambrianas na região costeira sudeste do Brasil apresenta-se interessante, não apenas para o desenvolvimento da ciência geológica nas áreas dos processos crustais, tectono-metamórficos, ígneos e metalogenéticos, mas também para a estruturação das bacias marginais e seu embasamento síalico, associada aos processos de

reativação tectônica de estruturas antigas no Fanerozóico e, principalmente no Mesozóico e no Cenozóico, consequência da abertura do Atlântico Sul moderno.

1.3. Objetivos

Esta pesquisa tem como objetivo principal contribuir ao conhecimento e à evolução crustal precambriana das rochas agrupadas nos complexos Embu e Costeiro na região da Serra do Mar, leste do Estado de São Paulo. Os estudos visaram compreender melhor o significado geotectônico destes complexos na configuração do supercontinente Gondwana.

O estudo da evolução crustal e tectônica precambriana do sudeste paulista foi baseado na comparação da história geológica em ambos os complexos incluídos nesta pesquisa, abrangendo levantamentos de seções geológicas detalhadas transversais à Serra do Mar e mapeamento litoestrutural com amostragens de cobertura regional e específicas para estudos petrográficos, litogeoquímicos, de química mineral, geotermobarométricos e geocronológicos.

Considerando as hipóteses divergentes apresentadas recentemente para a evolução tectônica neoproterozoica (ver item 2.2) da Província Mantiqueira (*cf.* Almeida F.F.M. *et al.*, 1981), a questão central abordada nesta tese incluiu a evolução tectono-metamórfica (trajetórias P–T–t–d) dos domínios estruturais Embu e Costeiro, inseridos no Cinturão Ribeira Central, com o intuito de confrontar o papel dos processos de acreção múltipla de terrenos *versus* deformação intracontinental e encurtamento crustal de porções enfraquecidas da litosfera na aglutinação do supercontinente Gondwana.

1.4. Materiais e Métodos

1.4.1. Levantamento Bibliográfico

Os estudos bibliográficos foram realizados por meio de consultas ao acervo da biblioteca do IGc-USP e aos sistemas de buscas de dados, fornecidos pelo Sistema Integrado de Bibliotecas da Universidade de São Paulo (SIBI/USP), incluindo as bases de dados DEDALUS, SciELO, ERL, ProBE, *Web of Science*, portal da CAPES, *Science Direct* e *Scopus*. Primeiramente, a consulta concentrou-se nos artigos, teses e acervos cartográficos sobre a geologia regional e local da área. Em seguida foi realizada extensa pesquisa sobre a conceituação de orogênese e a evolução da terminologia. No decorrer da pesquisa, assuntos pertinentes ao tema em estudo, tal qual a evolução estrutural e metamórfica de orógenos colisionais e intracontinentais, contextos tectônicos em granitogênese, e evolução geodinâmica de complexos de núcleos metamórficos (*metamorphic/crystalline core complexes*) foram consultados.

1.4.2. Levantamentos em Campo

Os levantamentos geológicos de campo contaram, como base, folhas topográficas na escala 1:50.000 (folhas Santa Isabel - SF-23-Y-D-I-4, Mogi das Cruzes - SF-23-Y-D-IV-2, Bertoga - SG-23-Y-D-IV-4, Jacareí - SF-23-Y-D-II-3, Salesópolis - SF-23-Y-D-V-1, Paraibuna - SF-23-Y-D-II-4, Pico do Papagaio - SF-23-Y-D-V-2, Maresias - SF-23-Y-D-V-4, Natividade da Serra - SF-23-Y-D-III-3, Caraguatatuba - SF-23-Y-D-VI-1 e São Sebastião - SF-23-Y-D-VI-3), e concentraram-se em duas áreas-chave (Santa Branca e São Sebastião) e seções transversais às principais estruturas da região, pré-definidas como essenciais para a compreensão da evolução crustal do setor central do Cinturão Ribeira (**Fig. 3.1**).

O mapeamento geológico foi realizado de maneira convencional, segundo as recomendações de Passchier *et al.* (1990), embasado na descrição dos afloramentos com ênfase na litologia, observação das relações de contato entre os litotipos, principais estruturas e cinemática a elas relacionadas. As seções geológicas transversais foram descritas com enfoque na estruturação das rochas e a finalidade principal de agrupar os conjuntos litológicos e caracterizar a cinemática das principais estruturas.

1.4.3. Análise Estrutural e Microestrutural

Os dados estruturais e as amostras coletadas em campo foram utilizados nos estudos de análise estrutural e microestrutural. Na análise estrutural qualitativa realizada, as estruturas foram classificadas e hierarquizadas de modo coerente seguindo as recomendações de Ramsay & Ruber (1983, 1987) e a identificação, descrição e caracterização das microestruturas e texturas metamórficas seguiram as recomendações e definições apresentadas principalmente por Vernon (2004) e Passchier & Trouw (2005).

1.4.4. Petrografia

A partir dos estudos petrográficos mesoscópicos das amostras representativas coletadas em campo, foram selecionadas amostras para análises petrográficas em microscópio óptico de luz transmitida. A petrografia microscópica teve como foco a identificação das associações de minerais, texturas e microestruturas, objetivando a caracterização dos principais litotipos, a definição do grau metamórfico e evolução do metamorfismo, com a posterior seleção de amostras para os estudos de litogeoquímica, química mineral, geotermobarometria e geocronologia. A identificação dos minerais foi em parte refinada com a obtenção de imagens de elétrons retro-espalhados (BSE) em microsonda eletrônica, direcionando a obtenção de dados de química mineral.

Os estudos petrográficos foram realizados em microscópios Zeiss Axioplan, no Laboratório de Óptica no Departamento de Mineralogia e Geotectônica e as fotomicrografias foram obtidas, no mesmo laboratório, em microscópio Olympus BXP-50 equipado com uma câmera Olympus CAMEDIA C-5050 ZOOM.

1.4.5. Química Mineral

Os estudos de química mineral via microsonda eletrônica, em minerais de amostras selecionadas pela caracterização petrográfica, visaram à classificação das fases minerais, cálculo de suas fórmulas estruturais, determinação de variação composicional de minerais em domínios microestruturais distintos e possíveis zonamentos composicionais em porfiroblastos. Os dados de química mineral e as informações sobre os zonamentos em porfiroblastos, especialmente de granada, anfibólio e plagioclásio, serviram de guia para os estudos geotermobarométricos e para a definição de trajetórias metamórficas (P–T–t–d).

As análises foram obtidas em vinte (20) amostras provenientes dos domínios Costeiro e Embu por espectroscopia dispersiva de comprimento de onda (WDS) em microsonda eletrônica CAMECA SX-100, no Centro de Instrumentação Científica da Universidade de Granada (Espanha), operada a 15 kV, 15 nA e com diâmetro do feixe de elétrons de 5 µm. Os padrões utilizados para a calibração da microsonda foram: albita (Na), quartzo (Si), periclásio (Mg), sanidina (K), rutilo (Ti), hematita (Fe), diopsídio (Ca), vanadinita (Cl), barita (Ba), fluorita (F), cromita (Cr), Al₂O₃ (Al), MnTiO₃ (Mn) e NiO (Ni). O limite de detecção está no intervalo de 0,005 a 0,010 wt%, a acurácia está entre 1 e 3%, e a precisão em torno de 1%. Mapas composicionais de raios X foram obtidos na mesma microsonda, operada a 15 kV, 235 nA, com tamanho de pixel entre 4 e 10 µm (a depender da granulação da rocha e do tamanho da área mapeada), com tempo de contagem de 30 ms/pixel. As imagens composicionais foram processadas com o *software* DWImager (Torres-Roldán & García-Casco, não publicado). Essas imagens correspondem aos sinais de raios X das linhas K α dos elementos (L α para o elemento Ba), obtidos a partir da contagem realizada em cada pixel e codificados por cores. Com intuito de se destacar os minerais de interesse, zonamentos e as texturas dentro da área mapeada, as imagens composicionais foram tratadas segundo “cortes” (clipping) no espectro de raios X. Sob as imagens composicionais foram aplicadas imagens “Z” como base, formadas por tons de cinza, e calculada pela expressão $\sum (contagem/nA \text{ por } s)_i * A_i$, (onde A é o número atômico dos elementos químicos analisados e i corresponde aos elementos analisados).

1.4.6. Litogeoquímica

Os estudos geoquímicos em rochas ígneas ou metamórficas de origem ígnea são realizados com a finalidade de classificá-las em relação às séries magmáticas e investigar a gênese e evolução através do estudo do comportamento dos elementos maiores, traço e terras raras, para posteriores interpretações petrogenéticas e geotectônicas. As análises litogeoquímicas das rochas metamórficas também foram utilizadas na elaboração de pseudo-seções, como será descrito no próximo item. Os cinquenta e seis (56) litotipos analisados foram selecionados por critérios litoestratigráficos e petrológicos para análises de rocha total para elementos maiores e traços incluindo os elementos terras raras (ETR), pelos métodos de fluorescência de raios X (FRX) e espectrometria de emissão de massa com fontes de plasma indutivamente acoplado (ICP-MS).

A análise em rocha-total de elementos maiores foi obtida por fluorescência de raios X após abertura em tetraborato de lítio, seguida de análise em espectrômetro de massa Philips Magix Pro (PW-2440) no Centro de Instrumentação Científica da Universidade de Granada. As análises dos elementos traços foram conduzidas no mesmo centro e obtidas em espectrômetro de massa com plasma acoplado (ICP-MS) e espectrômetro Perkin Elmer Elan-5000 que faz uso de Rh como padrão interno. Os dados provenientes de análises geoquímicas foram tratados com o *software* IGPETOOLS, desenvolvido por F. Bea (disponível para download em <http://www.ugr.es/~fbea>), programado em linguagem computacional compatível com o *software* STATATM.

1.4.7. Geotermobarometria

Os estudos geotermobarométricos visam a determinação das trajetórias metamórficas (P-T-t-d) por meio de cálculos termodinâmicos efetuados com associações minerais em equilíbrio (paragênese mineral). A partir dessa premissa, é possível aplicar a termodinâmica de equilíbrio utilizando-se das composições de minerais, cujos cálculos são realizados por meio de *softwares* com bancos de dados internamente consistentes, e a partir dos quais se realiza a termobarometria baseada no método de multi-equilíbrios.

Uma aplicação da termobarometria de multi-equilíbrios se faz com o método *average* PT de Powell & Holland (1994). Esse método tem como princípio o cálculo de reações independentes – calculadas a partir de membros finais das fases constituintes de uma assembleia mineral em equilíbrio – que atendem à relação de equilíbrio $0 = \Delta G_0 + RT \ln K$, da qual ΔG_0 é função de P e T, enquanto K é calculada a partir das atividades dos membros

finais. Cada equilíbrio compõe uma linha (reação) no espaço PT e as condições de equilíbrio que relacionam o conjunto de reações independentes ($n_{cp} - n_c$, onde n_{cp} = número de componentes de fases (ou membros finais) e n_c = número de componentes) são estimadas pelo método de quadrados mínimos, o qual varia a posição dessas reações proporcionalmente às incertezas das atividades dos membros finais e entalpias de formação, e correlações entre $\ln K$ de reações que compartilham membros finais. Desse modo todas as reações intersectam num ponto conhecido como *average PT*, ponto esse que mais se “aproxima” das reações envolvidas.

A partir da composição química de rocha total, é possível a elaboração de diagramas de fase que apresentam os campos de estabilidade de diferentes associações minerais. Esses diagramas são conhecidos como pseudo-seções e representam uma das ferramentas mais promissoras e utilizadas recentemente nos estudos de rochas metamórficas (por ex. Powell & Holland, 2010). A aplicação desse método segue um caminho inverso ao descrito anteriormente, de maneira que se assume uma composição de rocha-total relacionada ao equilíbrio entre as fases minerais, cujas composições, por sua vez, podem ser obtidas com a elaboração desses diagramas de fases e comparadas com as composições analisadas por microsonda eletrônica. O *software* Perple_X (Connolly, 1990, 2005) constitui uma sofisticada ferramenta para a elaboração de pseudo-seções, o qual se baseia na minimização da energia livre de Gibbs de múltiplas fases, em função das variáveis P, T e X, definido as assembleias com mais baixo valor absoluto de G, ou seja, do conjunto de fases mais estável no intervalo de P e T estabelecido. O objetivo da minimização de G é encontrar a proporção e a composição das fases que minimizem a energia de Gibbs do sistema (G_{sis}) à constante P e T.

Tanto as estimativas PT obtidas pelo método de multi-equilíbrios quanto àquelas obtidas pelo método de pseudo-seções fizeram uso de pacotes de *softwares* com bancos de dados termodinâmicos internamente consistentes (por ex. Holland & Powell, 1998), que incluem propriedades termodinâmicas de membros finais, de fases fluidas e líquidos silicáticos, e modelos de soluções para cálculos de atividades de membros finais. As amostras previamente submetidas à análise petrográfica e de química mineral foram utilizadas para o cálculo de condições de pressão e temperatura de distintas fases evolutivas do metamorfismo.

1.4.8. Geocronologia

1.4.8.1. Datação U–Pb em zircão

Datações geocronológicas U–Pb em zircão são amplamente utilizadas na determinação de idades de rochas ígneas e metamórficas desde meados do século XX. Após a descoberta e

desenvolvimento embrionário da Física Nuclear no final do século XIX e início do século XX, grandes avanços na tentativa de datar os materiais rochosos e a constante busca pela determinação da idade absoluta do Planeta Terra foram chefiados por nomes importantes da história da ciência, como Ernest Rutherford, Bertrand Boltwood, John Strutt, Arthur Holmes, John Joly, Arthur Jeffrey Dempster, Francis Willian Aston, dentre outros (*cf.* Davis *et al.*, 2003). Os trabalhos pioneiros de radiometria U–Pb contavam com a determinação de conteúdo de U e Pb em análises químicas convencionais, e a partir do desenvolvimento do primeiro espectrômetro de massa de ionização termal (*Thermal Ionization Mass Spectrometer* - TIMS) por Dempster (1918) (*apud* Davis *et al.*, 2003) as determinações radiométricas começaram a ser realizadas com base nas quantidades dos diferentes isótopos de U e Pb.

No entanto, o grande salto nas pesquisas geocronológicas culminou com o desenvolvimento da espectrometria de massa quantitativa por Alfred O. C. Nier, no final da década de 1930 (Davis *et al.*, 2003). O início da chamada Era Moderna da Geocronologia, todavia, sofreu uma significativa recessão durante e após a II Guerra Mundial, já que os estudos dos elementos radioativos, principalmente do urânio, começaram a focar pesquisas relacionadas à energia nuclear. Apenas durante a década de 1950, métodos quantitativos de maior acurácia em amostras relativamente pequenas (sub-miligramas) contribuíram definitivamente com a revolução na Geocronologia, representados essencialmente pelo método de diluição isotópica e determinação por espectrômetro de massa por ionização termal (*Isotopic Dilution – Thermal Ionization Mass Spectrometer – ID-TIMS*) (Davis *et al.*, 2003). A partir da década de 1980, um novo estágio na história do estudo geocronológico U–Pb de zircão foi alcançado com o desenvolvimento e construção de uma microsonda iônica de alta resolução, vinculado a um projeto da Universidade Nacional Australiana (*Australian National University – Reseach School of Earth Sciences*) liderado por Bill Compston, com a missão de desenvolver micro-análises isotópicas *in situ* em minerais relevantes aos estudos isotópicos (Compston, 1996). O *Sensitive High-Resolution Ion Micro-Probe* (SHRIMP), construído por esse grupo, tornou-se operante em 1981 e contribuiu significativamente para a aceleração das taxas de publicação de trabalhos sobre datação U–Pb em zircão após 1982 (Compston, 1996; Davis *et al.*, 2003).

Com o desenvolvimento e evolução tecnológica nas determinações radiométricas, a datação U–Pb em zircão tornou-se uma grande ferramenta nos estudos geológicos, essencialmente relativos à evolução crustal e tectônica e suas implicações na reconstrução da história das grandes massas continentais existentes no passado. O método U–Pb em zircão baseia-se na determinação dos isótopos radiogênicos de Pb (^{206}Pb e ^{207}Pb) e seus respectivos

isótopos radioativos (^{238}U e ^{235}U). Nesta tese foram realizadas datações U–Pb em zircão com o intuito de testar as hipóteses (ou modelos) geotectônicas divergentes apresentadas para a região, principalmente durante o Neoproterozoico (ver item 2.2), contando com dois propósitos principais: (i) determinação das idades de cristalização das rochas ígneas e núcleos herdados, essencialmente de rochas graníticas neoproterozoicas, e idades dos protólitos e de metamorfismo das rochas metamórficas ortoderivadas; (ii) determinação das idades dos principais grupos de rocha-fonte das rochas metassedimentares com a datação dos grãos de zircão detrítico (principalmente núcleos dos grãos), assim como a idade de metamorfismo a eles sobrepostos (datação de sobrecrecimentos metamórficos).

A separação de zircões seguiu as técnicas convencionais magnéticas e de densidade. Os grãos foram separados por catação manual, montados e polidos, previamente à obtenção de imagens de catodoluminescência (CL) e fotos em microscopia óptica (luz transmitida e refletida) no laboratório IBERSIMS da Universidade de Granada. As imagens CL e as feições morfológicas dos grãos de zircão guiaram a obtenção das análises. Uma ampla variedade de morfologias e texturas internas foram analisados por U–Pb, incluindo núcleos herdados, zonamento magmático primário concêntrico e oscilatório, e sobrecrecimentos metamórficos. As análises U–Pb foram obtidas em microsonda iônica SHRIMP IIe/mc no laboratório IBERSIMS da Universidade de Granada (metodologia disponível em <http://www.ugr.es/~ibersims>). A calibração da concentração de urânio foi obtida com o padrão de referência SL13 (U: 238 ppm). Razões U–Pb foram calibradas com o zircão de referência TEMORA-1 (417 Ma) (Black et al., 2003), medido a cada quatro (4) novas análises. Erros ponto a ponto (intervalo de confiança de 95%) sobre a idade padrão foram de $\pm 0.23\%$ para $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e $\pm 0.46\%$ para $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. A redução dos dados foi realizada com o *software* SHRIMPTOOLS (disponível para download em <http://www.ugr.es/~fbea>) utilizando-se de linguagem de programação compatível com o *software* STATA™.

1.5. Estrutura da Tese

A presente tese está dividida em sete (7) capítulos, os quais incluem três (3) capítulos introdutórios (**Capítulos 1, 2 e 3**), três (3) capítulos que compõem o corpo principal da tese (**Capítulos 4, 5 e 6**) e um capítulo final com a integração dos dados obtidos e as considerações finais. Os capítulos introdutórios abrangem a apresentação da tese (**Capítulo 1**), a descrição dos temas e discussões abordadas neste trabalho (**Capítulo 2**) e o contexto geológico da área estudada (**Capítulo 3**).

O corpo principal da tese é composto por três capítulos redigidos em forma de artigo científico na língua inglesa, incluindo dois artigos submetidos e um artigo em preparação. São eles:

Capítulo 4 – O artigo “*Tectono-metamorphic evolution of the Central Ribeira Belt, Eastern São Paulo State, Brazil: a case of late Neoproterozoic intracontinental orogeny and gneiss dome development on assembly of Western Gondwana*” apresenta uma nova interpretação de evolução tectônica para os complexos Embu e Costeiro com base na integração de dados estruturais, metamórficos, geoquímicos e petrológicos de ambos os complexos. Este artigo encontra-se em processo de revisão no periódico *Tectonics*.

Capítulo 5 – O artigo “*The role of intracontinental deformation on supercontinent assembly: insights from the Ribeira Belt, Southeastern Brazil (Neoproterozoic Western Gondwana)*” foi submetido recentemente ao periódico *Terra Nova* e apresenta uma nova proposta de modelo tectônico para a Província Mantiqueira durante o Neoproterozoico tardio, no contexto da aglutinação do supercontinente Gondwana Ocidental, baseado em novos dados de datação U–Pb SHRIMP em zircão, incluindo datação de rochas metaígneas e análise de grãos de zircão detrítico, e ampla compilação de dados. O artigo também sugere a reavaliação da importância de processos orogenéticos intraplaca na história de configuração dos supercontinentes.

Capítulo 6 – O artigo “*Post-collisional extension, crustal thinning and wrench tectonics on the assembly of Western Gondwana: Insights from Ediacaran magmatism in the Embu and Costeiro domains, Central Ribeira Belt, Southeastern Brazil*” apresenta-se em fase de revisão por parte dos co-autores e sugere uma nova interpretação tectônica para o volumoso magmatismo granítico durante o período Ediacarano exposto no Cinturão Ribeira.

Ao final, no **Capítulo 7** é apresentada a integração dos dados obtidos nesta tese e a avaliação crítica dos modelos tectônicos existentes para a Província Mantiqueira e mais especificamente para o Cinturão Ribeira Central. Futuras linhas de pesquisa necessárias para o melhor entendimento dos orógenos brasileiros na América do Sul também são pontuados nesse capítulo.

Referências Bibliográficas

- Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B., Fuck, R.A., 1981. Brazilian Structural Provinces: an introduction. *Earth-Science Reviews* **17**, 1–29.
- Black, L.P., Kamo, S.L., Allen, C.M., Aleinikoff, J.A., Davis, D.W., Korsch, J.R. and Foudolis, C., 2003. TEMORA 1: a new zircon standard for Phanerozoic U–Pb geochronology. *Chemical Geology* **200**, 155–170.

- Compston, W., 1996. SHRIMP: Origin, impacts and continuing evolution. *Journal of the Royal Society of Western Australia* **79**, 109–117.
- Connolly, J.A.D., 1990. Multivariable phase diagrams; an algorithm based on generalized thermodynamics. *American Journal of Sciences* **290**, 666–718.
- Connolly, J.A.D., 2005. Computation of phase equilibria by linear programming: a tool for geodynamic modeling and its application to subduction zone decarbonation. *Earth and Planetary Sciences Letters* **236**, 524–541.
- Davis, D.W., Williams, I.S., Krogh, T.E., 2003. Historical development of zircon geochronology. In: Hanchar, H.M. e Hoskin, P.W.O. (Eds.), Zircon. Mineralogical Society of America, *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* **53**, 145–181.
- Dempster, A.J., 1918. A new method of positive ray analysis. *Physical Review* **11**, 316–325.
- Holland, T.J.B. e Powell, R., 1998. An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. *Journal of Metamorphic Geology* **16**, 309–343.
- Passchier, C.W. e Trouw, R.A.J., 2005. *Microtectonics (2nd edition)*. Springer, Berlin, 366 p.
- Passchier, C.W., Myers, J.S., Kroner, A., 1990. *Field Geology of High-Grade Gneiss Terranes*. Springer-Verlag, 150 p.
- Powell, R. e Holland, T.J.B., 1994. Optimal geothermometry and geobarometry. *American Mineralogist* **79**, 120–133.
- Powell, R. e Holland, T.J.B., 2010. Using Equilibrium Thermodynamics to Understand Metamorphism and Metamorphic Rocks. *Elements* **6**, 309–314. doi: 10.2113/gselements.6.5.309.
- Ramsay, J.G. e Huber, M.I., 1983, 1987. *The Techniques of Modern Structural Geology, Vols. 1 e 2*. Academic Press, Oxford.
- Vernon, R.H., 2004. *A practical guide to Rock Microstructure*. Cambridge University Press, Cambridge, 594 p.

Capítulo 2 – TEMÁTICA ABORDADA

2.1. Orogênese: Histórico e Conceitos – Os Paradigmas na Geotectônica

Neste item será apresentado um resumo do trabalho de resgate histórico realizado pelo autor a respeito da história da terminologia e conceituação de orogênese e uma visão crítica da aplicação desse conceito nos tempos atuais. Ao final é apresentada a definição do conceito de orogênese utilizado nesta tese. O trabalho completo é apresentado no **ANEXO I**.

2.1.1. Resumo

Discussões conceituais estão intimamente ligadas à evolução da ciência desde os primórdios. Os fins práticos e a busca por conhecimento em questões puramente intelectuais caminharam juntos no desenvolvimento das ciências da Terra, principalmente a partir do século XVIII. No contexto da expansão de trabalhos de campo sistemáticos, desenvolvidos sobretudo nos Alpes e Apalaches, os questionamentos a respeito da origem das cadeias montanhosas deixaram de focar exclusivamente os problemas de geração de elevações topográficas e direcionaram-se às estruturas das montanhas. Seguindo essa nova linha de pensamento, o montanhista e naturalista suíço Horace-Bénédict de Saussure (1740–1799) é considerado o pioneiro no reconhecimento da importância do estudo das cadeias montanhosas no entendimento dos processos que governam a evolução do nosso planeta.

Com o nascimento e aperfeiçoamento da Teoria do Geossinclinal na segunda metade do século XIX e primeira metade do século XX, as ideias e conceitos ligados à formação de faixas móveis e cadeias de montanhas elevaram a Geotectônica a um espaço de destaque nas discussões científicas da época. A partir das visões diferentes da Teoria da Contração Terrestre representadas pela “Teoria da Permanência” e “Teoria da Permutabilidade”, defendidas fundamentalmente por James Dwight Dana e Eduard Suess, respectivamente, as discussões envolvendo o desenvolvimento de bacias geossinclinais e a evolução das cadeias orogênicas introduziram um grande leque de conceitos e terminologias enraizadas até hoje nas pesquisas tectônicas. Nascia dessa forma os conceitos de “*orogenesis*” e “*tectonogenesis*” utilizados para se referir aos eventos de soerguimento das cadeias de montanhas e de deformação das rochas, respectivamente, e “*epeirogenesis*” para os eventos efetivos em grandes áreas e por longo período e que não causavam deformação estrutural (deformação dúctil).

Já com o advento da Teoria da Tectônica de Placas e a mudança drástica de paradigma nas décadas de 1960 e 70, os processos orogênicos foram associados geneticamente aos

fenômenos convergentes em limites de placas, enquanto epirogênese (*epeirogenesis*) foi vinculada a processos de estiramento litosférico (formação de riftes e abertura de oceanos) e de formação de ilhas oceânicas. No entanto, diversos conceitos e terminologias derivadas da Teoria do Geossinclinal foram aplicadas à nova teoria de maneira, muitas vezes, equivocada.

Nas últimas décadas, todavia, as premissas essenciais da Teoria da Tectônica de Placas, assim como a utilização dos termos redefinidos da Teoria do Geossinclinal, têm sido discutidas e questionadas. As recentes considerações em relação à propagação de esforços no interior da placa e a consequente deformação de porções crustais menos resistentes, limites difusos de placas (*diffuse plate boundaries*) e fluxo de material crustal trouxeram novas fronteiras para a Geotectônica e para a conceituação dos processos formadores de cadeias montanhosas. Essas novas fronteiras podem ser vinculadas principalmente à observação e o melhor entendimento dos processos deformadores atuais nas faixas móveis da Placa Asiática e os processos formadores dos orógenos intracontinentais das regiões central (orógenos Alice Spring e Petermann) e sul da Austrália (*Adelaide Fold Belt*), além de estudos sísmicos e estruturais no Oceano Índico equatorial, a sul da Índia.

2.1.2. Conceituação de Orogênese

O conceito de orogenia (do grego clássico *oros* = montanha, *genna* = nascimento), ou orogênese, foi definido na segunda metade do século XIX, como o processo tectônico de formação de montanhas. Esta definição conceitual seguiu a preocupação da época em entender os processos geológicos e a evolução da Terra por meio do estudo das montanhas. O trabalho de Gilbert (1890) tem sido historicamente reconhecido como o primeiro a relacionar orogenia (ou orogênese) com o processo de formação de montanhas (por ex. Dennis, 1982). Entretanto, Sengör (1990) considera que o termo orogenia já vinha sendo utilizado no continente europeu antes de Gilbert e, como Boué (1874) (*apud* Sengör, 1990), já associava este termo (*orogenie* no texto original de Boué, em alemão) a um processo estrutural (ou tectônico) que gerava relevo montanhoso como um produto secundário (ver **ANEXO I** para resgate histórico e evolução do conhecimento sobre orogenia).

Contudo, com o advento da Teoria da Tectônica de Placas e a mudança drástica de paradigma nas décadas de 1960, 1970, orogênese foi diretamente relacionada a processos convergentes em limites de placas (por ex. Dewey & Bird, 1970; Sengör, 1990). Na definição de Sengör (1990), orogênese é definido como “um termo coletivo para processos convergentes em limites de placas”. No entanto, considerando sobretudo as observações de processos orogenéticos intracontinentais (por ex. Raimondo *et al.*, 2014) e limites difusos de

placas (por ex. Gordon, 1998), esse trabalho utilizou o termo orogênese como “o processo de formação de montanhas associado a regimes predominantemente compressivos em limites convergentes de placas ou em faixas reologicamente enfraquecidas, deformadas pela propagação de esforços intraplaca”.

2.2. Os Orógenos Neoproterozoicos do Sudeste Brasileiro: Discussão Sobre os Modelos Geotectônicos Propostos – Interação Plural de Placas *versus* Tectônica Extensional e Orogenia Intraplaca

2.2.1. Introdução

Os modelos geotectônicos e evolutivos dos cinturões de dobramentos neoproterozoicos associados à amalgamação do supercontinente Gondwana no Brasil têm sido objeto de diversos debates científicos, principalmente a respeito do tipo e cronologia das interações entre placas responsáveis por sua configuração final. Tradicionalmente, os orógenos neoproterozoicos brasileiros vinculados ao ciclo Brasileiro são interpretados como o resultado de colisões e amalgamações de núcleos cratônicos e outros blocos derivados da fissão do supercontinente Rodínia (Brito Neves & Cordani, 1991; Fuck *et al.*, 2008; Basei *et al.*, 2010). Contudo, modelos geotectônicos alternativos foram apresentados mais recentemente, principalmente para as províncias Borborema (Neves *et al.*, 2006) e Mantiqueira (Almeida R.P. *et al.*, 2010).

A Província Mantiqueira (*cf.* Almeida F.F.M. *et al.*, 1981) compreende a zona costeira sul a sudeste brasileira e pode ser subdividida em três faixas ou cinturões de dobramentos: Cinturão Dom Feliciano (Fragoso Cesar, 1980) na região sul; Cinturão Ribeira (Hasui *et al.*, 1975) na região central; e Faixa Araçuaí na porção norte (Almeida F.F.M., 1977).

A partir de 1990, com a consolidação da Teoria da Tectônica de Placas, modelos geotectônicos associados à superposição de eventos orogenéticos e/ou acreção e amalgamação de microcontinentes (ou terrenos) foram propostos para a formação do Cinturão Ribeira (Campos Neto & Figueiredo, 1995; Campanha & Sadowski, 1999; Campos Neto, 2000; Janasi *et al.*, 2001; Heilbron & Machado, 2003; Schmitt *et al.*, 2004; Campos Neto *et al.*, 2004; Heilbron *et al.*, 2004; 2008, dentre outros). Esses modelos baseiam-se principalmente na interpretação de dados geoquímicos e geocronológicos de rochas ortognaissicas, graníticas e metassedimentares.

Entretanto, trabalhos recentes desenvolvidos nas bacias ediacaranas a cambrianas do tipo rifte, localizadas no sul/sudeste brasileiro e leste uruguaio, sugerem um regime tectônico preferencialmente extensional na região entre 600 e 535 Ma, e que os diferentes terrenos da

“colagem orogênica brasileira” estariam unidos em uma única placa desde, pelo menos, essa época (Fragoso Cesar, 2008; Almeida R.P. *et al.*, 2010).

O debate atual sobre o significado geotectônico das faixas móveis neoproterozoicas e a cronologia das interações entre placas na configuração do supercontinente Gondwana será discutida a seguir, com ênfase no exemplo das faixas móveis incluídas na Província Mantiqueira.

2.2.2. A Província Mantiqueira: Contextualização Regional

No contexto da Plataforma Sul-Americana (*cf.* Almeida F.F.M., 1967), Almeida F.F.M. *et al.* (1977) dividiram o embasamento do continente Sul-Americano em maciços, expostos essencialmente no norte da Argentina, na região leste do Paraguai e no centro-norte brasileiro, e três escudos principais: o escudo das Guianas; o escudo Brasil Central; e o escudo Atlântico, o qual incluía as exposições precambrianas do Uruguai e da região sul do Brasil (**Fig. 2.1**). Devido às dimensões continentais do Brasil e motivos de ordem expositiva, Almeida *et al.* (1977; 1981) aplicaram os conceitos de províncias estruturais para os diversos contextos geológicos brasileiros, subdividindo-o em dez províncias com base na natureza das rochas do embasamento cristalino e das coberturas sedimentares (**Fig. 2.2**).

Segundo a conceituação de Almeida F.F.M. *et al.* (1981), a Província Mantiqueira compreende uma faixa de direção geral NE–SW, paralela à costa brasileira, localizada majoritariamente nas regiões sul e sudeste do Brasil, com mais de 3000 km de extensão, desde a latitude 15°S (região sul do estado da Bahia) até o Uruguai (**Fig. 2.3**). Está limitada à oeste pelas províncias São Francisco, Tocantins e Paraná, e à leste pela margem continental e Província Costeira, a qual inclui as bacias costeiras do Espírito Santo, Campos, Santos e Pelotas (Almeida F.F.M. *et al.*, 1981).

A Província Mantiqueira é constituída essencialmente por rochas neoproterozoicas, orto- e paraderivadas formadas ou afetadas pelos processos orogenéticos do Ciclo Brasileiro, e blocos remanescentes de idades arqueanas, paleoproterozoicas e mesoproterozoicas, com variado grau de retrabalhamento durante o ciclo orogênico neoproterozoico (**Fig. 2.4**). Bacias vulcanossedimentares de idade ediacarana a cambriana, limitadas por falhas, caracterizadas por sucessões siliciclásticas (principalmente conglomerados, arcósios e argilitos) e frequente vulcanismo ácido a intermediário associado, ocorrem desde o sul uruguaio até o sul do estado de Minas Gerais, formando um sistema de orientação NE com mais de 1500 km de extensão, e representam um elemento importante na interpretação geotectônica da evolução do supercontinente Gondwana durante a transição Proterozoico–Fanerozoico (Almeida R.P. *et*

al., 2010). Essas sequências vulcanossedimentares não metamorfisadas são objeto de grande controvérsia científica e permeiam o centro do debate geotectônico ao redor da Província Mantiqueira e suas interpretações evolutivas divergentes (esse debate perfaz a essência da discussão proposta pelo presente seminário - notar que na **Fig. 2.4**, as bacias ediacaranas/cambrianas são referidas como bacias de antepaís, diferentemente da interpretação apresentada por Almeida R.P. *et al.*, 2010).

Figura 2.1: A porção continental da placa Sul-Americana, destacando as áreas estáveis no Fanerozoico (Plataforma Sul-Americana) e as áreas instáveis dos Andes. Modificado de Almeida F.F.M. *et al.* (1977) e Delgado *et al.* (2003).

O Ciclo Brasileiro, sobretudo na Província Mantiqueira, é caracterizado pelo diacronismo dos eventos orogênicos, o que motivou diversos autores a dividir a Província Mantiqueira em terrenos (subdivisão apresentada nas **Figs. 2.3 e 2.4**) associados a sequentes

eventos colisionais (Campos Neto, 2000; Heilbron *et al.*, 2004; Delgado *et al.*, 2003; Silva *et al.*, 2005; Basei *et al.*, 2010; dentre outros). A principal feição estrutural dessa província corresponde ao conjunto de zonas de cisalhamento de direção geral NE a NNE, transcorrentes e transpressivas de movimentação fundamentalmente dextrógiro (Figs. 2.3 e 2.4).

Três faixas ou cinturões de dobramentos são distinguíveis na Província Mantiqueira: a sul a faixa móvel conhecida com Cinturão Dom Feliciano (Fragoso Cesar, 1980), o qual abrange o Batólito Pelotas no Escudo Sul-Riograndense e Batólito de Florianópolis no Escudo Catarinense; a região central, a norte do Cráton Luiz Alves, caracterizada pela faixa móvel nomeada de Cinturão Ribeira (Hasui *et al.*, 1975); e na porção norte, a Faixa Araçuaí, localizada na borda leste do Cráton do São Francisco (Almeida F.F.M., 1977). A necessidade e adequabilidade da separação entre o Cinturão Ribeira e a Faixa Araçuaí é um tema controverso e será discutido no subitem 3.2.2.4.

Figura 2.2: As Províncias Estruturais do Brasil: 1) Rio Branco; 2) Tapajós; 3) São Francisco; 4) Tocantins; 5) Mantiqueira; 6) Borborema; 7) Amazônica; 8) Parnaíba; 9) Paraná; 10) Província Costeira e Margem Continental. Extraído de Almeida F.F.M. *et al.* (1981).

Figura 2.3: Mapa tectônico simplificado da Província Mantiqueira e a delimitação dos orógenos e terrenos segundo Silva *et al.* (2005).

Figura 2.4: Domínios estruturais e principais estruturas da Província Mantiqueira. Extraído de Delgado *et al.* (2003).

2.2.2.1. O Cinturão Dom Feliciano e os núcleos cratônicos contíguos

O termo Cinturão Dom Feliciano (CDF) foi introduzido por Frago Cesar (1980), atribuindo-o a uma faixa móvel marginal ao Cráton Rio de La Plata. A proposta de subdivisão do CDF, no trabalho pioneiro de Frago Cesar (1980), consiste na diferenciação do complexo metamórfico–migmatítico–granítico em três bandas paralelas, denominadas informalmente de Flanco Ocidental, Zona Central e Flanco Oriental. Segundo o autor, o limite entre essas bandas é marcado por “fraturas profundas” (ou zonas de cisalhamento

litosféricas), caracterizadas por rochas cataclásticas e miloníticas. Na Zona Central predominam as rochas graníticas e migmatíticas, enquanto nos flancos Ocidental e Oriental destacam-se rochas metamórficas de baixo grau e sequências “molássicas”, sugerindo uma polaridade metamórfica e tectônica, corroborada pela presença de falhas de empurrão com movimentação de topo para oeste, ou seja, com vergência tectônica para o cráton (Fragoso Cesar, 1980).

Posteriormente à proposta de subdivisão de Fragoso Cesar (1980), estudos mais detalhados foram realizados nos escudos Sul-Riograndense e catarinense, incluindo estudos geocronológicos, com o intuito de refinar as divisões lito-tectônicas do CDF e do Cráton do Rio de La Plata e de definir a história da evolução tectônica das distintas unidades geotectônicas. Diversos modelos de evolução geotectônica foram derivados desses estudos, principalmente nas décadas de 1980, 1990 e início dos anos 2000 (Porada, 1979; Jost & Hartmann, 1984; Basei, 1985; Fragoso Cesar, 1991; Fernandes *et al.*, 1992; Babinski *et al.*, 1996; 1997; Silva *et al.*, 1999; Basei *et al.*, 2000; 2008; Silva *et al.*, 2005). A maioria dos modelos apresentados nessa época relacionava a evolução orogenética do CDF com subducção de crosta oceânica para oeste, com formação de arco magmático e sequente colisão entre inúmeros núcleos cratônicos (Cráton Rio de La Plata, Bloco São Gabriel, Cráton Luis Alves, Bloco Curitiba e Cráton Paranapanema) e o Cráton Kalahari, constituindo o orógeno colisional Dom Feliciano/Gariep (por exemplo, Basei *et al.*, 2005; 2008).

Basei *et al.* (2000) dividiram o CDF em três domínios tectônicos, constituídos pelo Cinturão Granítico (*Granite Belt*), Cinturão de xistos (*Schist Belt*) e antepaís (**Fig. 2.5**). Para esses autores, o Cinturão Granítico compreende os batólitos Florianópolis, Pelotas e Aiguá; o Cinturão de xistos agrupam os complexos metamórficos Brusque, Porongos e Lavalleja; e o domínio de antepaís é constituído pelas bacias Itajaí, Camaquã e Arroyo del Soldado–Piriápolis.

No escudo Sul-Riograndense, o Cinturão de xistos é caracterizado pelo Complexo Metamórfico Porongos (CMP), o Cinturão Granítico corresponde ao Batólito Pelotas e a região do antepaís inclui as rochas do embasamento do Bloco São Gabriel e a bacia vulcanossedimentar Camaquã (Basei *et al.*, 2000). O CMP é caracterizado por uma sequência supracrustal (Grupo Porongos) com metamorfismo variando desde a fácies xisto verde, zona da clorita, até a fácies anfibolito, zona da estaurolita, e por núcleos de estruturas antiformes constituídos de gnaisses paleoproterozoicos (Gnaisses Encantadas) tectonicamente intercalados pelos metamorfitos do Grupo Cerro das Madeiras (Basei *et al.*, 2000). O Batólito de Pelotas constitui uma ampla ocorrência (~ 400 km de extensão e largura variando de 80 a

20 km) de diversas suítes granitóides de corpos deformados ou isotrópicos com frequentes remanescentes de rochas metamórficas, representativas das rochas encaixantes (Basei *et al.*, 2000). As interpretações geotectônicas das diversas unidades geológicas do Batólito Pelotas são controversias na literatura (Fragoso Cesar, 1991; Fernandes *et al.*, 1992; Silva *et al.*, 1999; Basei *et al.*, 2000) e baseiam-se principalmente nas interpretações das afinidades geoquímicas, isotópicas e dados radiométricos dos granitóides. Esse tipo de interpretação e controversias levantadas serão alvo das discussões apresentadas nos itens subsequentes sobre os modelos geotectônicos existentes para a Província Mantiqueira.

Figura 2.5: Mapa geotectônico simplificado do sul do Brasil e do Uruguai. 1) Bacias de Itajaí, Camaquã e El Soldado–Piriápolis; 2) *Schist Belts* e granitóides intrusivos; 3) Cinturão Granítico; 4 e 5) Blocos do embasamento; 6) Bacias de antepaís; 7) Granitóides intrusivos; 8) Complexos metamórficos; 9) Granitóides intrusivos; 10) Coberturas metassedimentares; 11) Embasamento. Extraído de Basei *et al.* (2000).

Segundo Basei *et al.* (2000), a região de antepaís no escudo Sul-Riograndense é constituída por três unidades geológicas principais: o Cráton Rio de La Plata, a sul; o Bloco São Gabriel e as coberturas da Bacia de Camaquã. O Cráton Rio de La Plata, nessa região, é representado pelo Complexo Santa Maria Chico (Bloco Taquarembó) e faz limite com o Bloco São Gabriel, definido pela Zona de Cisalhamento Ibaré (ZCI). O Complexo Santa Maria Chico ocorre a sul da ZCI e inclui rochas granulíticas paleoproterozoicas associadas a protolitos arqueanos. Duas unidades litoestratigráficas definem o Bloco São Gabriel, o Grupo Cambaí, com cerca de 700 Ma, e o Supergrupo Vacacaí com idades de aproximadamente 750 Ma (Babinski *et al.*, 1996). O Grupo Cambaí compreende essencialmente gnaisses monzograníticos a dioríticos intercalados por rochas máficas a ultramáficas e mármores metamorfisados em condições de fácies anfibolito, interpretados como rochas derivadas em ambiente de arco magmático (Babinski *et al.*, 1996). O Supergrupo Vacacaí consiste em uma sucessão vulcanossedimentar intercaladas por rochas máficas a ultramáficas metamorfisadas em condições de fácies xisto verde a anfibolito inferior (Babinski *et al.*, 1996).

A Bacia de Camaquã é composta pelo Supergrupo Camaquã (Fragoso Cesar *et al.*, 2000, 2003; Janikian *et al.*, 2003), constituído, da base para o topo, do Grupo Maricá (arenitos fluviais e arenitos conglomeráticos, arenitos finos e siltitos de afinidades marinhas), Grupo Bom Jardim (arenitos lacustrinos de ambientes profundos e rasos, conglomerados, ritmitos e argilitos; rochas vulcânicas e vulcanoclásticas intermediárias, básicas e ácidas), Formação Acampamento Velho (rochas vulcânicas e vulcanoclásticas ácidas), Grupo Santa Bárbara (arenitos aluviais, conglomerados e ritmitos areno-argilosos) e Grupo Guaritas (arenitos aluviais, conglomerados e arenitos eólicos) (Almeida R.P. *et al.*, 2010). Trata-se de uma bacia vulcanossedimentar, não metamorfisada, depositada do Ediacarano ao Cambriano, com exposições em uma área maior do que 3200 km² e espessura combinada das unidades de mais de 10 km, representando o melhor registro dos eventos tectônicos distensionais que ocorreram após o metamorfismo do Ciclo Brasileiro. Diversas interpretações tectônicas têm sido atribuídas a essa importante unidade litoestratigráfica, conferindo a ela papel central no entendimento da cronologia do Ciclo Brasileiro e da configuração do supercontinente Gondwana nessa região.

No Escudo Catarinense (**Fig. 2.6**), o Cinturão de xistos é representado pelo Complexo Metamórfico Brusque (CMB), o Cinturão Granítico corresponde ao Batólito de Florianópolis e a região de antepaís é caracterizada pelas rochas do Cráton Luís Alves e pela Bacia de Itajaí (Basei *et al.*, 2000). Duas zonas de cisalhamento litosféricas separam esses domínios, o limite entre o Batólito Florianópolis e o CMB é definido pela Zona de Cisalhamento Major Gercínio

Figura 2.6: Principais unidades geotectônicas do sul do Brasil. a) Compartimentação geotectônica da Província Mantiqueira, segundo Chemale Jr *et al.* (1995) e b) Compartimentação tectônica do Escudo Catarinense. Extraído de Florisbal (2011).

(ZCMJ) e o limite entre o CMB e a região do antepaís é delineado pela Zona de Cisalhamento Itajaí–Perimbó (ZCIP) (Basei *et al.*, 2000). O Batólito Florianópolis corresponde essencialmente a grandes volumes de granitóides neoproterozoicos, precoces a tardios aos eventos tectônicos tangenciais e/ou transcorrentes, e ortognaisses paleoproterozoicos associados a granitóides neoproterozoicos, agrupados no Complexo Águas Mornas. O CMB consiste em uma sequência metavulcanossedimentar composta principalmente por

metapelitos, filitos e xistos micáceos intercalados com quartzitos, rochas calciossilicáticas, mármore, xistos magnesianos, rochas metavulcânicas félsicas, máficas e ultramáficas (Basei *et al.*, 2000). O metamorfismo que afetou essa sequência é caracterizado por condições de baixas pressões em fácies xisto verde a anfibolito (Phillip *et al.*, 2004). Entre as ZCMJ e ZCIP ocorre ainda um complexo de rochas gnáissicas e migmatíticas, com granitóides e rochas máficas associadas, denominado Complexo Camburiú (Chemale Jr. *et al.*, 1995). Esse complexo possui idades paleoproterozoicas, porém há divergência entre autores sobre sua história evolutiva e significado geotectônico (Florisbal, 2011). O contato entre o Complexo Camburiú e o CMB é tectônico, definido por uma falha de empurrão que coloca os gnaisses do Complexo Camburiú cavalgando os metassedimento do CMB (Phillip *et al.*, 2004).

A norte da ZCIP, ocorrem as rochas do Complexo Granulítico de Santa Catarina e as rochas vulcanossedimentares das bacias Itajaí e Campo Alegre. Basei *et al.* (2000) acreditam que o Complexo Granulítico de Santa Catarina compõe a microplaca Luís Alves (também referido na literatura como Cráton Luis Alves). Hartmann *et al.* (1979) descreve o Complexo Granulítico de Santa Catarina como ortognaisses tonalíticos, granodioríticos e thondjemíticos e corpos intrusivos de rochas máficas e ultramáficas, e subordinadas ocorrências de rochas metassedimentares, como quartzitos e formações ferríferas bandadas. Esse complexo abrange rochas arqueanas retrabalhadas durante o paleoproterozoico (Basei *et al.*, 2000; Hartmann *et al.*, 2000). A Bacia de Itajaí é constituída por uma sequência sedimentar siliciclástica, com alternância de conglomerados, arenitos, ritmitos areno-argilosos e argilitos, com leitos de tufos ácidos. Essa sequência sedimentar ocupa aproximadamente 1200 km², com mais de 10 km de espessura de registro sedimentar (Teixeira *et al.*, 2004). Datações radiométricas (U–Pb) nos tufos próximo à base da sequência, populações de zircão detrítico e em granitos introduzidos na sequência e riolitos determinam a idade de deposição da Bacia de Itajaí entre 600 e 550 Ma, posicionando-a no Ediacarano (Almeida R.P. *et al.*, 2010).

Outro núcleo mais antigo, localizado a norte do Cráton Luis Alves, compreende o Bloco (ou microplaca) Curitiba (o Cráton Luis Alves e o Bloco Curitiba são também referidos conjuntamente como Bloco Cratônico Joinvile – por exemplo, Almeida R.P. *et al.*, 2010). Esse bloco é limitado a sul pela Zona de Cisalhamento Transpressiva Piên–Tijucas e a norte pela Zona de Cisalhamento Lancinha–Itariri (coincidente com o limite do Cinturão Ribeira) e é constituído pelo Complexo Atuba, a Formação Capiru e as bacias distensionais Campo Alegre–Corupá e Guaratubinha (Basei *et al.*, 2008). Ambos os limites são interpretados como importantes zonas de suturas (Basei *et al.*, 2000; 2008) e serão discutidas posteriormente. O Complexo Atuba é caracterizado essencialmente por anfibólio gnaisses migmatíticos

bandados, de idade paleoproterozoica, que sofreram intensa deformação e migmatização no Neoproterozoico (Siga Jr., 1995). A Formação Capiru é constituída por mármore (com feições estromatolíticas preservadas localmente), quartzitos e menores ocorrências de filitos no topo da sequência, metamorfisados em fácies xisto verde, zona da clorita (Basei *et al.*, 2008). As bacias Campo Alegre–Corupá e Guaratubinha compreendem depósitos vulcânicos a vulcanoclásticos ácidos a básicos, com contribuições de sedimentos siliciclásticos (Citroni *et al.*, 2001). As rochas vulcânicas félsicas de ambas as bacias foram datadas pelo método U–Pb em zircão e demonstraram idades próximas à 600 Ma (Basei *et al.*, 1998). Diversos granitóides anorogênicos, alcalinos a peralcalinos, ocorrem próximo às bacias supracitadas e possuem idades de cristalização próximas à idade de deposição dessas bacias, sendo possível correlacionar ambos (Citroni *et al.*, 2001).

2.2.2.2. O Cinturão Ribeira

O Cinturão Ribeira foi concebido inicialmente como um grande corredor deformacional Brasileiro, formado por faixas móveis separadas por maciços medianos (Hasui *et al.*, 1975), incluindo todo o sul–sudeste brasileiro e leste uruguaio, subdividindo, de oeste para leste, Sistema de Dobramentos Apiaí, Maciço Mediano Joinvile, Sistema de Dobramentos Tijucas, Maciço Mediano Pelotas e Sistema de Dobramentos leste do Uruguai. Após a proposta de Fragozo Cesar (1980) de subdivisão em unidades geotectônicas baseada na Tectônica de Placas, o Cinturão Ribeira restringiu-se às unidades supracrustais dobradas e de embasamento a norte do Cráton Luis Alves. Nesse contexto, o Bloco Curitiba seria o bloco de rochas do embasamento mais a sul do Cinturão Ribeira e seu limite norte estaria localizado na região centro-norte do Estado do Rio Janeiro (aproximadamente na latitude 21°S – o limite entre o Cinturão Ribeira e a Faixa Araçuaí será discutido no subitem 2.3.2.4).

Geograficamente o Cinturão Ribeira pode ser dividido em Ribeira Sul, Ribeira Central e Ribeira Norte. Campanha & Sadowski (1999) descreveram a porção sul do Cinturão Ribeira e a denominaram de Domínio Apiaí. Os autores enfatizaram como principais características desse domínio a presença de extensos depósitos supracrustais em baixo a médio grau metamórfico, denominados de Supergrupo Açungui, rochas do embasamento agrupadas nas rochas gnáissicas–migmatíticas do Complexo Atuba e rochas graníticas do Complexo Costeiro, grande volume de magmatismo granítico neoproterozoico (batólitos Três Córregos, Cunhaporanga e Agudos Grandes) e bacias vulcanossedimentares não metamorfisadas (bacias de Castro e Camarinha). Toda a região é caracterizada ainda por um sistema anastomosado de zonas de cisalhamento transcorrentes de caráter principalmente rúptil–dúctil a dúctil

(Campanha & Sadowski, 1999). Muitas dessas zonas de cisalhamento correspondem a sistemas em escalas continentais, como o Sistema de Megafalhas Cubatão–Além Paraíba (Campanha & Sadowski, 1999).

A proposta de subdivisão litoestratigráfica de Campanha & Sadowski (1999) seguia a tentativa de reconstrução paleogeográfica das unidades supracrustais. De modo geral, a subdivisão de Campanha & Sadowski (1999) consiste na separação das unidades supracrustais em: Domínio Norte, supracrustais delimitadas por dois grandes batólitos graníticos (batólitos Cunhaporanga e Três Córregos), caracterizado por deposição em ambiente de plataforma rasa, denominado de Grupo Itaiacoca; Domínio Central, supracrustais delimitadas entre o Batólito Três Córregos e a Zona de Cisalhamento Lancinha–Cubatão (ZCLC), caracterizado por sedimentação em ambiente de plataforma e águas profundas, dividido em Grupo Votuverava, subdividido em Subgrupo Lajeado e Subgrupo Ribeira, e Formação Água Clara; e Domínio Sul, com exposições de supracrustais a sul da ZCLC, caracterizado por depósitos em ambiente de plataforma rasa. O intensivo magmatismo granítico no Neoproterozoico Superior, exemplificado pelos batólitos Cunhaporanga e Três Corregos e diversos corpos menores, foi subdividido em dois grupos, baseado nas relações temporais com os eventos deformacionais pervasivos principais, as suítes sin- a tardi-tectônicas e as suítes pós-tectônicas (Campanha & Sadowski, 1999). Esses autores associaram ainda a sedimentação das bacias ediacaranas (Campo Alegre, Guaratubinha, Castro e Camarinha) a movimentações laterais regionais, interpretando-as como bacias *pull-apart*.

A região central e norte do Cinturão Ribeira também é caracterizada por sequências metavulcanossedimentares, batólitos graníticos e unidades ortognáissicas. Como característica geológica mais notável da compartimentação dessa região, pontua-se os blocos justapostos, limitados por grandes zonas de falhas transcorrentes. Hasui & Sadowski (1976) agruparam os diferentes blocos geológicos em conjuntos, denominando-os, de leste para oeste: Conjunto Costeiro (a leste da Falha de Cubatão); Conjunto Paranapiacaba (entre as falhas de Cubatão e de Taxaquara), constituído pelos blocos Juquitiba e Cotia; Conjunto São Roque (entre as falhas de Taxaquara e Itu/Jundiuvira); e Bloco Jundiáí (a norte da Falha de Itu/Jundiuvira).

No final da década de 1970 e início dos anos de 1980, diversos projetos de investigação e mapeamentos geológicos nas escalas 1:100.000 e 1:50.000, tiveram o propósito de integrar o conhecimento geológico do Estado de São Paulo, buscando traçar um quadro evolutivo geral. Como principal produto desses esforços, foi publicado o Mapa Geológico do Estado de São Paulo na escala 1:500.000, vinculado ao Programa de Desenvolvimento de Recursos Minerais – Pró-Minério, do Governo do Estado de São Paulo

Diversos autores propuseram subdivisões distintas para o centro-norte do Cinturão Ribeira (Campos Neto, 2000; Trouw *et al.*, 2000; Heilbron & Machado, 2003; Campos Neto *et al.*, 2004; Heilbron *et al.*, 2004, dentre outros). As subdivisões amplamente divulgadas dessa porção do Cinturão Ribeira apresentam grande carga interpretativa e compreendem nomenclatura vinculada a terrenos acrescionários e distintos orógenos diacrônicos. Por exemplo, Heilbron *et al.* (2004) separam o Cinturão Ribeira Central, de oeste para leste, nos terrenos “tectono–estratigráficos” São Roque, Embu e Costeiro, e o Cinturão Ribeira Norte em Terreno Ocidental, Terreno Paraíba do Sul, Terreno Oriental e Terreno Cabo Frio (**Figs. 2.7 e 2.8**). Segundo os mesmos autores, os limites entre esses “compartimentos tectono–estratigráficos” são representados ora por falhas de empurrão, ora por zonas de cisalhamento oblíquas transpressivas.

Figura 2.7: Mapa Geológico da região da cidade de São Paulo. 1) Coberuras fanerozóicas; 2) Formação Pico do Itapeva; Terreno Serra do Mar: 3) Granitos peraluminosos (540–500 Ma); 4) Granitóides metaluminosos e suítes charnockíticas; 5 - Migmatitos com sillimanita e granada e quartzitos como *resisters*; 6) Migmatitos metaluminosos; Terreno Juiz de Fora: 7) Granitos metaluminosos relacionados a zonas de cisalhamento; 8) Granitos peraluminosos; 9) Granitóides com hornblenda e biotita; Complexo Embu: 10) Quartzitos relacionados a plataformas e sucessões rítmicas de quartzitos e xistos; 11) Sequência metavulcanossedimentar; 12) Gnaisses cinzas arqueanos a paleoproterozoicos; 13) Granitos do tipo A (575–580 Ma); Terreno Apiaí: 14) Granitos peraluminosos (cerca de 600 Ma); 15) Granitóides metaluminosos (610–605 Ma); 16) Depósitos terrígenos turbidífticos do Grupo Açungui; 17 - Gnaisses e xistos; 18 e 19 - Grupo São Roque (bacia de *back-arc*?); 20) Grupo Serra do Itaberaba; Terreno Socorro–Guaxupé: 21) Granitos peraluminosos (625 Ma); 22) Granitóides com hornblenda e biotita; 23) Migmatitos com sillimanita e granada do Complexo Piracaia. Extraída de Campos Neto (2000).

Para descrever os distintos compartimentos tectônicos do centro-norte do Cinturão Ribeira, denominados de terrenos tectono–estratigráficos pelos autores supracitados, será

utilizado o conceito de domínio estrutural, com o intuito de aliviar a carga interpretativa na descrição das unidades que as compõem.

Figura 2.8: Mapa tectônico da região central e norte do Cinturão Ribeira. 1) Cobertura fanerozoica; 2) Plútons alcalinos do Cretáceo Superior; Cráton do São Francisco: 3) Embasamento arqueano a paleoproterozoico; 4) Cobertura cratônica; 5) Domínio autóctone de metassedimentos de idades mesoproterozoicas a neoproterozoicas; 6) Cinturão Brasília, incluindo a Nappe Socorro (NS); Terrenos do Cinturão Ribeira – Terreno Ocidental: 7) Domínio Andrelândia; 8) Domínio Juiz de Fora; 9) Terreno Paraíba do Sul; 10) Terreno Embu; 11) Arco magmático neoproterozoico; 12) Sucessões metassedimentares neoproterozoicas do Terreno Oriental; 13) Terreno Cabo Frio; 14) Terreno Apiaí. CTB – Central Tectonic Boundary (Limite Tectônico Central); CFT – Falha de cavalgamento Cabo Frio; APSZ – Zona de Cisalhamento Além-Paraíba. Extraído de Heilbron *et al.* (2008).

No Domínio São Roque, Juliani & Beljavskis (1995) apresentam uma análise litoestratigráfica das unidades São Roque e Serra do Itaberaba e as possíveis correlações entre as formações definidas, com base em ampla revisão bibliográfica e estudos geológicos efetuados na região nordeste da cidade de São Paulo (Juliani *et al.*, 1986; Juliani, 1993). Esta análise permitiu que os autores propusessem nova separação das rochas supracrustais da Faixa São Roque/Serra do Itaberaba em duas unidades litoestratigráficas maiores, denominadas Grupo Serra do Itaberaba e Grupo São Roque. Segundo Juliani & Beljavskis (1995) os grupos Serra do Itaberaba e São Roque poderiam estender-se além das zonas de cisalhamento tradicionalmente consideradas como seus limites, e poderiam ser correlacionáveis em parte com os metassedimentos e as metavulcânicas dos complexos Itapira, Igaratá e Embu.

A proposta apresentada por Juliani *et al.* (1986) admite o Grupo Serra do Itaberaba composto por uma sequência metavulcanossedimentar mais intensamente deformada e

metamorfisada do que os metassedimentos do Grupo São Roque, mostrando assembleias minerais de metamorfismo Barrowiano de médio grau, enquanto o Grupo São Roque seria caracterizado por metamorfismo de fácies xisto verde do tipo Abukuma, com abundantes estruturas sedimentares preservadas.

O Domínio Embu é caracterizado essencialmente pelo Complexo Embu e aparece normalmente limitado por zonas de cisalhamento transcorrentes litosféricas, como a Zona de Cisalhamento Taxaquara e a Zona de Cisalhamento Cubatão. Fernandes (1991) estudou o Complexo Embu na região compreendida entre as cidades de Paraibuna e Cunha, e reconheceu a existência de uma unidade de ortognaisses migmatizados, a qual denominou Complexo Rio Capivari, e sugeriu que essa unidade representasse o embasamento das unidades metassupracrustais do Complexo Embu. As metassupracrustais do Complexo Embu foram definidas como uma sequência pelito-psamítica e rochas calciossilicáticas e anfibolíticas subordinadas, metamorfisadas em fácies anfibolito médio a superior (Fernandes, 1991). Diversos corpos graníticos alongados, diretamente ligados à zonas de cisalhamento direcionais, também são característicos do Domínio Embu (Janasi *et al.*, 2003; 2009; Alves, 2009).

O Domínio Costeiro faz limite com o Domínio Embu e frequentemente é posicionado a sul da Zona de Cisalhamento Cubatão. Esse domínio é caracterizado pelo Complexo Costeiro, composto por rochas orto- e paraderivadas metamorfisadas em fácies anfibolito a granulito. Há grande predominância de migmatitos, gnaisses e milonitos, ocorrendo ainda intercalações de rochas anfibolíticas e rochas graníticas neoproterozoicas com variável grau de deformação (Campos Neto & Figueiredo, 1995; Campos Neto, 2000; Dias Neto, 2001).

Segundo a conceituação de Trouw *et al.* (2000), Heilbron & Machado (2003) e Heilbron *et al.* (2008), o Cinturão Ribeira Norte é dividido em quatro compartimentos tectônicos, denominados, de noroeste para sudeste, Terreno Ocidental, Klippe Paraíba do Sul, Terreno Oriental e Terreno Cabo Frio (**Fig. 2.8**). O Terreno Ocidental seria constituído por unidades retrabalhadas do embasamento Arqueano/Paleoproterozoico e uma sucessão neoproterozoica de margem passiva associada ao paleocontinente São Francisco (Heilbron *et al.*, 2008). As unidades de embasamento compreendem ortognaisses, migmatitos, anfibolitos e granulitos subordinados de idade paleoproterozoica (Trouw *et al.*, 2000). A sequência neoproterozoica de margem passiva corresponde a uma sucessão siliciclástica metamorfisadas em fácies anfibolito (Heilbron *et al.*, 2008).

A Klippe Paraíba do Sul (ou Terreno Paraíba do Sul) compreende hornblenda ortognaisses paleoproterozoicos e uma sequência metassedimentar siliciclástica com

intercalações de mármore e lentes de rochas calciossilicáticas, ambos metamorfizados em fácies anfibolito médio (Heilbron e Machado, 2003). Os terrenos (ou domínios) Embu e Paraíba do Sul possuem limites ainda pouco conhecidos, porém a delimitação atual é delineada com o Domínio Embu terminando como uma cunha em direção à Klippe Paraíba do Sul (Heilbron *et al.*, 2008).

Segundo Heilbron & Machado (2003), o Terreno Oriental é separado do Terreno Ocidental pelo Limite Tectônico Central (*Central Tectonic Boundary*), o qual representaria a sutura entre a placa do São Francisco e os terrenos amalgamados. Esses autores subdividiram ainda o Terreno Oriental em três lascas tectônicas, representadas pelo domínios Cambuci, Italva e Costeiro. O Domínio Cambuci é composto por gnaisses migmatíticos fortemente deformados com lentes de olivina mármore e rochas calciossilicáticas; o Domínio Italva é constituído por uma sucessão metassedimentar de baixo grau metamórfico, rica em carbonatos; e o Domínio Costeiro é caracterizado por ortognaisses do Complexo Rio Negro e paragnaisses pelíticos de alto grau metamórfico (Heilbron *et al.*, 2008).

Já o Terreno Cabo Frio compreende ortognaisses paleoproterozoicos com intrusões de anfibolitos e uma sequência metassedimentar de alto grau metamórfico composta por paragnaisses pelíticos e psamíticos, e intercalações lenticulares de rochas calciossilicáticas e anfibolitos (Schmitt *et al.*, 2004; Heilbron *et al.*, 2008).

2.2.2.3. A Faixa Araçuaí

Após a inflexão das estruturas principais NE–SW (características do Cinturão Ribeira) para a orientação geral NNE–SSW (aproximadamente a norte da latitude 21°S), a faixa móvel do sudeste brasileiro recebe o nome de Faixa Araçuaí (a discussão sobre a adequabilidade dessa separação será apresentada no item subsequente 2.3.2.4).

Almeida F.F.M. (1977) definiu pioneiramente a Faixa Araçuaí como a faixa de dobramentos edificada paralelamente à margem sudeste do Cráton do São Francisco, durante a orogênese Brasileira. Esse trabalho pioneiro foi responsável pelo reconhecimento das principais feições estruturais e litoestratigráficas da Faixa Araçuaí.

Desde os anos de 1990, as subdivisões litoestratigráficas da Faixa Araçuaí seguiram a tendência das geociências brasileiras pós-Tectônica de Placas e na maioria dos casos são caracterizadas por termos interpretativos (por exemplo Pedrosa-Soares e Wiedemann-Leonardos, 2000; Pedrosa-Soares *et al.*, 2001; Alkmin *et al.*, 2006).

Alkmin *et al.* (2006) preferem denominar essa faixa móvel de Orógeno Araçuaí e propõem a divisão desse orógeno em sete assembleias litotectônicas (**Fig. 2.9**):

1) Embasamento pre-1,8 Ga: caracterizado por complexos metamórficos, granitóides e unidades supracrustais de idades arqueanas e paleoproterozoica, eventualmente retrabalhados pela orogênese Brasiliana;

2) Assembleia de rifte paleoproterozoico a mesoproterozoico: compreende as rochas metavulcânicas e metassedimentares do Supergrupo Espinhaço;

Figura 2.9: Distribuição das principais unidades litotectônicas do Orógeno Araçuaí e sua contraparte africana (Faixa West Congo). Extraída de Alkmin *et al.* (2006).

3) Assembleia de rifte e bacia oceânica neoproterozoica: consiste essencialmente nas rochas do Grupo Macaúbas, caracterizado por sucessões compostas de tilitos, diamictitos, arenitos, pelitos e rochas vulcânicas básicas subordinadas. Toda a sucessão apresenta-se metamorfisadas em fácies xisto verde. As porções mais distais do Grupo Macaúbas incluem espessas sequências de pelitos intercalados com turbiditos arenáceos, as quais formam a Formação Ribeirão da Folha. A Formação Ribeirão da Folha apresenta-se metamorfisadas em fácies anfibolito e inclui ainda, segundo os autores, assembleias ofiolíticas, caracterizadas pela presença de metabasaltos, *metachert*, formações ferríferas bandadas, metagabros, plagiogranitos e rochas metaultramáficas (Pedrosa-Soares *et al.*, 1998);

4) Depósitos plataformais e de antepaís (*foreland*): compreendem as rochas carbonáticas e pelíticas do Grupo Bambuí, os quais cobrem substancial parte do Cráton do São Francisco;

5) Granitos de idade neoproterozoica a cambriana inferior: essa assembleia litotectônica ocupa grande parte da porção central do orógeno com orientação geral N–S e foi dividida em cinco gerações magmáticas diferentes com significados tectônicos particulares, denominada de Suíte G1 a mais velha, e Suíte G5 a mais nova (Pedrosa-Soares & Wiedermann-Leonardos, 2000). Posteriormente, diversos trabalhos visaram o melhor entendimento do significado tectônico de cada suíte granítica, principalmente com a determinação de datações radiométricas e estudos isotópicos, sintetizados por Heilbron *et al.* (2004) da seguinte maneira: Suíte G1 (625–585 Ma) composta por tonalitos e granodioritos foliados com encaves máficos e dioríticos subordinados, interpretados como produto da atividade de arco magmático em margem continental relacionado à subducção; Suíte G2 (585–560 Ma) composta por granitos do tipo-S, interpretados como sin-colisionais; Suíte G3 (535–510 Ma) composto por leucogranitos peraluminosos, interpretados como representantes do magmatismo tardi- a pós-colisional; Suítes G4 e G5 (520–490 Ma) representados, respectivamente, por plutons pós-tectônicos, peraluminosos do tipo-S e cálcio-alcálicos do tipo I;

6) Complexos Paragnáissicos: consistem em dois complexos gnáissicos paraderivados, complexos Jequitinhonha e Paraíba do Sul, que afloram, respectivamente na porção nordeste e leste-sul do orógeno. Incluem gnaisses com variadas quantidades de minerais silicáticos peraluminosos, com intercalações subordinadas de gnaisses grafitosos, quartzitos, mármore e rochas calciosilicáticas. Metamorfismo que afetam essas rochas variam da fácies anfibolito a granulito.

7) Outras unidades metassupracrustais:

Formação Salinas: espesso pacote de rochas siliciclásticas (grauvacas, pelitos e conglomerados) metamorfisados em fácies xisto verde, aflorantes na porção norte do orógeno;

Grupo Dom Silvério: consiste em intercalações de xistos pelíticos, quartzitos, rochas ricas em manganês, formações ferríferas bandadas, anfibolitos e rochas ultramáficas, metamorfisadas em fácies xisto verde a anfibolito;

Grupo Rio Doce: composto essencialmente por xistos pelíticos.

Uma das principais observações atribuídas aos trabalhos pioneiros de F.F.M. Almeida na Faixa Araçuaí, foi o reconhecimento da vergência das estruturas da faixa móvel em direção ao Cráton do São Francisco. Alkmin *et al.* (2006) reitera esse reconhecimento pioneiro, porém divide ainda o Orógeno Araçuaí em diversos domínios estruturais com o intuito de melhor entender a evolução tectônica desse orógeno. No entanto, a estruturação principal da Faixa

Araçuaí é representada pela orientação geral das estruturas NNE–SSW e vergência predominante de leste para oeste.

2.2.2.4. O limite entre o Cinturão Ribeira e a Faixa Araçuaí

A distinção entre o Cinturão Ribeira e a Faixa Araçuaí representa, desde os anos de 1970, uma necessidade, tendo em vista as diferenças, principalmente estruturais, entre esses dois setores. Contudo, estudos geológicos e estruturais detalhados (Egydio-Silva *et al.*, 2005), assim como estudos de modelagem numérica (Vauchez *et al.*, 1994) demonstraram a inadequabilidade dessa distinção.

Vauchez *et al.* (1994) desenvolveu um modelo numérico com o intuito de modelar a influência de um bloco rígido e suas terminações em um orógeno colisional, comparando esses resultados com as observações geológicas obtidas no Cinturão Ribeira e na Faixa Araçuaí (**Fig. 2.10**). Os autores concluíram com esse estudo que, durante um evento colisional continente–continente, o contraste reológico entre um cráton resistente e os terrenos ao redor pode controlar extensão do esforço e o tipo de campo de esforços em uma ampla área continental. Com isso, a terminação de um bloco cratônico representaria uma heterogeneidade de primeira ordem e poderia causar um tipo indentação da litosfera, promovendo ainda a concentração dos esforços em zonas estreitas no limite com o bloco cratônico e zonas de cisalhamento mais amplas nas regiões da terminação do bloco rígido. Por fim, Vauchez *et al.* (1994) concluíram que a transição do Cinturão Ribeira e a Faixa Araçuaí é contínua e ininterrupta, passando de uma tectônica dominada por movimentos horizontais para uma tectônica, Na Faixa Araçuaí, dominada por movimentos verticais.

Estudos estruturais de ASM nas rochas da transição entre o Cinturão Ribeira e a Faixa Araçuaí corroboraram com as observações pontuadas anteriormente (Egydio-Silva *et al.*, 2005). Egydio-Silva *et al.* (2005) demonstraram que a transição entre os domínios dominados por transcorrência e dominados por cavalgamentos apresentam coexistência de movimentos transcorrentes e movimentos de cavalgamento em várias escalas (**Fig. 2.11**).

Em trabalho de doutoramento na mesma região, Karniol (2008) considera arbitrária a utilização do paralelo de latitude 21°S para a divisão entre o Cinturão Ribeira e a Faixa Araçuaí. O autor também atribui a variação longitudinal do quadro de deformação às condições de contorno do Cráton do São Francisco, e às variações reológicas transitórias impostas por taxas variadas de fusão parcial das rochas, admitindo tratar-se de um mesmo orógeno.

Figura 2.10: Na figura da esquerda é apresentado o mapa esquemático do Cinturão Ribeira/Araçuaí, demonstrando a cinemática dominante nos setores sul (transcorrência) e norte (cavalcamento). Na figura da direita é apresentado o modelo numérico desenvolvido para modelar a influência de um bloco rígido e de suas terminações no produto final da deformação e suas influências no estilo estrutural de cada setor. Modificadas de Vauchez *et al.* (1994) e Egydio-Silva & Vauchez (2011).

Recentemente, Egydio-Silva & Vauchez (2011) apresentaram de maneira enfática a transição progressiva entre o Cinturão Ribeira e a Faixa Araçuaí, considerando essa diferenciação apenas uma mudança no regime de esforços, de transpressional para contracional, durante a orogênese Brasileira.

Figura 2.11: Modelo ilustrando como a deformação e a cinemática varia ao longo dos diferentes domínios do Cinturão Ribeira (lado esquerdo representa a região central do Cinturão Ribeira e lado direito representa os domínios da Faixa Araçuaí). Extraído de Egydio-Silva *et al.* (2005).

2.2.3. Os Modelos Geotectônicos propostos: Interação plural de placas versus Tectônica extensional e Orogenia intraplaca

Admitindo a complexidade geológica e estrutural da Província Mantiqueira, como apresentada sucintamente acima, é de se esperar um grande volume de interpretações geotectônicas, ainda mais se considerarmos a heterogeneidade do conhecimento geológico ao longo de toda a província. Todavia, a grande parte das interpretações existentes são baseadas principalmente em dados geoquímicos discriminantes e idades radiométricas, amplamente utilizadas nas últimas duas décadas.

Com a consolidação da Tectônica de Placas, distintos panoramas de interações de placas, microcontinentes e terrenos foram propostos, essencialmente neste século. Atualmente, a maioria dos pesquisadores brasileiros consideram a Orogênese Brasileira como um mosaico diacrônico de interações entre placas (e/ou microplacas) e microcontinentes (ou terrenos) (Brito Neves e Cordani, 1991; Brito Neves *et al.*, 1999; Campos Neto, 2000; Campos Neto *et al.*, 2004; Campanha & Brito Neves, 2004; Heilbron *et al.*, 2004; Silva *et al.*, 2005; dentre outros).

Recentemente, entretanto, estudos das chamadas bacias do “Estágio de Transição” *sensu* Almeida F.F.M. (1969), de idade ediacarana a cambriana, sugerem que, entre 600 e 535 Ma, a região sul e central da Província Mantiqueira experimentavam um regime tectônico preferencialmente extensional e que os diferentes terrenos da “colagem orogênica brasileira” estariam unidos em uma única placa desde, pelo menos, essa época (Fragoso Cesar, 2008; Almeida R.P. *et al.*, 2010).

A seguir serão apresentados de maneira sucinta alguns modelos geotectônicos associados à interação plural e diacrônica de placas e o modelo geotectônico extensional com eventos compressionais associados à orogenia intracontinental.

2.2.3.1. Superposição de orogêneses: evolução geotectônica baseada no tipo e idade de magmatismo e metamorfismo

A partir dos anos de 1990, com o advento da Teoria da Tectônica de Placas, diversos pesquisadores brasileiros iniciaram a aplicação do novo paradigma da geotectônica, principalmente para os orógenos neoproterozoicos. Distintos modelos surgiram essencialmente no início do século XXI. Grande diversidade de modelos de interações entre placas e microplacas são encontradas na literatura, porém serão apresentados a seguir apenas alguns deles, principalmente os quais foram apresentados em artigos integradores e revisionais.

Frequentemente os modelos geotectônicos dos orógenos neoproterozoicos do sudeste brasileiro são apresentados de maneira segmentada, seguindo as subdivisões geográficas, o que dificulta um melhor entendimento da Orogênese Brasileira como um todo nessa região.

Na tentativa de desvendar a evolução geotectônica do “Sistema Orogênico Mantiqueira”, Campos Neto (2000) descreveu esse sistema como um conjunto de estruturas de orientação geral NE–SW controlado por zonas de cisalhamentos transcorrentes de alto ângulo e caracterizado por uma série de terrenos que colidiram diacronicamente contra as placas São Francisco–Rio de La Plata (amalgamadas entre 630 e 620 Ma), formando as orogêneses relacionadas à história de fechamento do Oceano Adamastor. Segundo Campos Neto (2000), ao longo de toda a Província Mantiqueira diversos episódios diacrônicos de subducção de crosta oceânica e consequentes colisões de microcontinentes marcaram a Orogênese Brasileira nessa região (**Fig. 2.12**).

Em trabalho revisional e integrador, baseado principalmente em dados radiométricos, Silva *et al.* (2005) distribuíram a “colagem orogênica multi-episódica” da Província Mantiqueira em um sistema de orógenos com três fases principais: Brasileiro I, Brasileiro II e Brasileiro III (**Fig. 2.3**). No Sistema Orogênico Brasileiro I, Silva *et al.* (2005) incluíram o Orógeno São Gabriel, no Rio Grande do Sul, e a acreção do Terreno Embu (*cf.* Campos Neto, 2000 e Cordani *et al.*, 2002), associados a dois eventos colisionais com clímax, respectivamente, 730–700 Ma e 790(?) Ma. No Sistema Orogênico Brasileiro II foram incluídos o Orógeno Dom Feliciano (640–620 Ma), o Orógeno Paranapiacaba (com clímax entre 610–600 Ma), o Orógeno Rio Piên (com clímax entre 605–695 Ma) e o Cinturão Granítico Costeiro (com clímax próximo a 615 Ma) (Silva *et al.*, 2005). Segundo esses autores, essas orogêneses são associadas a geração de arcos magmáticos e colisões de microcontinentes junto ao cráton pré-estabelecido à oeste. O Sistema Orogênico Brasileiro III representaria os últimos eventos colisionais relacionados à Orogênese Brasileira na região e agrupa os orógenos Araçuaí (clímax colisional entre 595–560 Ma) e Búzios (com clímax entre 530–500 Ma).

A grande maioria dos trabalhos relacionados aos modelos de interações plurais entre placas para a Província Mantiqueira, interpretam as bacias ediacaranas a cambrianas como bacias de antepaís ou bacias tardi- a pós-orogênicas, frequentemente associadas a bacias de *pull-apart*.

Alkmin *et al.* (2006) apresentaram ainda a proposta de “Tectônica Quebra-Nozes” para o Orógeno Araçuaí. Dentro desse conceito os autores argumentam que o oceano Adamastor nessa região representava um oceano restrito com porção ensiálica no seu extremo

norte (“Ponte Bahia–Congo”). Segundo os autores, esse oceano teria se desenvolvido até a extensão de poucas centenas de quilômetros e teria se fechado formando um arco magmático com a subducção de crosta oceânica até a colisão das margens do Cráton do São Francisco e do Cráton do Congo.

Figura 2.12: Esquema da paleogeografia e interações de placas e microcontinentes com as possíveis zonas de consumo (subducção) de crosta oceânica a aproximadamente 590 Ma. Extraído de Campos Neto (2000).

A evolução diacrônica da Orogênese Brasileira, no entanto, é centro de grande debate atualmente com relação à cinemática das interações entre placas e zonas de interferência entre

essas diversas interações (Campos Neto & Figueiredo, 1995; Campos Neto, 2000; Basei *et al.*, 2000; Trouw *et al.*, 2000; Heilbron & Machado, 2003; Schmitt *et al.*, 2004; Passarelli *et al.*, 2011; Faleiros *et al.*, 2011; dentre outros). Observando as distintas propostas de paleogeografia para os orógenos neoproterozoicos do sudeste brasileiro, reconhece-se hipóteses de subducção nas duas margens dos batólitos graníticos interpretados como remanescentes de arcos magmáticos (ver, por exemplo, Basei *et al.*, 2000 em contraposição a Chemale Jr. *et al.*, 2011).

Há a necessidade, todavia, de revisões críticas às diversas interpretações de ambientações tectônicas das principais unidades geológicas da Província Mantiqueira, sobretudo com a ampliação de estudos detalhados de áreas-chave para essas interpretações, com o intuito principal de reduzir a carga interpretativa e especulativa dos modelos geotectônicos existentes.

2.2.3.2. Tectônica e sedimentação: estilos estruturais e tipos de bacias sedimentares como ferramentas para a interpretação geotectônica

Apesar da grande maioria dos modelos existentes para os orógenos neoproterozoicos do sudeste brasileiro vincularem os processos magmáticos e metamórficos brasileiros como resultado de diversos eventos de interações de placas e microplacas, Fragoso Cesar (2008) apresentou recentemente um modelo diferente para a evolução da Orogênese Brasiliana. O autor discute a existência do oceano Adamastor e argumenta que a única interação interplacas neoproterozoica no sul e sudeste brasileiro é representada pelo Orógeno São Gabriel, vinculado ao fechamento do oceano Charrua, e que o Cinturão Dom Feliciano, Cinturão Ribeira e a Faixa Araçuaí corresponderiam a um Orógeno Neoproterozoico intracontinental.

Em estudo detalhado das bacias vulcanossedimentares do sul–sudeste brasileiro, de idade ediacarana a cambriana (**Fig. 2.13**), Almeida R.P. *et al.* (2010) propuseram a existência de um sistema de riftes a partir de 600 Ma, ativo até 530 Ma, ao longo da costa leste uruguaia e a costa sul–sudeste brasileira. Bacias individuais desse sistema contínuo de riftes com extensão de mais de 1500 km, ocorrem indiscriminadamente em blocos cratônicos, faixas móveis neoproterozoicas, terrenos de arcos de ilhas juvenis e granitos sin-orogênicos (**Fig. 2.14**), revelando que toda a porção sul da Província Mantiqueira estava unida em uma única placa desde aproximadamente 600 Ma (Almeida R.P. *et al.*, 2010).

Segundo Almeida R.P. *et al.* (2010), as estruturas deformacionais nas bacias ediacaranas a cambrianas são associadas à inversões das bacias, vinculados a um evento compressional de SH_{máx} de orientação ~ NW–SE, durante o Cambriano Inferior (**Fig. 2.15**).

Segundo os autores, estruturas deformacionais dessas bacias podem ter sido erroneamente interpretados como estruturas formadoras da bacia, o que pode ter causado a falsa impressão de que essas bacias correspondiam a bacias de antepaís.

Figura 2.13: Mapa esquemático do sistema de bacias do Ediacarano ao Cambriano do sudeste da América do Sul e as principais divisões da porção sul da Província Mantiqueira. Extraído de Almeida R.P. *et al.* (2010).

Figura 2.14: Reconstrução do evento extensional do Ediacarano Médio ao Superior no sudeste da América do Sul, afetando indiscriminadamente todos os elementos da colagem orogênica do Criogeniano ao Ediacarano Inferior na região. Extraída de Almeida R.P. *et al.* (2010).

Figura 2.15: Seções geológicas esquemáticas das três principais bacias do sistema de bacias ediacaranas a cambrianas do sudeste da América do Sul, ilustrando a reativação das falhas

originalmente normais (formadoras da bacia) por uma compressão NW–SE no Cambriano Inferior, como falhas transcorrentes ou inversas, dependendo a orientação da falhas pré-existentes. Extraída de Almeida R.P. *et al.* (2010).

Referências Bibliográficas

- Alkmim, F.F., Marshak, S., Pedrosa-Soares, A.C., Peres, G.G., Cruz, S., Whittington, A., 2006. Kinematic evolution of the Araçuaí-West Congo orogen in Brazil and Africa: Nutcracker tectonics during the Neoproterozoic assembly of Gondwana. *Precambrian Research* **149**, 43–64.
- Almeida, F.F.M., 1967. Origem e evolução da plataforma brasileira. *Boletim DNPM/DGM* **241**, 36 p.
- Almeida, F.F.M. 1969. Diferenciação Tectônica da Plataforma Brasileira. In: XXIII Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador, Anais, SBG, 29–46.
- Almeida, F.F.M., 1977. O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências* **7**, 349–364.
- Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B., Fuck, R.A., 1977. Províncias Estruturais Brasileiras. In: VIII Simpósio de Geologia do Nordeste, Campina Grande, Atas, SBG, 363–391.
- Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B., Fuck, R.A., 1981. Brazilian Structural Provinces: an introduction. *Earth-Science Reviews* **17**, 1–29.
- Almeida, R.P., Janikian, L., Fragoso-Cesar, A.R.S., Fambrini, G.L., 2010. The Ediacaran to Cambrian Rift System of Southeastern South America: Tectonic Implications. *The Journal of Geology* **118**, 145–161.
- Alves, A., 2009. Petrogênese de plútons graníticos do leste paulista: Geocronologia, Geoquímica Elemental e Isotópica. Tese de Doutorado, inédita. Instituto de Geociências - Universidade de São Paulo.
- Babinski, M., Chemale Jr., F., Hartmann, L.A., Van Schmus, W.R., Silva, L.C., 1996. Juvenile accretion at 750–700 Ma in southern Brazil. *Geology* **24**, 439–442.
- Babinski, M., Chemale Jr., F., Van Schmus, W.R., Hartmann, L.A., Silva, Da L.C., 1997. U–Pb and Sm–Nd geochronology of the Neoproterozoic granitic-gneissic Dom Feliciano Belt, southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* **10**, 263–274.
- Basei, M.A.S., 1985. O Cinturão Dom Feliciano em Santa Catarina. Tese de Doutorado, inédita. Instituto de Geociências - Universidade de São Paulo.
- Basei, M.A.S., Citroni, S.B., Siga Jr, O., 1998. Stratigraphy and age of Fini-Proterozoic basins of Paraná and Santa Catarina States, southern Brazil. *Boletim IG-USP - Série Científica* **29**, 195–216.
- Basei, M.A.S., Siga Jr., O., Masquelin, H., Harara, O.M., Reis Neto, J.M., Preciozzi, F.P., 2000. The Dom Feliciano Belt of Brasil and Uruguay and its foreland domain, the Rio de La Plata Craton: framework, tectonic evolution and correlation with similar provinces of southwestern Africa. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (Eds.). *Tectonic Evolution of South America*, 311–334.
- Basei, M.A.S., Frimmel, H.E., Nutman, A.P., Preciozzi, F., Jacob, J., 2005. A connection between the Neoproterozoic Dom Feliciano (Brazil/Uruguay) and Gariep

- (Namibia/South Africa) orogenic belts: evidence from a reconnaissance provenance study. *Precambrian Research* **139**, 195–221.
- Basei, M.A.S., Frimmel, H.E., Nutman, A.P., Preciozzi, F., 2008. West Gondwana amalgamation based on detrital zircon ages from Neoproterozoic Ribeira and Dom Feliciano belts of South America and comparison with coeval sequences from SW Africa. In: Pankhurst, R.J., Trouw, R.A.J., De Brito Neves, B.B., De Wit, M.J. (Eds.). *West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region*, London. Geological Society, London, Special Publication **294**, 239–256.
- Basei, M.A.S., Brito Neves, B.B., Siga Jr, O., Babinski, M., Pimentel M.M., Tassinari, C.C.G., Hollanda, M.H.B., Nutman, A., Cordani, U.G., 2010. Contribution of SHRIMP U–Pb zircon geochronology to unravelling the evolution of Brazilian Neoproterozoic fold belts. *Precambrian Research* **183**, 112–144.
- Bento dos Santos, T.M., Munhá, J.M., Tassinari, C.C.G., Fonseca, P.E., Dias Neto, C., 2010. Thermochronology of central Ribeira Fold Belt, SE Brazil: Petrological and geochronological evidence for high-temperature maintenance during Western Gondwana amalgamation. *Precambrian Research* **180**, 285–298.
- Bento dos Santos, T.M., Munhá, J.M., Tassinari, C.C.G., Fonseca, P.E., Dias Neto, C., 2011a. Metamorphic P–T evolution of granulites in the central Ribeira Fold Belt, SE Brazil. *Geosciences Journal* **15**, 27–51.
- Bento dos Santos, T.M., Munhá, J.M., Tassinari, C.C.G., Fonseca, P.E., 2011b. The link between partial melting, granitization and granulite development in central Ribeira Fold Belt, SE Brazil: New evidence from elemental and Sr–Nd isotopic geochemistry. *Journal of South American Earth Sciences* **31**, 262–278.
- Bistrichi, C.A., Carneiro, C.D.R., Dantas, A.S.L., Ponçano, W.L., Campanha, G.A.C., Nagata, N., Almeida, M.A., Stein, D.P., Melo, M.S., Cremonini, A.C., 1981. Mapa Geológico do Estado de São Paulo, 1:500.000. *Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo (IPT)*, nota explicativa.
- Brito Neves, B.B. e Cordani, U.G., 1991. Tectonic evolution of South America during Late Proterozoic. *Precambrian Research* **33**, 23–40.
- Brito Neves, B.B., Campos Neto, M.C., Fuck, R.A., 1999. From Rodinia to Western Gondwana: an approach of the Brasiliano-PanAfrican Cycle and orogenic collage. *Episodes* **22**, 155–166.
- Boué, A., 1874. Über den Begriff und die Bestandteile einer Gebirgskette, besonders über die sogenannten Urketten, sowie die Gebirgssysteme-Vergleichung der Erde- und Mondes-Oberfläche. *Sitzber. Akad. Wiss. Wien* **69**, 237–303.
- Campanha, G.A.C. e Sadowski, G.D., 1999. Tectonics of the southern portion of the Ribeira Belt (Apiaí Domain). *Precambrian Research* **98**, 31–51.
- Campanha, G.A.C. e Brito Neves, B.B., 2004. Frontal and oblique tectonics in the Brazilian shield. *Episodes* **27**, 255–259.
- Campanha, G.A.C., Basei, M.A.S., Tassinari, C.C.G., Nutman, A.P., Faleiros, F.M., 2008. Constraining the age of the Iporanga Formation with SHRIMP U–Pb zircon: implications for possible Ediacaran glaciation in the Ribeira Belt, SE Brazil. *Gondwana Research* **13**, 117–125.

- Campos Neto, M.C., 2000. Orogenic systems from Southwestern Gondwana: an approach to Brasiliano–Pan African Cycle and orogenic collage in Southeastern Brazil. *In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (Eds.). Tectonic Evolution of South America*, 335–368.
- Campos Neto, M.C. e Figueiredo, M.C.H., 1995. The Rio Doce Orogeny, Southeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* **8**, 143–162.
- Campos Neto, M.C., Basei, M.A.S., Vlach, S.R.F., Caby, R., Szabó, G.A.J., Vasconcelos, P., 2004. Migração de Orógenos e Superposição de Orogêneses: um esboço da colagem brasileira no Sul do Cráton do São Francisco, SE - Brasil. *Geologia USP - Série Científica* **4**, 13–40.
- Chemale Jr., F., Hartmann, L.A., Silva, L.C., 1995. Stratigraphy and Tectonism of the Precambrian to Early Paleozoic units of Southern Brazil and Uruguay - Excursion Guidebook. *Acta Geologica Leopoldinensia* **42**, 4–115.
- Citroni, S.B., Basei, M.A.S., Siga Jr., O., Reis Neto, J.M., 2001. Volcanism and Stratigraphy of the Neoproterozoic Campo Alegre Basin, SC, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* **73**, 581–597.
- Cordani, U.G., Coutinho, J.M.V., Nutman, A.P., 2002. Geochronological constraints on the evolution of the Embu Complex, São Paulo, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* **14**, 903–910.
- Delgado, I.M., Souza, J.D., Silva, L.C., Silveira Filho, N.C., Santos, R.A., Pesdreira, A.J., Guimarães, T., Angelin, L.A.A., Vasconcelos, A.M., Gomes, I.P., Lacerda Filho, J.V., Valente, C.R., Perrotta, M., Heineck, C.A., 2003. Geotectônica do Escudo Atlântico. *In: Bizzi, L.A., Schobbenhauss, C., Vidotti, R.M., Gonçalves, J.H. (Eds.), Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. CPRM, Editora UnB, 227–234.
- Dennis, J.G., 1982. *Orogeny*. Hutchinson Ross Publishing Company, 379p.
- Dewey, J.F. e Bird, J.M., 1970. Mountain Belts and the New Global Tectonics. *Journal of Geophysical Research* **75**, 2625–2647.
- Dias Neto, C.M., 2001. Evolução tectono-termal do Complexo Costeiro (Faixa de Dobramentos Ribeira) em São Paulo. Tese de Doutorado, inédita. Instituto de Geociências - Universidade de São Paulo.
- Egydio-Silva, M. E Vauchez, A., 2011. Connecting the Araçuaí and Ribeira belts (SE-Brazil): Progressive transition from contractional to transpressive strain regime during the Brasiliano orogeny. *In: Gondwana* **14**, Buzios.
- Egydio-Silva, M., Vauchez, A., Bascou, J., Hippertt, J., 2002. High-temperature deformation in the Neoproterozoic transpressional Ribeira belt, southeast Brazil. *Tectonophysics* **352**, 203–224.
- Faleiros, F.M., Campanha, G.A.C., Martins, L., Vlach, S.R.F., Vasconcelos, P.M., 2011. Ediacaran high-pressure collision metamorphism and tectonics of the southern Ribeira Belt (SE Brazil): evidence for terrane accretion and dispersion during Gondwana assembly. *Precambrian Research* **189**, 263–291, doi:10.1016/j.precamres.2011.07.013.
- Fernandes J.A., 1991. O Complexo Embu no leste do Estado de São Paulo: contribuição ao conhecimento da litoestratigrafia e da evolução estrutural e metamórfica. Dissertação de Mestrado, inédita. Instituto de Geociências - Universidade de São Paulo.

- Fernandes, L.A.D., Tomasi, A., Porcher, C., 1992. Deformation patterns in the South Brazilian branch of the Dom Feliciano Belt: a reappraisal. *Journal of South American Earth Sciences* **5**, 77–96.
- Florisbal, L.M., 2011. Petrogênese de granitos sintectônicos em ambiente pós-colisional do Escudo Catarinense: estudo integrado de geologia estrutural, geoquímica elemental e isotópica Sm-Nd-Pb e geocronologia U-Pb em zircão. Tese de Doutorado, inédita. Instituto de Geociências - Universidade de São Paulo.
- Fragoso César, A.R.S., 1991. Tectônica de Placas no Ciclo Brasileiro: as orogenias dos cinturões Dom Feliciano e Ribeira no Rio Grande do Sul. Tese de Doutorado, inédita. Instituto de Geociências - Universidade de São Paulo.
- Fragoso Cesar, A.R.S., 1980. O Cráton Rio de La Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio-Sul-Riograndense. *In: XXXI Congresso Brasileiro de Geologia, Anais* **5**. Camboriú, SBG, 2879–2892.
- Fragoso-Cesar, A.R.S., Fambrini, G.L., Almeida, R.P., Pelosi, A.P.M.R., Janikian, L., Riccomini, C., Machado, R., Nogueira, A.C.R., Saes, G.S., 2000. The Camaquã extensional basin: Neoproterozoic to Early Cambrian sequences in southernmost Brazil. *Revista Brasileira de Geociências* **30**, 438–441.
- Fragoso Cesar, A.R.S., Almeida, R.P., Fambrini, G. L., Pelosi, A.P.M.R., Janikian, L. 2003. A Bacia Camaquã: um sistema intracontinental anorogênico de rifts do Neoproterozóico III. Eopaleozóico no Rio Grande do Sul. *In: I Encontro sobre a Estratigrafia do Rio Grande do Sul, Boletim de Resumos*. Porto Alegre, SBG, 139–144.
- Fragoso Cesar, A.R.S., 2008. Novas considerações sobre o ciclo Brasileiro. *In: XLIV Congresso Brasileiro de Geologia, Anais*, Curitiba, SBG, 28.
- Fuck, R.A., Brito Neves, B.B., Schobbenhaus, C., 2008. Rodinia descendentes in South America. *Precambrian Research* **160**, 108–126.
- Gilbert, G.K., 1890. *Lake Boneville*. USGS Monographs N° 1. Government Printing Office, 438p.
- Gordon, R.G., 1998. The Plate Tectonic approximation: Plate Nonridigity, Diffuse Plate Boundaries and Global Plate Reconstructions. *Annual Review Earth Planetary Science* **26**, 615–642.
- Hartmann, L.A., Silva, L.C., Orlandi Filho, V., 1979. Complexo Granulítico de Santa Catarina: Descrição e implicações genéticas. *Acta Geologica Leopoldinensia* **6**, 93–112.
- Hartmann, L.A., Santos, J.O.S., Mcnaughton, N.J., Vasconcellos, M.A.Z., Silva, L.C., 2000. Ion Microprobe (SHRIMP) dates complex granulite from Santa Catarina, southern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* **72**, 559–572.
- Hasui, Y. e Sadowski, G.R. 1976. Evolução geológica do Pré-Cambriano na região sudeste do Estado de São Paulo. *Revista Brasileira de Geociências* **6** (3), 182–200.
- Hasui, Y., Carneiro, C.D.R., Coimbra, A.M., 1975. The Ribeira Folded Belt. *Revista Brasileira de Geociências* **5**, 257–266.
- Heilbron, M. e Machado, N., 2003. Timing of terrane accretion in the Neoproterozoic–Eopaleozoic Ribeira belt, SE Brazil. *Precambrian Research* **125**, 87–112.

- Heilbron, M., Pedrosa-Soares, A.C., Campos Neto, M., Silva, L.C., Trouw, R.A.J., Janasi, V.C., 2004. A Província Mantiqueira. *In: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., Brito Neves, B.B. (Eds.). O desvendar de um continente: a moderna geologia da América do Sul e o legado da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, 203–234.
- Heilbron, M., Valeriano, C.M., Tassinari, C.C.G., Almeida, J.C.H., Tupinamba, M., Siga Jr, O., Trouw, R.A.J., 2008. Correlation of Neoproterozoic terranes between Ribeira Belt, SE Brazil and its African counterpart: comparative tectonic evolution and open questions. *In: Pankhurst, R.J., Trouw, R.A.J., Brito Neves, B.B., De Wit, M.J. (Eds.). West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region. Geological Society, London, Special Publications* **294**, 211–238.
- Janasi, V.A., Leite, R.J., Van Schmus, W.R., 2001. U-Pb chronostratigraphy of the granitic magmatism in the Agudos Grandes Batholith (West of São Paulo, Brazil) - implications for the evolution of the Ribeira Belt. *Journal of South American Earth Sciences* **14**, 363–376.
- Janasi, V.A., Alves, A., Vlach, S.R.F., 2003. Granitos peraluminosos da porção central da Faixa Ribeira, Estado de São Paulo: sucessivos eventos de reciclagem da crosta continental no neoproterozoico. *Geologia USP - Série Científica* **3**, 13–24.
- Janasi, V.A., Vlach, S.R.F., Campos Neto, M.C., Ulbrich, H.H.G.J., 2009. Associated A-type subalkaline and high-K calc-alkaline granites in the Itu Granite Province, southeastern Brazil: Petrological and Tectonic significance. *The Canadian Mineralogist* **47**, 1505–1526.
- Janikian, L., Almeida, R.P., Fragoso Cesar, A.R.S., Fambrini, G.L., 2003. Redefinição do Grupo Bom Jardim (Neoproterozóico III) em sua área-tipo: litoestratigrafia, paleogeografia e significado tectônico das sucessões vulcano-sedimentares do Supergrupo Camaquã, RS. *Revista Brasileira de Geociências* **33**, 349–362.
- Jost, H. e Hartmann, L.A., 1984. A Província Mantiqueira - Setor Meridional. *In: Almeida, F.F.M. & Hasui, Y. (Eds.), 1984. O Pré-Cambriano do Brasil*, São Paulo, Edgard Blücher, 345–368.
- Juliani, C., 1993. Geologia, petrogênese e aspectos metalogenéticos dos grupos Serra do Itaberaba e São Roque na região das serras do Itaberaba e da Pedra Branca, NE da cidade de São Paulo, SP. Tese de Doutorado, inédita. Instituto de Geociências - Universidade de São Paulo.
- Juliani, C. e Beljavskis, P., 1995. Revisão da litoestratigrafia da Faixa São Roque/Serra do Itaberaba (SP). *Revista do Instituto Geológico* **16**, 33–58.
- Juliani, C., Beljavskis, P., Schorscher J.H.D., 1986. Petrogênese do vulcanismo e aspectos metalogenéticos associados: Grupo Serra do Itaberaba na região de São Roque. *In: XXXIV Congresso Brasileiro de Geociências, Anais* **2**. Goiânia, SBG, 730–743.
- Juliani, C., Hackspacher, P., Dantas, E.L., Fetter, A.H., 2000. The mesoproterozoic volcano-sedimentary Serra do Itaberaba Group of the Central Ribeira Belt, São Paulo State, Brazil: implications for the age of the overlying São Roque Group. *Revista Brasileira de Geociências* **30**, 82–86.

- Karniol, T.R., 2008. Tectônica da conexão do Cinturão Ribeira com a Faixa Araçuaí - Divisa Rio de Janeiro/Espírito Santo. Tese de Doutorado, inédita. Instituto de Geociências - Universidade de São Paulo.
- Neves, S.P., Bruguier, O., Vauchez, A., Bosch, D., Silva, J.M.R., Mariano, G., 2006. Timing of crust formation, deposition of supracrustal sequences, and Transamazonian and Brasiliano metamorphism in the East Pernambuco belt (Borborema Province, NE Brazil): implications for western Gondwana assembly. *Precambrian Research* **149**, 197–216.
- Pedrosa-Soares, A.C. e Wiedemann-Leonardos, C.M., 2000. Evolution of the Araçuaí Belt and its connection to the Ribeira Belt, Eastern Brazil. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (Eds.). *Tectonic Evolution of South America*, 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.M., Pinto, C.P., 2001. The Araçuaí–West Congo orogen in Brazil: An overview of a confined orogen formed during Gondwanaland assembly. *Precambrian Research* **110**, 307–323.
- Philipp, R.P., Mallmann, G., Bitencourt, M.F., Souza, E.R., Souza, M.M.A., Liz, J.D., Wild, F., Arendt, S., Oliveira, A., Duarte, L., Rivera, C.B., Prado, M., 2004. Caracterização litológica e evolução metamórfica da porção leste do Complexo Metamórfico Brusque, Santa Catarina. *Revista Brasileira de Geociências* **34**, 21–34.
- Porada, H., 1979. The Damara-Ribeira orogen of the Pan African-Brasiliano cycle in Namibia (southwest Africa) and Brazil as interpreted in terms of continental collision. *Tectonophysics* **57**, 237–265.
- Raimondo, T., Collins, A.S., Hand, M., Walker-Hallam, A., Smithies, R.H., Evins, P.M., Howard, H.M., 2010. The anatomy of a deep intracontinental orogen. *Tectonics* **29**, doi:10.1029/2009TC002504.
- Raimondo, T., Clarke, C., Hand, M., Faure, K., 2011. Assessing the geochemical and tectonic impacts of fluid–rock interaction in mid-crustal shear zones: a case study from the intracontinental Alice Springs Orogen, central Australia. *Journal of Metamorphic Geology* **29**, 821–850, doi:10.1111/j.1525-1314.2011.00944.x.
- Raimondo, T., Hand, M. and Collins, W.J., 2014. Compressional intracontinental orogens: Ancient and modern perspectives. *Earth-Science Reviews*, **130**, 128–153.
- Schmitt, R.S., Trouw, R.A.J., Van Schmus, W.R., Pimentel, M.M., 2004. Late amalgamation in the central part of West Gondwana: new geochronological data and the characterization of a Cambrian orogeny in the Ribeira Belt —SE Brazil. *Precambrian Research* **133**, 29–61.
- Sengör, A.M.C., 1990. Plate Tectonics and Orogenic Research after 25 years: A Tethyan Perspective. *Earth-Sciences Review* **27**, 1–201.
- Siga Jr., O., 1995. Domínios tectônicos do sudeste do Paraná e nordeste de Santa Catarina: geocronologia e evolução crustal. Tese de Doutorado, inédita. Instituto de Geociências - Universidade de São Paulo.

- Silva, Da L.C., Hartmann, L.A., Mcnaughton, N.J., Fletcher, I.R., 1999. SHRIMP U–Pb dating of Neoproterozoic granitic magmatism and collision in the Pelotas Batholith, southernmost Brazil. *International Geological Review* **41**, 531–551.
- Silva, L.C., Mcnaughton, N., Armstrong, R., Hartmann, L., Fletcher, I., 2005. The Neoproterozoic Mantiqueira Province and its African connections. *Precambrian Research* **136**, 203–240.
- Teixeira, A.L., Gaucher, C., Paim, P.S.G., Fonseca, M.M., Parente, C.V., Silva Filho, W.F., Almeida, A.R., 2004. Bacias do Estágio da Transição da Plataforma Sul-Americana. *In: Mantesso Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., Brito Neves, B.B., (Eds.). O desvendar de um continente: a moderna geologia da América do Sul e o legado da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, 487–537.
- Trouw, R.A.J., Heilbron, M., Ribeiro, A., Paciullo, F.V.P., Valeriano, C.M., Almeida, J.C.H., Tupinambá, M., Andreis, R.R., 2000. The central segment of the Ribeira Belt. *In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (Eds.). Tectonic Evolution of South America*, 287–310.
- Vaucher, A., Tommasi, A., Egydio-Silva, M., 1994. Self-indentation of continental lithosphere. *Geology* **22**, 967–970.
- Vaucher, 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.

Capítulo 3 – CONTEXTO GEOLÓGICO

3.1. Introdução

A área estudada insere-se no contexto do Cinturão Ribeira (Hasui *et al.*, 1975), segmento central da Província Mantiqueira (*cf.* Almeida F.F.M. *et al.*, 1981) (**Fig. 3.1**). Como apresentado no capítulo anterior, o Cinturão Ribeira compreende rochas ortognaissicas paleoproterozoicas, sequências metavulcanossedimentares de idades mesoproterozoicas e neoproterozoicas e grande volume de magmatismo granítico Ediacarano (por ex. Campanha & Sadowski, 1999; Juliani *et al.*, 2000; Heilbron *et al.*, 2008; Janasi *et al.*, 2001). Bacias vulcanossedimentares ediacaranas a cambrianas do tipo rifte também ocorrem ao longo do cinturão (por ex. Almeida R.P. *et al.*, 2010). A divisão geográfica do Cinturão Ribeira, nas porções Sul, Central e Norte, não seguem limites geológico/geotectônicos bem definidos, no entanto auxilia para efeitos descritivos. A área de estudo localiza-se na porção central do Cinturão Ribeira.

3.2. Cinturão Ribeira Central

Na região do Estado de São Paulo, o Cinturão Ribeira Central é constituído por três domínios geológicos distribuídos em faixas paralelas orientadas NE-SW, denominados, de norte a sul, domínios São Roque-Serra do Itaberaba, Embu e Costeiro (**Fig. 3.2**). O limite entre esses domínios são definidos por grandes zonas de cisalhamento, entretanto o posicionamento desses limites e a continuidade física dessas estruturas são temas de debate (ver discussões no próximo item e **Capítulo 4**). O Domínio São Roque-Serra do Itaberaba é caracterizado pelos grupos Serra do Itaberaba e São Roque, de idades mesoproterozoicas e neoproterozoicas, respectivamente (Juliani *et al.*, 2000). Os domínios Embu e Costeiro, por sua vez, são compostos pelos complexos homônimos (Bistrichi *et al.*, 1981).

3.3. Os Complexos Embu e Costeiro: Arcabouço Geológico e Significado Tectônico

Os conceitos geotectônicos e cronológicos elaborados pelo Prof. H. Ebert ao longo das décadas de 1950, 60 e início de 70, constituem um marco geológico na geologia do sudeste brasileiro. Segundo Bistrichi *et al.* (1981), as grandes unidades geológicas definidas por Ebert (principalmente nos trabalhos de 1968 e 1971) vêm sendo mantidas em traços gerais, sob novos nomes.

Bistrichi *et al.* (1981), no mapa geológico do Estado de São Paulo, dividiram o Grupo Paraíba, definido por Ebert (1971), em Complexo Paraíba do Sul, a norte, e Grupo Açunguí, composto pelos complexos Embu e Pilar, a sul. A Zona Central Migmatítica, descrita por

Ebert (1968) ao longo do litoral norte do Estado de São Paulo, foi redefinida como Complexo Costeiro por Bistrichi *et al.* (1981) e Hasui & Oliveira (1984).

Figura 3.1: Mapa tectônico e principais unidades geológicas da Província Mantiqueira. Figura no canto superior esquerdo mostra a situação da Província Mantiqueira e dos cratons no Gondwana Ocidental. Abreviações: AM, Craton Amazônico; ANG, Bloco Angola; CO, Craton Congo; KA, Craton Kalahari; LA, Craton Luis Alves; PP, Bloco Paranapanema; RA, Bloco Rio Apa; RP, Craton Rio de La Plata; SL, Craton São Luis; WA, Craton West Africa.

Figura 3.2: Mapa geológico regional das porções sul e central do Cinturão Ribeira, com as principais zonas de cisalhamento indicadas. Para localização, ver Figura 3.1. Abreviações: SP, cidade de São Paulo city; CT, cidade de Curitiba; SR-SI, São Roque-Serra do Itaberaba. No retângulo tracejado é mostrada a área de estudo.

Nos últimos 40 anos, no entanto, distintas configurações e propostas foram apresentadas para dividir o Precambriano paulista em conjuntos e blocos (ou domínios) geológicos, separados por grandes falhas transcorrentes (Hasui & Sadowski, 1976; Hasui *et al.*, 1977; Hasui, 1983; Hasui & Oliveira, 1984; Campos Neto & Figueiredo, 1995; Campanha & Sadowski, 1999; Campos Neto, 2000; Campos Neto *et al.*, 2004; Passarelli *et al.*, 2004; Campanha *et al.*, 2008; Alves, 2009; Faleiros *et al.*, 2011). Inicialmente, Hasui & Sadowski (1976) compartimentaram os arredores da cidade de São Paulo em três conjuntos, denominados, de norte para sul, Conjunto São Roque (limitado pelas falhas Itu/Jundiuvira e Taxaquara), Conjunto Paranapiacaba (região entre as falhas Taxaquara e Cubatão) e Conjunto Costeiro (região a sudeste da Falha Cubatão). Os autores subdividiram ainda esses conjuntos em blocos, também limitados por grandes falhas. A subdivisão do Conjunto Paranapiacaba nos blocos Cotia e Juquitiba, separados pela Falha Caucaia, seguiu sendo utilizada, sob novos nomes e conceitos, nas propostas de compartimentação mais recentes.

Nos trabalhos de Bistrichi *et al.* (1981) e Hasui & Oliveira (1984), as rochas metassedimentares do Conjunto Paranapiacaba foram agrupadas no Grupo Açungui, o qual

compreendia os complexos Pilar e Embu. O “Complexo Ectinítico Pilar” corresponderia às rochas metassedimentares de baixo e médio grau aflorantes nessa região, enquanto o “Complexo Migmatítico Embu” compreenderia as rochas metassedimentares migmatizadas (Hasui, 1975). Já os trabalhos posteriores tenderam a correlacionar as sequências metassedimentares do Supergrupo Açungui com as rochas do Complexo Pilar, limitando essas sequências à norte da Falha Caucaia (por exemplo, Campos Neto & Figueiredo, 1995; Campanha & Sadowski, 1999; Campos Neto, 2000). Seguindo a concepção desses autores, o Complexo Embu estaria limitado, à oeste da Bacia de São Paulo, entre as falhas Caucaia e Cubatão (**Fig. 2.7**).

Com a conceituação de superposição de orógenos e acreção de terrenos, Campos Neto & Figueiredo (1995) denominaram a região do Complexo Costeiro de Microplaca Serra do Mar, posteriormente citada como Terreno Serra do Mar (Campos Neto, 2000). Segundo Campos Neto (2000), o Complexo Embu estaria incluído no Terreno Juiz de Fora, o qual, conjuntamente com o Terreno Curitiba, compreenderia um fragmento crustal estreito e alongado composto, de modo geral, por rochas plutônicas intermediárias cálcio-alcalinas juvenis paleoproterozoicas, retrabalhadas no Neoproterozoico, com sequências metassedimentares associadas (complexos Embu e Paraíba do Sul no Terreno Juiz de Fora). Todavia, Vlach (2001) e Campos Neto *et al.* (2004) separaram o Complexo Embu do Terreno Juiz de Fora, definindo um contato indentado entre o Terreno Juiz de Fora e o recém-criado Terreno Embu. Essa conceituação segue sendo utilizada amplamente (Perrotta *et al.*, 2005; Alves, 2009; Faleiros *et al.*, 2011), entretanto a reavaliação de seu uso deve ser considerada.

Estudos de interpretação de lineamentos em modelo digital de terreno (imagens SRTM-90) da região sudeste do Estado de São Paulo proporcionam boas perspectivas para o entendimento, em escala regional, da continuidade das zonas de cisalhamentos transcorrentes que atravessam o Precambriano paulista. Dentre as diversas feições observadas na **Figura 3.3a**, sobressaem a grande densidade de lineamentos, principalmente na porção leste, o arranjo sigmoidal dos lineamentos e a dificuldade de delimitar em uma única linha as principais zonas de cisalhamento. Avaliando os lineamentos que representam a Zona de Cisalhamento Caucaia, é possível identificar que sua continuidade à leste da Bacia de São Paulo é compatível com a Zona de Cisalhamento Guararema (**Fig. 3.3**). Nos trabalhos integradores de Bistrichi *et al.* (1981) e Perrotta *et al.* (2005), todavia, a Zona de Cisalhamento de Guararema representa a continuidade, à leste da Bacia de São Paulo, da Zona de Cisalhamento (ou Falha) Taxaquara. Contrariamente à interpretação dos autores supracitados, a observação dos lineamentos em modelo digital de terreno sugere que a Zona

de Cisalhamento Taxaquara possui conexão física com a Zona de Cisalhamento Rio Jaguari (Fig. 3.3).

Considerando as observações expostas acima, sobretudo as questões relativas à continuidade da Zona de Cisalhamento Caucaia, a delimitação e o significado tectônico dos terrenos propostos nas duas últimas décadas, principalmente a situação do Terreno Embu, requerem uma reavaliação. Desse modo, com o desenvolvimento do presente trabalho pretende-se contribuir com essa reavaliação, visando o melhor entendimento da evolução das rochas aflorantes na região, essencialmente as constituintes dos complexos Embu e Costeiro.

Os complexos Embu e Costeiro possuem extensa área de exposição à leste da cidade de São Paulo. No entanto, apesar da facilidade de acesso, os estudos geológicos regionais e de detalhe concentraram-se apenas nas décadas de 1980 e 1990, e poucos trabalhos foram desenvolvidos na região recentemente.

O Complexo Embu na região entre as cidades de Paraibuna e Cunha, extremo leste do Estado de São Paulo, foi estudado por Fernandes (1991). A autora reconheceu uma unidade de ortognaisses migmatizados, a qual denominou Complexo Rio Capivari, e sugeriu que estes correspondessem ao embasamento das metassupracrustais do Complexo Embu na região. O Complexo Embu, por sua vez, foi subdividido pela autora em três unidades: Redenção da Serra, constituída essencialmente por gnaisses peraluminosos (granada-sillimanita-biotita gnaisses) e biotita gnaisses de composição tonalítica–granodiorítica, rochas calciossilicáticas e anfíbolitos subordinados; Rio Paraibuna que também possui todos os litotipos que ocorrem na Unidade Redenção da Serra, porém faz-se distinguível devido à abundância de “quartzitos placosos” em camadas métricas intercaladas a rochas calciossilicáticas e material de alteração argilosa; Rio Una sendo uma seqüência psamo-pelítica rítmica, constituída predominantemente de xistos ora mais micáceos, ora mais quartzosos em pacotes de metros a centímetros de espessura intercalados e quartzitos impuros subordinados (Fernandes, 1991).

Mesmo considerando que os contatos entre os complexos Embu e Rio Capivari sejam tectônicos, Fernandes (1991) sugere que as unidades Redenção da Serra e Rio Paraibuna correspondam às porções basais do Complexo Embu e constituam variações laterais de um mesmo ambiente deposicional, onde a Unidade Rio Paraibuna teria sido depositada em porções marginais da bacia. Para a autora, a Unidade Rio Una poderia ser a unidade de topo do Complexo Embu na região. Os contatos entre as unidades Redenção da Serra e Rio Paraibuna e a Unidade Rio Una são, na maior parte, tectônicos e correspondem a blastomilonitos e milonitos de zonas de cisalhamento transcorrentes (Fernandes, 1991).

Figura 3.3: Mapas sobre relevo sombreado de relevo (SRTM-90 m – Iluminação artificial em 315° N, com inclinação de 30°) com interpretação de lineamentos (a) e interpretação dos traços das principais zonas de cisalhamento (b) de parte do Cinturão Ribeira Central. Notar que a Zona de Cisalhamento Caucaia (4) possui continuidade física com a Zona de Cisalhamento Guararema (7).

O Complexo Embu (Unidade Rio Paraibuna) é delimitado a sudeste pelo Complexo Costeiro. As rochas do Complexo Costeiro apresentam intensa foliação blastomilonítica que, em conjunto com o contraste composicional em relação ao Complexo Embu, sugerem um importante contato tectônico entre ambos (Fernandes, 1991). No entanto, a autora descreveu unidades correlacionáveis ao Complexo Embu à sul da Zona de Cisalhamento Cubatão, considerando que essa estrutura não representaria o tal limite tectônico.

Dados U–Pb SHRIMP em zircão demonstraram que os migmatitos do Complexo Rio Capivari possuem paleossomas paleoproterozoicos (~2,0 Ga) formados a partir de rochas arqueanas (Babinski *et al.*, 2001). Nos dados radiométricos em zircão das amostras relacionados ao neossoma foram identificadas relíquias arqueanas e paleoproterozoicas com sobrecrecimentos neoproterozoicos (614–575 Ma), interpretados como idade do metamorfismo de alto de grau (Babinski *et al.*, 2001).

As datações geocronológicas disponíveis para o Complexo Embu compreendem dados U–Th–Pb em monazita (Vlach, 2001), dados U–Pb SHRIMP em zircão e Rb–Sr em rocha total e feldspatos (Cordani *et al.*, 2002). Vlach (2001) datou monazita em rochas gnáissicas paraderivadas e obteve idades de cerca de 790 Ma, interpretando-as como idade do metamorfismo regional principal que afetou o Complexo Embu. Idades mais novas, de cerca de 730 Ma, foram interpretadas como decorrência da abertura parcial do sistema isotópico da monazita, causada por eventos de cisalhamento rúptil–dútil posteriores ao pico metamórfico (Vlach, 2001). Grãos tardios de monazita apresentaram idades ainda mais novas (~ 590 Ma) com provável influência da intrusão regional de granitóides, aquecimento e possíveis dobramentos (Vlach, 2001). Os dados U–Pb e Rb–Sr em rochas gnáissicas ortoderivadas e pegmatitos levaram Cordani *et al.* (2002) a interpretar que há cerca de 810 Ma, rochas granodioríticas e tonalíticas poderiam ter sido formadas em um ambiente de arco magmático relacionado à subducção. Um evento termal mais jovem teria ocorrido há cerca de 700–650 Ma e o fechamento do sistema isotópico do feldspato há aproximadamente 560 Ma indicaria o término deste evento metamórfico de alta temperatura e da deformação dútil nessas rochas (Cordani *et al.*, 2002).

O Complexo Costeiro corresponde a uma unidade bastante heterogênea, que aflora na zona costeira do Estado de São Paulo, dominada por rochas metamorfisadas na fácies granulito a anfibolito, consideradas de idade arqueana (Bistrichi *et al.*, 1981). Predominam rochas migmatíticas, incluindo metatexitos e diatexitos de estruturas variadas, e faixas de rochas granulíticas, representadas por piroxênio granulitos, granulitos quartzo–feldspáticos, kinzigitos, charnockitos e rochas granito–gnáissicas com hiperstênio, localmente

migmatizadas, anfibolitos e serpentinitos associados. Rochas metaígneas de protólitos básicos e intermediários são frequentes, com destaque para as ocorrências de metadioritos, meta-quartzo gabros e meta-quartzo dioritos a sul do Reservatório de Paraibuna, e as rochas metabásicas a metaintermediárias com evidências de superposição de eventos metamórficos e fases distintas de migmatização, incluindo metagabros, metadioritos, meta-quartzo dioritos e ortoanfibolitos, denominadas de Complexo Bairro do Marisco (Bistrichi *et al.*, 1981).

Na conceituação de Campos Neto & Figueiredo (1995) e Campos Neto (2000), o Terreno Serra do Mar foi caracterizado pela predominância de migmatitos e corpos alongados de (granada)-biotita granitos com estruturas nebulíticas e *schlieren* variavelmente deformados (Campos Neto, 2000). Campos Neto & Figueiredo (1995) e Campos Neto (2000) admitem três segmentos crustais para o Terreno Serra do Mar, constituídos por uma unidade de rochas supracrustais à oeste, sobreposta por uma unidade central gnáissica–migmatítica e pela unidade granulítica–granítica–migmatítica à leste. Segundo Campos Neto (2000), este quadro corresponde a uma pilha estrutural inversa, relacionada a um sistema de nappes neoproterozóicas a cambrianas com transporte para oeste.

Na região da Serra do Juqueriquerê, em São Sebastião, Campanha & Ens (1996) detalharam rochas granitóides gnaissificadas (Granito Pico do Papagaio) na porção noroeste, e ao sul, separado pela zona de cisalhamento Camburu, rochas predominantemente paraderivadas migmatizadas, com importante quantidade de metabasitos intercalados.

O Granito Pico do Papagaio, segundo Campanha & Ens (1996), é formado por biotita granitos porfiríticos variavelmente deformados, apresentando porções praticamente não deformadas com fenocristais idiomórficos de feldspato potássico róseo ou branco, passagens gradativas para litotipos bandados, gnaissificados, até faixas locais miloníticas a ultramiloníticas associada a zonas de concentração de deformação. Estes autores definiram ainda a Falha de Camburu como uma faixa de dezenas a centenas de metros de espessura composta por rochas miloníticas, ultramiloníticas, blastomiloníticas e protomiloníticas, predominantemente quartzo–feldspáticas. Espessos diques de rochas básicas e intercalações com milímetros a metros de espessura de brechas cataclásticas silicificadas na zona da Falha de Camburu, atestam as reativações dessa zona de cisalhamento precambriana (Campanha *et al.*, 1994).

Segundo Campanha & Ens (1996), o Planalto do Juqueriquerê, delimitado a norte pela Falha de Camburu e a sul pelo Oceano Atlântico e Planície Costeira, é composto por rochas paraderivadas variavelmente migmatizadas, com frequentes intercalações de rochas anfibolíticas e, subordinadamente rochas granitóides nebulíticas, além do Complexo Bairro

do Marisco, caracterizado por rochas básicas e intermediárias parcialmente migmatizadas. Biotita gnaisses e xistos bandados com granada e sillimanita, além de kinzingitos com cordierita porfiroblástica foram descritos como os protolitos dos migmatitos (Campanha & Ens, 1996). Essas rochas também apresentam variável migmatização, passando de estruturas estromáticas com leucossomas brancos e cinzentos, a *schlieren* e nebulíticas. As rochas anfibolíticas ocorrem como intercalações concordantes, com centímetros a decâmetros de espessura, frequentemente boudinadas e lenticularizadas. Também ocorrem diques básicos anfibolitizados, sugerindo mais de uma geração de magmatismo básico no Precambriano (Campanha & Ens, 1996). Ainda segundo esses autores, a Serra do Juqueriquerê mostra uma disposição em leque das estruturas principais (xistossidade, bandamento gnáissico e foliação milonítica) em torno da Falha do Camburu. Os autores associam esse padrão estrutural a um sistema transpressivo (estrutura em flor positiva) para a deformação dúctil ocorrida na área.

Dias Neto (2001) estudou a evolução tectono-termal dos kinzingitos e rochas anfibolíticas associadas, ortognaisses e granitóides foliados do Complexo Costeiro na região entre São Sebastião e Cubatão. Os dados geocronológicos e geoquímicos produzidos neste estudo indicaram que a sequência metassedimentar foi depositada sobre crosta continental em ambiente de bacia de retro-arco, com área-fonte composta principalmente por rochas diferenciadas do manto entre o Paleoproterozóico e o Mesoproterozóico, e possibilidade de adições subordinadas de materiais juvenis até o Neoproterozóico (Dias Neto, 2001). Os dados U–Pb SHRIMP em zircão indicaram idades em torno de 580 Ma para as rochas anfibolíticas inclusas nos paragnaisses, interpretadas como idade de cristalização das intrusões máficas, e idades próximas a 570 Ma para os sobrecrecimentos dos cristais de zircão provenientes das rochas paragnaissicas, interpretadas como idade do pico metamórfico que gerou os kinzingitos (Dias Neto, 2001). Segundo o autor, a proximidade temporal entre esses dois eventos, aliado à caracterização litogeoquímica das rochas máficas (padrões semelhantes aos dos tholeiitos continentais), favorecem a interpretação da ambientação geotectônica associada a uma bacia de retro-arco.

Na região de Ubatuba ocorrem extensos corpos lenticulares de rochas charnockíticas, orientados no sentido ENE–WSW, em contato principalmente com hornblenda-biotita granito, considerado na maioria dos casos como transicional (Neumann, 1993). Os charnockitos apresentam-se de cor verde-escura, são leuco- a hololeucocráticos, maciços e homogêneos a localmente foliados, equigranulares a porfiríticos médios a grossos (Neumann, 1993). As características petrográficas e químicas dos charnockitos de Ubatuba levaram o autor a sustentar uma origem magmática para estas rochas, como anteriormente já observada

por Freitas (1976) e Gasparini & Mantovani (1979). A idade de 551 ± 5 Ma (isócrona Rb–Sr, em rocha total) foi considerada a idade de intrusão do corpo charnockítico (Gasparini & Mantovani 1979).

As rochas encaixantes dos charnockitos de Ubatuba foram consideradas como “descharnockitos” por Macluf & Schorscher (2001). Os autores admitem que os hornblenda-biotita granitos seriam produto da transformação por re-hidratação e retrometamorfismo fraco dos charnockitos (“descharnockitos”). Esses processos teriam sido gerados durante o soerguimento crustal em zonas de falhas distensivas em contato com as rochas encaixantes regionais e pela intrusão de diques aplíticos (Macluf & Schorscher, 2001). Os aplitos foram caracterizados pelos autores como rochas leuco- a hololeucocráticas de granulação fina, compostas por quartzo, microclínio e plagioclásio, biotita e hornblenda subordinadamente, de coloração verde nos charnockitos e rósea-esbranquiçada associada a zonas de “descharnockitização”. Datações por evaporação de monocristais de zircão (método de Kober) indicam idades de 559 ± 2 Ma para os charnockitos e de $529 \pm 1,8$ Ma para reequilíbrio dos descharnockitos durante o soerguimento crustal (Macluf & Schorscher, 2001).

Rochas graníticas e granitóides são abundantes nos diferentes compartimentos do Precambriano Paulista, com tipologias e características tectônicas variadas (Bistrichi *et al.*, 1981). No mapa geológico do Estado de São Paulo (Bistrichi *et al.*, 1981), os granitóides foram divididos em duas suítes, uma de caráter sin-tectônico (Fácies Migmatítica e Fácies Cantareira) e uma de caráter pos-tectônico (Fácies Graciosa, Itu e Granofírica). As rochas granitóides da região leste do Estado de São Paulo foram agrupadas na suíte de caráter sintectônico, na Fácies Cantareira.

Fernandes (1991) identificou três grupos de rochas granitóides intrusivas no Complexo Embu, com características composicionais e deformacionais distintas. O grupo mais antigo é de granitóides gnáissicos de afinidade cálcio-alcálica, em corpos alongados e concordantes a estruturação regional, denominados de granitóides pré-metamórficos.

Os maciços granitóides e os granitos gnáissicos encaixados na zona de cisalhamento Cubatão formariam os outros dois grupos, porém a relação temporal entre eles, segundo a autora, permanece indefinida. Os maciços granitóides possuem dimensões batolíticas, formam corpos alongados, concordantes com a estruturação regional, entretanto cortam a foliação principal das rochas encaixantes, além de serem cortados pelos milonitos e ultramilonitos das zonas de cisalhamento Cubatão e Alto da Fartura. São essencialmente biotita granitos cinzentos porfiríticos e (muscovita-biotita) granitos equigranulares cinza-claros (Fernandes, 1991). Os granitos gnáissicos encaixados na zona de cisalhamento Cubatão são biotita

granitos cinza claros, leucocráticos inequigranulares finos a médios, com foliação blastomilonítica bem desenvolvida e feldspatos oclares milimétricos muito alongados (Fernandes, 1991).

Referências Bibliográficas

- Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B., Fuck, R.A., 1981. Brazilian Structural Provinces: an introduction. *Earth-Science Reviews* **17**, 1–29.
- Almeida, R.P., Janikian, L., Fragoso-Cesar, A.R.S., Fambrini, G.L., 2010. The Ediacaran to Cambrian Rift System of Southeastern South America: Tectonic Implications. *The Journal of Geology* **118**, 145–161.
- Alves, A., 2009. Petrogênese de plútons graníticos do leste paulista: Geocronologia, Geoquímica Elemental e Isotópica. Tese de Doutorado, inédita. Instituto de Geociências - Universidade de São Paulo.
- Babisnki, M., Tassinari, C.C.G., Nutman, A.P., Sato, K., Martins, P.R., Iyer, S.S., 2001. U/Pb SHRIMP zircon ages of migmatites from basement of the Embu Complex, Ribeira Fold Belt, Brazil: Indications of ~1.3-1.4 Ga Pb-Pb and Rb-Sr “isochron” ages of no geological meaning. *In: III South American Symposium on Isotope Geology, Pucón, Chile, Extended Abstracts*.
- Bistrichi, C.A., Carneiro, C.D.R., Dantas, A.S.L., Ponçano, W.L., Campanha, G.A.C., Nagata, N., Almeida, M.A., Stein, D.P., Melo, M.S., Cremonini, A.C., 1981. Mapa Geológico do Estado de São Paulo, 1:500.000. *Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo (IPT)*, nota explicativa.
- Campanha, G.A.C e Ens, H.H., 1996. Estruturação geológica da região da Serra do Juqueriquerê, São Sebastião, SP. *Boletim IG - Instituto de Geociências USP* **27**, 41–49.
- Campanha, G.A.C. e Sadowski, G.D., 1999. Tectonics of the southern portion of the Ribeira Belt (Apiáí Domain). *Precambrian Research* **98**, 31–51.
- Campanha, G.A.C., Ens, H.H., Ponçano, W.L., 1994. Análise morfotectônica do Planalto Juqueriquerê, São Sebastião. *Revista Brasileira de Geociências* **24** (1), 32–42.
- Campanha, G.A.C., Basei, M.A.S., Tassinari, C.C.G., Nutman, A.P., Faleiros, F.M., 2008. Constraining the age of the Iporanga Formation with SHRIMP U–Pb zircon: implications for possible Ediacaran glaciation in the Ribeira Belt, SE Brazil. *Gondwana Research* **13**, 117–125.
- Campos Neto, M.C., 2000. Orogenic systems from Southwestern Gondwana: an approach to Brasiliano–Pan African Cycle and orogenic collage in Southeastern Brazil. *In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (Eds.). Tectonic Evolution of South America*, 335–368.
- Campos Neto, M.C. e Figueiredo, M.C.H., 1995. The Rio Doce Orogeny, Southeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* **8**, 143–162.
- Campos Neto, M.C., Basei, M.A.S., Vlach, S.R.F., Caby, R., Szabó, G.A.J., Vasconcelos, P., 2004. Migração de Orógenos e Superposição de Orogêneses: um esboço da colagem brasileira no Sul do Cráton do São Francisco, SE - Brasil. *Geologia USP - Série Científica* **4**, 13–40.

- Cordani, U.G., Coutinho, J.M.V., Nutman, A.P., 2002. Geochronological constraints on the evolution of the Embu Complex, São Paulo, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* **14**, 903–910.
- Dias Neto, C.M., 2001. Evolução tectono-termal do Complexo Costeiro (Faixa de Dobramentos Ribeira) em São Paulo. Tese de Doutorado, inédita. Instituto de Geociências - Universidade de São Paulo.
- Ebert, H., 1968. Ocorrências de fácies granulíticas 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**, 215–229.
- Ebert, H., 1971. Os Paraibides entre São João Del Rey, Minas Gerais e Itapira, São Paulo, e a bifurcação entre Paraibides e Araíxides. In: SBG/Congresso Brasileiro de Geociências 25, Boletim Especial, 177–178.
- Faleiros, F.M., Campanha, G.A.C., Martins, L., Vlach, S.R.F., Vasconcelos, P.M., 2011. Ediacaran high-pressure collision metamorphism and tectonics of the southern Ribeira Belt (SE Brazil): evidence for terrane accretion and dispersion during Gondwana assembly. *Precambrian Research* **189**, 263–291.
- Fernandes J.A., 1991. O Complexo Embu no leste do Estado de São Paulo: contribuição ao conhecimento da litoestratigrafia e da evolução estrutural e metamórfica. Dissertação de Mestrado, inédita. Instituto de Geociências - Universidade de São Paulo.
- Freitas, R.O., 1976. Definição petrológica, estrutural e geotectônica das cintas orogênicas antigas do litoral norte do Estado de São Paulo. *Boletim do Instituto Geológico* **1**, 1–176.
- Gasparini, P. e Mantovani, M.S.M., 1979. Geochemistry of charnockites from São Paulo State, Brazil. *Earth and Planetary Science Letters* **42**, 331–320.
- Hasui, Y., 1975. Geologia da Folha São Roque. *Boletim IG - Instituto de Geociências USP* **6**, 157–183.
- Hasui, Y., 1983. Aspectos essenciais da seção Caconde-Caraguatatuba e suas implicações na reconstituição da organização e evolução do Pré-Cambriano do leste paulista. In: 1ª Jornada da Carta Geológica do Estado de São Paulo em 1:50.000. PRO-MINERIO - Programa de Desenvolvimento de Recursos Minerais do Estado de São Paulo, 227–252.
- Hasui, Y. e Sadowski, G.R. 1976. Evolução geológica do Pré-Cambriano na região sudeste do Estado de São Paulo. *Revista Brasileira de Geociências* **6**, 182–200.
- Hasui, Y. e Oliveira, M.A.D., 1984. Província Mantiqueira - Setor Central. In: Almeida, F.F.M. e Hasui, Y. (Eds.). O Pré-Cambriano do Brasil, 308–344.
- Hasui, Y., Carneiro, C.D.R., Coimbra, A.M., 1975. The Ribeira Folded Belt. *Revista Brasileira de Geociências* **5**, 257–266.
- Hasui, Y. Almeida, M.A., Ponçano, W.L., Santos, M.C.S.R., 1977. Compartimentação geomorfológica do Planalto Atlântico no leste de São Paulo. In: 1º Simpósio de Geologia Regional, Ata, 153–169.
- Heilbron, M., Valeriano, C.M., Tassinari, C.C.G., Almeida, J.C.H., Tupinamba, M., Siga Jr, O., Trouw, R.A.J., 2008. Correlation of Neoproterozoic terranes between Ribeira Belt, SE Brazil and its African counterpart: comparative tectonic evolution and open questions. In: Pankhurst, R.J., Trouw, R.A.J., Brito Neves, B.B., De Wit, M.J. (Eds).

- West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region. Geological Society, London, Special Publications **294**, 211–238.
- Janasi, V.A., Leite, R.J., Van Schmus, W.R., 2001. U-Pb chronostratigraphy of the granitic magmatism in the Agudos Grandes Batholith (West of São Paulo, Brazil) - implications for the evolution of the Ribeira Belt. *Journal of South American Earth Sciences* **14**, 363–376.
- Juliani, C., Hackspacher, P., Dantas, E.L., Fetter, A.H., 2000. The mesoproterozoic volcano-sedimentary Serra do Itaberaba Group of the Central Ribeira Belt, São Paulo State, Brazil: implications for the age of the overlying São Roque Group. *Revista Brasileira de Geociências* **30**, 82–86.
- Macluf, S. e Schorscher, J.H.D., 2001. Petrogênese das rochas charnockíticas e aplitos intrusivos do Complexo Charnockítico de Ubatuba, SP. In: Simpósio de Geologia do Sudeste **7**, Rio de Janeiro. Boletim de Resumos, 46.
- Neumann, R., 1993. Contribuição à petrologia das rochas charnockíticas de Ubatuba, leste do Estado de São Paulo. Dissertação de Mestrado, inédita. Instituto de Geociências - Universidade de São Paulo.
- Passarelli, C.R., Basei, M.A.S., Campos Neto, M.C., Siga Júnior, O., Prazeres Filho, H.J., 2004. Geocronologia e Geologia Isotópica dos Terrenos Pré-Cambrianos da Porção Sul-Oriental do Estado de São Paulo, *Geologia USP - Série Científica* **4**, 55–74.
- Perrotta, M.M., E.D. Salvador, R.C. Lopes, L.Z. D'Agostino, N. Peruffo, S.D. Gomes, L.L.B. Sachs, V.T. Meira, J.V. Lacerda Filho (2005), Mapa Geológico do Estado de São Paulo. Escala 1:750.000, *Programa Geologia do Brasil* – PGB, CPRM, São Paulo.
- Vlach, S.R.F., 2001. Microprobe monazite constraints for an early (Ca. 790 Ma) Brasiliano orogeny: the Embu Terrane, Southeastern Brazil. In: III South American Symposium on Isotope Geology, Pucón, Chile, Extended Abstracts.

Capítulo 4 - TECTONO-METAMORPHIC EVOLUTION OF THE CENTRAL RIBEIRA BELT, EASTERN SÃO PAULO STATE, BRAZIL: A CASE OF LATE NEOPROTEROZOIC INTRACONTINENTAL OROGENY AND GNEISS DOME DEVELOPMENT ON ASSEMBLY OF WESTERN GONDWANA

V.T. Meira^{1*}, C. Juliani², J.H.D. Schorscher³, T. Hyppolito^{1,4}, A. Garcia-Casco^{5,6}

¹ Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

² Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia Sedimentar e Ambiental

³ Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, Departamento de Mineralogia e Geotectônica

⁴ Universidad de Granada, Facultad de Ciencias, Doctorado en Ciencias de la Tierra

⁵ Universidad de Granada, Facultad de Ciencias, Departamento de Mineralogía y Petrología

⁶ CSIC-Universidad de Granada, Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra, Spain

* Corresponding author: viniciusgeologia@gmail.com

Abstract

Recent advances in understanding the plate motion engine, intracontinental tectonics and molten crustal flow have improved significantly our knowledge of collisional tectonics in general and the way we understand complex ancient orogens in particular. The Central Ribeira Belt (CRB) represents a Neoproterozoic mobile belt formed in the Brasiliano Orogenic Cycle associated with the assembly of Western Gondwana. This mobile belt is currently interpreted as result of recurrent collision and amalgamation of terranes against large cratons. Based on integrated structural, geochemical, petrological and geochronological study in two geological domains of CRB (Embu and Costeiro domains), usually considered as distinct terranes, we challenge the current model that involves several terrane collisions. Our data show that both domains experienced a medium-P metamorphism (M1) at circa 650–600 Ma and a low-P metamorphism (M2) at circa 600–580 Ma. The M1 is here interpreted as an intracontinental orogeny in response to the collision between the São Francisco Craton and the Parapanema Block based on the similar timing of collision and metamorphism in the hinterland. On the other hand, the later M2 metamorphism records extensional and wrench tectonics associated with orogenic collapse, constrained by the decompression paths of the metasedimentary sequences and the M2-related S3 mylonitic foliation. The M2 metamorphism is associated with wide right-lateral strike-slip shear zones and voluminous peraluminous magmatism in the Embu Domain and widespread partial melting of the middle crust forming migmatitic rocks and peraluminous leucogranites in the Costeiro Domain.

Keywords: Central Ribeira Belt, Brasiliano Orogeny, Western Gondwana, Intracontinental Orogeny

4.1. Introduction

Since the first formal proposals of the Plate Tectonics Theory by Wilson (1965), McKenzie and Parker (1967) and Morgan (1968), our understanding of plate motion engine and its impact in the evolution of the Earth has steadily improved. Although these early workers assumed plate interior rigidity and narrowness of plate boundaries as central assumptions to constrain their mathematical models, the concept of diffuse plate boundaries and the evaluation of nonrigidity of plate interiors have emerged strongly over the last decades (see Gordon, 1998). Along with the concept of diffuse plate boundaries, ideas on intracontinental orogeny (e.g. Cunningham, 2005; Dyksterhuis and Muller, 2008; Neves et al., 2008), continental and oceanic core complexes (Whitney et al., 2013 and references therein) and crustal flow in compressive and extensional regimes (Beaumont et al., 2001; Vanderhaegue and Teyssier, 2001; Raimondo et al., 2009; McFadden et al., 2010a; Kruckenberg et al., 2011; among others) have been largely developed recently.

Although the first ideas of orogeny within the Plate Tectonic Theory were focused on deformation along plate boundaries (e.g. Dewey and Bird, 1970; Sengor, 1990), new findings on intracontinental tectonics provided a more realistic panorama of the evolving continental crust (e.g. Cunningham, 2005; Raimondo et al., 2014). The modern transpressional orogens in Central Asia (Cunningham, 2005), the Tertiary intracontinental deformation in southeastern Australia (Dyksterhuis and Muller, 2008) and the Ediacaran and Paleozoic intracontinental orogenies in Central Australia (Shaw et al., 1991; Aitken et al., 2009a; Raimondo et al., 2010) reveal the great importance of intracontinental deformation far from plate margins. Moreover, large-scale tectonic events such as growth and assembly of Gondwana and the Variscan and Alpine-Himalayan orogenies have produced significantly crustal thickening at large distances from active plate margins (Vauchez et al., 1995; Ziegler et al., 1995; Tommasi and Vauchez, 1997; Matte, 2001; Neves, 2003; Rogers and Santosh, 2003; Cunningham, 2005, 2013; Aitken et al., 2013; Santosh et al., 2009; and references therein).

Exhumation processes associated with flow of partially molten crust also play an important role in global tectonics. In orogens and extensional settings the flow of significant volumes of molten deep crust produces large-scale mobility of the lower- and mid-crustal material (e.g. Vanderhaegue and Teyssier, 2001; Teyssier and Whitney, 2002; Rey et al., 2009a; Jamieson et al., 2011). Likewise the mid- to lower-crustal flow related to compressive-dominated settings (e.g. Beaumont et al., 2001, 2006; Raimondo et al., 2009), migmatite-cored gneiss domes exposed within metamorphic core complexes are common examples of

large-scale crustal flow (e.g. Tírel et al., 2004; Rey et al., 2009b, 2011; Kruckenberg et al., 2010). These gneiss domes record P–T–t–d (pressure–temperature–time–deformation) evolution of both thickened crust under extension (e.g. Norlander et al., 2002; Whitney et al., 2003; Kruckenberg et al., 2011) and rift-related extensional settings (e.g. McFadden et al., 2010a, 2010b). Furthermore, these complexes and their hanging walls are frequently invaded by large volumes of autochthonous to allochthonous granitic rocks (e.g. Catlos et al., 2012; Konstantinou et al., 2013) and the migmatitic cores typically comprise a wide range in melt fractions, from metatexites to diatexites. In fact, the amount of partial melt in migmatite-cored gneiss domes efficiently controls melt migration and deformation processes in orogenic (Whitney et al., 2004 and references therein) and rift-related extensional settings (e.g. McFadden et al., 2010a, 2010b).

Based on these ideas, this paper re-evaluates the tectonic meaning of the Central Ribeira Belt (CRB) in the final configuration of Western Gondwana during the Neoproterozoic. Traditionally, the CRB is interpreted as an orogenic belt formed by diachronic collision of several terranes or microplates (*sensu* Jones et al., 1983; Howell, 1989) during the closure of the Adamastor Ocean and the formation of Gondwana during the late Neoproterozoic Brasiliano Orogenic Cycle (e.g. Brito-Neves and Cordani, 1991; Campos Neto, 2000; Trouw et al., 2000). Here we offer an integrated structural, geochemical, petrological and geochronological study by means of new geological and structural mapping, whole-rock geochemistry, thermobarometry and Sensitive High-Resolution Ion Microprobe (SHRIMP) dating of zircon of the CRB. Our aim is to constrain the architecture and tectonic evolution of this belt, and to evaluate the orogenic processes involved in the Neoproterozoic formation of Western Gondwana. Particular attention is paid to the structure and P–T–t–d evolution of different structural domains in order to address the roles of multiple terrane accretion versus intracontinental thickening of weakened lithosphere in supercontinental assembly.

4.2. Tectonic framework

4.2.1. Geologic overview

In the context of the South American Platform (*cf.* Almeida F.F., 1967), the Mantiqueira Province is part of the Atlantic Shield and is characterized by a more than 3000-km long NE-trending belt, extending along the Atlantic coast from Uruguay to the southern Bahia State, Brazil (Almeida F.F. et al., 1981) (**Fig. 4.1**). The Mantiqueira Province includes

Figure 4.1: Tectonic map and main geological units of the Mantiqueira Province. The inset shows the cratonic blocks of Western Gondwana. Abbreviations: AM, Amazonia Craton; ANG, Angola Block; CO, Congo Craton; KA, Kalahari Craton; LA, Luis Alves Craton; PP, Parapanema Block; RA, Rio Apa Block; RP, Rio de La Plata Craton; SL, São Luis Craton; WA, West Africa Craton. Evidences for suture zones include ophiolites, well-defined magmatic arcs and high-pressure rocks.

essentially ortho- and paraderived Neoproterozoic rocks, formed or affected by the late Neoproterozoic Brasiliano Orogeny. Archean, Paleoproterozoic and Mesoproterozoic basement inliers and sedimentary units were also variably reworked during this late Neoproterozoic orogeny (e.g. Silva et al., 2005). Small fault-bounded unmetamorphosed

volcano-sedimentary basins overlie indiscriminately cratonic blocks, Neoproterozoic fold belts and syn-orogenic granitic batholiths, forming a more than 1500-km long NE-trending rift system, active from middle Ediacaran to early Cambrian period (Almeida R.P. et al., 2010). This basin system is not restricted to any particular tectonic setting of the Mantiqueira Province and suggests that is no direct causal connection with collisional processes (Almeida R.P. et al., 2010, 2012).

The Ribeira Belt composes the central segment of the Mantiqueira Province and comprises a major NE-ENE-trending orogen-parallel steep strike-slip shear system. This strike-slip shear system deformed Paleoproterozoic basement rocks, Mesoproterozoic and Neoproterozoic metasedimentary units reworked in the Brasiliano Orogeny and also a large volume of syn-orogenic Neoproterozoic granitic plutons (Campanha and Sadowski, 1999; Campos Neto, 2000; Janasi et al., 2001; Heilbron et al., 2004; Silva et al., 2005; among others). Post-orogenic late Neoproterozoic granites and Ediacaran small fault-bounded volcano-sedimentary basins complete the geological units of the Ribeira Belt (Janasi and Ulbrich, 1991; Janasi et al., 2001, 2009; Gualda and Vlach, 2007; Almeida R.P. et al., 2010; Vlach et al., 2011). The Ribeira Belt is limited in the south by the Luis Alves Craton and extends northward until, at least, the Rio de Janeiro State (**Figs. 4.1 and 4.2**). Its northern limit is poorly defined and corresponds to the inflexion of the major structures from NE-SW to N-S, passing from a transcurrent-dominated regime to a thrust domain in the Araçuaí Belt (Vauchez et al., 1994; Egydio-Silva et al., 2005). According to these authors, the progressive transition between these two distinct kinematic regimes is due to the heterogeneity of continental lithosphere and the strain partitioning associated with the termination of the São Francisco Craton that may have largely controlled the deformation field in the belt.

The central part of the Ribeira Belt (CRB) is characterized by metavolcano-sedimentary and orthogneissic units, and voluminous granitic batholiths. Major strike-slip shear zones delimit blocks (Hasui and Sadowski, 1976) that are grouped in three geological domains (**Fig. 4.2**). The northwestern domain is called São Roque–Serra do Itaberaba and consists of a Mesoproterozoic volcano-sedimentary sequence (Serra do Itaberaba Group) affected by a Barrovian medium-grade metamorphism, a Neoproterozoic siliciclastic-dominated unit (São Roque Group), metamorphosed to low-grade conditions in an Abukuma-type (low-P) thermal gradient and voluminous late Neoproterozoic granitic batholiths (Juliani and Beljavskis, 1995; Juliani et al., 2000). In the northwest, the São Roque–Serra do Itaberaba Domain is bounded by the Socorro–Guaxupé Domain (Southern Brasília Belt – Nappe Socorro–Guaxupé of Campos Neto, 2000) through the Itu–Jundiuvira Shear Zone, and by the

Embu Domain by the through the Taxaquara–Rio Jaguari Shear Zone in the southeast (**Fig. 4.2**). The latter division has recently been challenged by Trouw et al. (2013) and will be further discussed in detail below. The Embu Domain includes predominantly Barrovian low- to high-grade metasedimentary rocks, a large amount of syn-tectonic granitic stocks and batholiths, and some basement inliers invariably reworked by the Brasiliano Orogeny. The metasedimentary unit is included in the Embu Complex, which contains also intercalations of orthogneisses and small bodies of granitic rocks. Traditionally, the limit between de Embu and Costeiro domains is set in the Cubatão Shear Zone (e.g. Campos Neto and Figueiredo, 1995; Campos Neto, 2000; Perrotta et al., 2005) (**Fig. 4.2**), although there are still some doubts on the location of this limit (see further discussion). The Costeiro Domain comprises the so-called Costeiro Complex, which contains high-grade ortho-derived and metasedimentary rocks and syn-tectonic granites. The metasedimentary unit includes migmatitic metapelites/semipelites, metapsammites, calcsilicate and amphibolitic rocks. The syn-tectonic granites comprise garnet-bearing leucogranites, and hornblende-biotite-bearing granites and granodiorites.

Figure 4.2: Regional geologic map of Southern and Central Ribeira Belt, with major shear zones indicated. See location in Figure 4.1. Abbreviations: SP, São Paulo city; CT, Curitiba city.

4.2.2. *Tectonic evolutionary models*

Most tectonic models proposed for the central and northern part of the Ribeira Belt suggest docking and amalgamation of various microplates or terranes (*sensu* Jones et al., 1983; Howell, 1989) in a diachronic collisional event (e.g. Brito-Neves and Cordani, 1991; Campos Neto, 2000; Silva et al., 2005). This diachronic collisional process is related to the closure of the Adasmator Ocean and the formation of Gondwana during the late Neoproterozoic Brasiliano Orogeny (Brito-Neves and Cordani, 1991; Campos Neto and Figueiredo, 1995; Campanha and Sadowski, 1999; Campos Neto, 2000; Trouw et al., 2000; Heilbron and Machado, 2003; Heilbron et al., 2004, 2008, 2013; Faleiros et al., 2011; among others). Using the concept of microplate collages (e.g. Condie, 1989; Sengör, 1990), Campos Neto and Figueiredo (1995) proposed a superposition of two orogenic systems, the Neoproterozoic “Brasiliano I” Orogeny and the Ediacaran to Early Cambrian Rio Doce Orogeny, to explain the formation of the Ribeira Belt. The “Brasiliano I” Orogeny was related to the accretion of various microplates, followed by post-orogenic intrusions of rapakivi-like granitoids at ca. 600 Ma. Magmatic arc, collisional and post-collisional stages characterize the ensuing Rio Doce Orogeny. In this model, magmatic arc activity (including subduction-related calc-alkaline batholiths) took place between 590 and 570 Ma, while the collisional stage (related to the accretion of the Serra do Mar Microplate) occurred between 560 and 530 Ma and late LILE-rich alkali-calcic granitoid plutons and dikes characterize the late post-collisional stage (Campos Neto and Figueiredo, 1995).

The tectonic models proposed for the Rio de Janeiro region also incorporate multiple collisions and terrane accretion events (Heilbron and Machado, 2003; Schmitt et al., 2004; Heilbron et al., 2004, 2008, 2013; and references therein). Heilbron and Machado (2003) proposed the existence of the Rio Negro magmatic arc, active from 790 Ma with a main magmatic phase between 635 and 620 Ma, a first complex collisional event (“Collision I”) related to the accretion of the Oriental Terrane onto the eastern São Francisco Craton between 605 and 550 Ma, and a second collisional event (“Collision II”) at circa 530 Ma (based on U–Pb zircon dating of syn- to tardi-tectonic granitoids) associated with the accretion of the Cabo Frio Terrane onto the Oriental Terrane. Furthermore, Schmitt et al. (2004) constrained the “Collision II” event as the accretion of the Cabo Frio Tectonic Domain onto the already amalgamated terranes during late Cambrian and Ordovician periods (between 525 and 495 Ma). The Cabo Frio Tectonic Domain contains two Ediacaran metasedimentary units, the Búzios and Palmital sequences, deposited between 620 and 525 Ma, both intercalated tectonically within Paleoproterozoic orthogneissic bodies (Schmitt et al., 2004).

On the other hand, a recently proposed tectonic model diverges from the aforementioned ideas (Almeida R.P. et al., 2010, 2012). Based essentially on stratigraphic data, basin tectonic analysis and geochronological data, Almeida R.P. et al. (2010, 2012) argued that the Ediacaran to Cambrian fault-bounded basins comprise a more than 1500 km-long continuous rift system active from at least 600 Ma until 530 Ma. According to these authors, this continuous rift system would imply that all terranes involved in the collisional stages of the Brasiliano Orogenic Cycle, in the Mantiqueira Province, were already amalgamated by 600 Ma. The basin-forming normal faults (later reactivated as strike-slip or inverse faults) triggered the formation of alluvial fans, and basic to felsic volcanism and coeval voluminous intrusions of anorogenic granitic magmas corroborate the extensional setting of the basins and the lack of direct causal relation to the Brasiliano compressive orogenic processes (Almeida R.P. et al., 2010). The large and generalized volcanic and plutonic occurrences point to simultaneous melting of the mantle and crust during the extensional event, which caused thermal weakening of the lithosphere (Almeida et al., 2010, 2012) and facilitated recurrent extensional and strike-slip deformation as recorded by angular unconformities, the final inversion of the basins and major shear deformation in the region (Almeida R.P. et al., 2010, 2012). Paleostress analyses showed that the tectonic evolution of southeastern South America after the main collisional event of the Brasiliano Orogeny (c. 630 Ma) is far more complex than what is suggested by previously accepted models of strike-slip deformation caused by post-orogenic compression (Almeida R.P. et al., 2012).

4.3. Geology of the eastern São Paulo State

Detailed geological studies are scarce in the eastern São Paulo State and the subdivision of geologic units is only approximate, including igneous and metamorphic complexes usually delimited by major strike-slip shear zones. An informal division of the Embu Complex and the definition of the basement unit Rio Capivari Complex were suggested by Fernandes (1991), though only the Rio Capivari Complex is still retained (e.g. Babinski et al., 2001; Alves et al., 2013). Hence, the geologic units of the eastern São Paulo State will be treated herein as the Rio Capivari, Embu and Costeiro complexes, plus the Neoproterozoic granitic rocks. The Bairro do Marisco metamafic Complex will be briefly described. The distribution of the main geologic units of the Embu and Costeiro domains is shown in the **Figure 4.3**.

Figure 4.3: Geological map of the studied area. See location in Figure 4.2. All sampling sites are shown. Stereonets (lower hemisphere equal area stereographic projections) of the main structural domains are also shown, with grey and blue contoured density fields representing the main foliation (S3) and the stretching lineation (L3), respectively. The complete structural data are presented in Figure 4.6.

4.3.1. Rio Capivari Complex

The migmatitic orthogneisses of the Rio Capivari Complex were interpreted as basement inliers within the Embu Complex (Fernandes, 1991). The paleosome of these orthogneisses yields Archean and Paleoproterozoic ages and the neosome records the reworking process of partial melting in the Ediacaran period (Babinski et al., 2001). This unit occurs as thinned and stretched slices tectonically intercalated within the metasedimentary

units of the Embu Complex, markedly following the major structures of the late Neoproterozoic strike-slip shear system (**Fig. 4.3**). The main structures observed in the orthogneisses are associated with the strike-slip shear zones, usually defined by a steep mylonitic foliation. An older foliation defined by a gneissic banding is observed locally, but it is usually folded and transposed into the late strike-slip mylonitic foliation (**Fig. 4.4a**).

The most abundant rocks of this unit include biotite gneisses, hornblende-biotite gneisses, metatextitic migmatites, metamafic rocks and garnet-bearing leucogranites. The rock bodies are homogeneous, such as porphyroclastic biotite gneisses and transitional metatextite–diatextite migmatites, to heterogeneous, such as banded leucogneisses and metamafic rocks (**Fig. 4.4b**).

4.3.2. Embu Complex

The Embu Complex is composed of a very broad metasedimentary succession that includes micaschists, quartz schists, impure quartzites, calcsilicate rocks and paragneisses. The occurrence of lenticular to boudinated bands of granitic material and patches of garnet-bearing leucogranite, concordant with the main foliation, is frequent and suggests partial melting of the metasedimentary rocks, mainly the paragneisses. The Embu Complex is here subdivided in four metasedimentary units, following the suggestions of Fernandes (1991) (**Fig. 4.3**).

4.3.2.1. Paragneiss-dominated Unit

Peraluminous gneisses, biotite gneisses and subordinate calcsilicate rocks and amphibolites characterize this unit. The most abundant rock of this unit is peraluminous gneiss that includes garnet+sillimanite+biotite and (garnet)+biotite varieties. Intense weathering makes it difficult to characterize the appropriate characterization of their mineralogical assemblages in many cases. Granitic patches and lenticular to boudinaged bands occur either parallel to the main foliation (**Fig. 4.4c**) or deformed in intrafolial folds within the main foliation.

Calcsilicate rocks occur as centimeter- to decimeter-thick bands interlayered with the paragneisses. Amphibolites, quartzites and biotite gneisses are subordinate and occur as centimeter-thick layers intercalations within the paragneiss succession and locally as boudins of hornblende-biotite gneiss.

Figure 4.4: Field features of the main geological units. (a) Asymmetric F3 folds outlined by S2 foliation (gneissic banding) and mafic bands intercalated within biotite gneiss of Rio Capivari Complex. Transposing S3 mylonitic foliation is parallel to the F3 axial plane and can be observed in

the left side of the photo. The arrow points to a hammer as a photo scale. (b) Heterogeneous gneissic banding showing the intercalations of banded leucogneisses and metamafic rocks. Rio Capivari Complex. (c) Partially weathered Sil-Grt-Bt paragneisses and impure quartzites with granitic patches and bands parallel to the S2 foliation. Paragneiss Unit – Embu Complex. (d) Banded biotite gneisses intercalated with stretched tabular amphibole-rich mafic bands and lenticular hololeucocratic bands. Orthogneiss and ortho-derived migmatite Unit – Costeiro Complex. (e) Intrafolial isoclinal F3 fold delineated by granitic gneiss (lighter) and biotite gneiss (darker). Orthogneiss and ortho-derived migmatite Unit – Costeiro Complex. (f) Stromatic metatexitic paragneiss with irregular leucosome bands, rich in green muscovite. Para-derived migmatitic rocks and amphibolite Unit, Costeiro Complex. (g) Folded boudins (or rafts) of banded amphibolites within a transitional metatexite-diatexite migmatite. Para-derived migmatitic rocks and amphibolite Unit, Costeiro Complex. (h) Schollen- and schlieren-bearing diatexite. Costeiro Complex.

4.3.2.2. Paragneiss and Quartzite Unit

This unit contains the same lithotypes of the paragneiss-dominated unit, although the quartzite and mica-quartz schist layers are more important in size and abundance. The quartzitic rocks include predominantly feldspathic quartzites and subordinate feldspar-biotite-muscovite-quartz schists.

4.3.2.3. Quartzite Unit

The quartzite unit is restricted to quartzitic layers of several tens to hundreds meters in thickness. The predominant rock is a coarse- to medium-grained feldspathic quartzite with minor muscovite contents. This unit corresponds to tabular layers that usually sustain a relief of aligned hills.

4.3.2.4. Schist-dominated Unit

This unit comprises a schistose rhythmic psammo-pelitic succession characterized by alternating centimeter- to decimeter-thick layers of micaschists and mica-quartz schists, with minor quartzite and graphitic schist intercalations. Staurolite and garnet-bearing micaschists occur locally, but outcrops of this lithotype appears strongly weathered and only the more quartzitic layers are fresher and better preserved, usually defining the main structure of the rock successions at the outcrop scale. Veins and sigmoidal lenses of quartz-feldspathic material appear frequently interleaved in the schists, predominantly concordant with the main foliation.

4.3.3. Costeiro Complex

The Costeiro Complex constitutes a very heterogeneous unit, composed by migmatitic orthogneisses, a broad high-grade metasedimentary succession variably migmatized and

amphibolitic rocks. Detailed geological studies in the Costeiro Complex are rare and the subdivision used herein follows the suggestions made by Campanha and Ens (1996) and Dias Neto (2001), modified by our own observations and geological mapping (**Fig. 4.3**). The migmatitic metasedimentary rocks are subdivided following the first-order morphological division of Sawyer (2005), comprising metatexites, diatexites and transitional metatexite–diatexites.

4.3.3.1. Orthogneiss and ortho-derived migmatite Unit

The ortho-derived rocks of the Costeiro Complex can be subdivided in two groups, one to the north and another to south of the Pico do Papagaio Batholith. The northern group comprises a more than 10 kilometers-wide belt composed predominantly by coarse-grained biotite augen gneisses, medium- to coarse-grained (hornblende)-biotite gneisses and subordinate medium- to fine-grained amphibolites, coarse-grained hololeucocratic protomylonitic granites and meta-aplitic gneisses (**Figs. 4.4d**). The coarse-grained biotite augen gneisses contain stretched K-feldspar porphyroclasts up to 4 centimeter-long and the amphibolitic layers occur as a few decimeters- to centimeters-thick lenticular bands, usually associated with white hololeucocratic veins. Sub-concordant to concordant meta-aplitic veins also are quite common. In the southern occurrences the ortho-derived rocks are tectonically interlayered with the para-derived migmatitic rocks and frequently occur as decimeters- to few meters-thick bands and rarely as mappable lenticular bodies. The interlayered bands of ortho-derived rocks include biotite gneisses and leucocratic granitic gneisses occurring as concordant tabular bands locally folded in isoclinal folds (**Fig. 4.4e**). A mappable lenticular body of migmatitic orthogneisses is well exposed in an inactive quarry located in the Bairro São Francisco, São Sebastião. This outcrop includes metatexitic biotite gneisses, biotite-bearing amphibolites and nebulitic diatexites. The predominant metatexitic biotite gneisses are characterized by the intercalations of centimeters- to few decimeters-thick layers comprising white medium-grained and pink coarse-grained quartz-feldspathic bands and fine- to medium-grained dark biotite-rich bands. A ca. 15 meters-long and 5 meters-wide boudin of biotite-bearing amphibolite occur intercalated within a nebulitic pink diatexite, with white quartz-feldspathic leucocratic veins filling dilatant structures, exclusively in the amphibolite boudin.

4.3.3.2. Para-derived migmatitic rocks and amphibolite Unit

The migmatitic metasedimentary rocks of the Costeiro Complex comprise sillimanite-biotite schists, quartzites and (sillimanite)-garnet-bearing biotite gneisses with variable migmatized structures. The para-derived migmatitic rocks vary from metatexites to diatexites and there are associated amphibolites frequently occurring as boudins (**Figs. 4.4f-h**). Minor occurrences of calcsilicate rocks also are present as centimeter-thick bands intercalated within the succession of schists and gneisses.

A heterogeneous banded aspect commonly characterizes the metatexites, exemplified by the intercalation of centimeters- to decimeters-thick layers of schists, paragneisses and ortho-derived protomylonites and mylonites, the latter usually derived from biotite gneisses and leucocratic granitic gneisses (**Fig. 4.4e**). The (sillimanite)-garnet-bearing metatexitic biotite gneisses are well exposed in the Boiçucanga and Maresias beaches (**Fig. 4.4f**) where these rocks are closely associated with amphibolite boudins. Schollen- and schlieren-bearing diatexites also occur in decimeter- to meter-thick bands concordant with the main foliation (**Figs. 4.4g and h**).

4.3.3.3. Calcsilicate Unit

Calcsilicate rocks occur as tabular bands and boudins intercalated within the rocks of metasedimentary unit. Nevertheless, the W-NW trending shore of the Guaecá beach exposes a more than 500 meter long continuous outcrop of calcsilicate rocks. This outcrop comprises fine- to medium-grained banded gneisses with centimeter-thick intercalations of darker, grayish and greenish bands. These rocks are predominantly composed by amphibole, quartz, feldspar, carbonate, Fe-oxides, $\pm$ pyroxene, $\pm$ epidote, $\pm$ titanite, $\pm$ chlorite. Coarse-grained leucocratic veins (with amphibole grains up to 6 cm-length) intrude the calcsilicate rocks, forming vein network structures.

4.3.4. Bairro do Marisco Complex

The Bairro do Marisco Complex comprises metabasic to metaintermediate rocks, including metagabbros, metadiorites, meta-quartz diorites and amphibolites (Bistrichi et al., 1981). This complex is poorly known and its Neoproterozoic orogenic evolution is unclear. Medium- to coarse-grained banded amphibolitic rocks occur in a very dense rainforest and weathered area where “in situ” fresh rock exposition is rare. A detailed study of these rocks is necessary to unravel the tectonic implications of this mafic to intermediate magmatism.

4.3.5. *Neoproterozoic granitic rocks*

Several occurrences of Neoproterozoic granitic rocks are widespread in the Embu and Costeiro domains, ranging from small stretched bodies up to 1200 km² batholiths (**Fig. 4.3**). Although this significant magmatism is still poorly known, some differences between both domains can be highlighted.

In the Embu Domain, moderately peraluminous felsic biotite $\pm$ muscovite monzogranites predominate and a general distribution of more evolved granites south of the Guararema Shear Zone is observed (see Alves et al., 2013). These monzogranites usually have elongated shapes parallel to the regional sub-vertical ENE–NE-trending structures and magmatic and/or solid-state foliations are ubiquitous.

On the other hand, the granites of the Costeiro Domain include peraluminous garnet-bearing leucogranites (e.g. São Sebastião Leucogranite) and metaluminous hornblende-biotite granitoids (e.g. Pico do Papagaio Batholith, Ilhabela Batholith and Ponte Nova–Paraibuna Granite), in addition to charnockitic rocks (Ubatuba Charnockite).

The São Sebastião Leucogranite comprises medium- to coarse-grained foliated inequigranular garnet-bearing biotite-muscovite leucogranite that comprehends circa 16 square kilometers tabular stock intercalated within the gneissic unit.

The Pico do Papagaio Batholith is exposed in an area of more than 1200 square kilometers (~120 kilometers-length and ~10 kilometers-wide) elongated along N70E. The batholith is dominated by invariably foliated pinkish coarse-grained inequigranular hornblende-biotite syenogranite containing hipidiomorphic K-feldspar crystals up to 3 centimeters-long. The intensity of deformation varies along the batholith and is defined by spaced magmatic/solid-state foliation in less deformed areas and protomylonitic/mylonitic foliation in high strain bands. Foliated mafic rocks occur concordant with the granite foliation.

The Ilhabela Batholith occurs as the main basement unit of Ilhabela Island. Coarse-grained porphyritic hornblende-bearing biotite granodiorite dominates in this batholith. These granitoids are invariably foliated and the structures vary from magmatic foliation, defined by oriented feldspar and mafic aggregates, to solid-state protomylonitic foliation concentrated in high strain zones. Cumulate features of feldspar phenocrysts are frequently observed. Stretched mafic enclaves are common in high strain zones and intrusive mafic bodies can be observed in lower strain areas.

The Ubatuba Charnockite comprises a group of lenticular bodies elongated parallel to the regional ENE-WSW structural trend and appears in transitional contacts with the host

hornblende-biotite granites (Gasparini and Mantovani, 1979; Neumann, 1993). The charnockites are dark greenish leuco- to hololeucocratic massive and homogeneous rocks, locally foliated, with equigranular to porphyritic textures. Charnockites and intrusive aplites yielded 559 ± 2 Ma and 529 ± 2 Ma, respectively (Macluf and Schorscher, unpublished data). Combined with field data, these zircon ages suggest that the host rocks (hornblende-biotite granites) represent anhydrous magmas (charnockites) hydrated during uplift processes associated with extensional faults and aplite intrusions at around 530 Ma.

4.4. Major structural features

Orogen-parallel ENE–WSW-trending strike slip shear zones characterize the major structural pattern in the Central Ribeira Belt (CRB). The geological meaning and lateral extension of the main shear zones are vital to understand the tectonic evolution of the Neoproterozoic orogeny in this part of Western Gondwana. For example, Trouw et al. (2013) challenged the division between the Socorro–Guaxupé and Embu domains. These authors argued that the Embu Complex and the Socorro–Guaxupé Nappe represent the same tectonic entity in the evolution and building of Western Gondwana. Hence, a first-order issue is the establishment of the limits of the Embu and Costeiro domains.

Analysis of satellite images and field geological observations constitute a critical approach for testing the current proposed limits of these domains. The analysis of lineaments on shaded relief images (digital elevation model) results in a pronounced density of lineaments, mainly east of the São Paulo Basin, and a prominent sigmoidal distribution pattern (**Fig. 4.5**). These features demonstrate the diffuse tracing of the main shear zones of the area, well exemplified by the difficulty in establishing the lateral continuity of the Cubatão Shear Zone eastward of the Santa Branca Granite. This major shear zone is traditionally identified as the boundary between the Embu and Costeiro domains. In this work, however, this boundary is traced between a metasedimentary belt south of the Natividade da Serra Batholith and an orthogneissic unit, in accordance with the proposition of Fernandes (1991). This tracing does not agree with the traditional delineation of the Cubatão Shear Zone (e.g. Bistrichi et al., 1981; Perrotta et al., 2005; Alves et al., 2009) but it is more consistent with the analysis of satellite images and on-land geological observations.

Figure 4.5: SRTM-based shaded relief image of part of the Central Ribeira Belt (artificial illumination from N315°, inclined 30°). (a) Lineament map featuring the main Precambrian structures. (b) Interpretation of the physical continuity of the major shear zones in this part of the Ribeira Belt.

The northern limit of Embu Domain is also controversial. The northwestern limit, placed at the Caucaia Shear Zone, separates the Embu Domain from the Apiaí Domain/Votuverava Group (see Janasi et al., 2009; Faleiros et al., 2011). Nevertheless, the Guararema Shear Zone, which is placed traditionally within the Embu Domain (see Alves et al., 2013), is a more appropriate lateral extension of the Caucaia Shear Zone eastward of the São Paulo Basin. The northeastern limit through the São Paulo Basin also plays an important role in the definition of the Embu Domain. The Rio Jaguari Shear Zone represents this limit and its lateral continuity is more likely delineated along the Taxaquara Shear Zone (**Fig. 4.5**) instead of the Caucaia Shear Zone, as previously proposed (e.g. Campos Neto, 2000; Janasi et al., 2009).

In this scenario, a new configuration to the Embu Domain (limited in the north by the Taxaquara–Rio Jaguari Shear Zone and in the south by a new trace of the Cubatão Shear Zone - south of the Natividade da Serra Batholith) is defined and, therefore, the metasedimentary units of the Embu Complex are structurally and stratigraphically correlated with the Votuverava Group (Açungui Supergroup).

This definition of the limits of the Embu and Costeiro domains is consistent with their distinct structural features, as described below (**Fig. 4.6**).

4.4.1. Embu Domain

The major structural features in the Embu Domain are defined by a mylonitic to protomylonitic foliation associated with the strike-slip shear zones. This mylonitic foliation (S3) dips steeply and transposes an older foliation (S2), usually discernible in asymmetric to normal F3 folds (**Fig. 4.4a**). Relics of S1 foliation can be observed in rootless intrafolial isoclinal F2 folds. The main foliation (S3) strikes ~ENE–WSW with an average orientation N68°E/81°NW (**Fig. 4.6a** and **b**). The mineral and stretching lineations (L3) associated with the main mylonitic foliation strike ENE–WSW subhorizontally (subparallel to the strike of the main foliation S3) with an average orientation N69°E/6° (**Fig. 4.6a** and **b**). The dispersion of the S2 poles is related to the cylindrical F3 fold pattern with built axes dipping S71°W/16° (**Fig. 4.6a**). The measured fold axis and built axes are subparallel to the mineral and stretching lineations (L3) (**Fig. 4.6a**) suggesting the partition of deformation between areas of coaxial-dominated and non-coaxial-dominated strain associated with strike-slip shear zones. The kinematic indicators associated with the strike-slip shear zones suggest dextral sense of movement, corroborated to the sigmoidal pattern (S/C structures) observed at the macro-scale (**Fig. 4.5**).

Figure 4.6: Schematic geological cross-section through the studied area and lower hemisphere equal area stereographic projections of all structural data collected in this work. See Figure 4.3 for location of the cross-section. (a) and (b) Structural data from Embu Domain. Grey contoured density in (a) represents S2 folded foliation and grey and blue contoured densities in (b) represent S3 foliation and L3 stretching and mineral lineations, respectively. (c) Structural data from western part of Costeiro Domain. Note the northeast-directed doming structure, well delineated in the structures of the Pico do Papagaio Batholith (PPB) (d) Structural data from eastern part of Costeiro Domain. (e) Structural data from Ilhabela Batholith (IB).

4.4.2. Costeiro Domain

In general, the rocks included in the Costeiro Complex exhibit a gently dipping main mylonitic foliation, as opposed to the steeply dipping foliation of the Embu Complex. However, the mylonitic foliation is continuous throughout both complexes. The mylonitic to protomylonitic main foliation in the coastal outcrops of São Sebastião occurs as omnipresent structures affecting all geological units, varying only in the intensity of the deformation within different lithotypes and localities. This mylonitic foliation (S3) transposes an older S2 foliation, characterized by rootless isoclinal intrafolial F3 folds delineated by gneissic banding, previous foliation (**Fig. 4.4e**) and granitic veins. Two structural domains are identified within the Costeiro Domain: a sector with steeply dipping S3 foliation and average orientation of N60°E/72°NW, concentrated at the orthogneisses unit, Pico do Papagaio

batholith and northwestern para-derived migmatitic rocks and amphibolite unit (**Figs. 4.3** and **4.6c**); and the sector with gently dipping S3 foliation with average orientation of N50°E/27°NW that comprises most of the para-derived migmatitic unit, the São Sebastião Leucogranite and the orthogneiss and metatexite unit (**Figs. 4.3** and **4.6d**). These two structural domains are interpreted as a double dome structure separated by a steeply dipping medium high-strain zone, well exemplified by the dome structure of the Pico do Papagaio Batholith and the one-sided doming structure in the gently dipping foliation sector (**Fig. 4.6**). The mineral and stretching lineations associated with the main foliation (S3) are defined by biotite and sillimanite with general strike N–S to NE–SW and average orientation N13°E/18° (**Figs. 4.3** and **4.6d**). The kinematic indicators suggest top-to-the-S–SW sense of movement, characterizing a sinistral-component to this wide reverse shear zone.

Granitic and pegmatitic veins occur very often parallel to the main foliation. Nevertheless, discrete shear zones deforming the main foliation are common, usually filled by hololeucocratic granitoids and pegmatites. These structures are associated with the segregation and flow of molten material in a late stage deformation stage.

4.5. Analytical techniques

Whole-rock major element analyses were determined by X-ray fluorescence (XRF) after fusion with lithium tetraborate, using a Philips Magix Pro (PW-2440) spectrometer at the Scientific Instrumentation Center (CIC) of the University of Granada. Trace-element analyses were also conducted at the CIC-University of Granada by inductively coupled plasma-mass spectrometry (ICP-MS) with a Perkin Elmer Elan-5000 spectrometer using Rh as internal standard. Geochemical data was treated with IGPETOOLS software developed by F. Bea (downloadable from www.ugr.es/~fbea) using STATATM programming language.

Mineral compositions were determined by wavelength-dispersive spectrometry (WDS) with a Cameca SX-100 microprobe (CIC-University of Granada), operated at 15–20 kV and 15 nA beam current. Plotting of the minerals in ternary ACF and AFM diagrams was done using CSpace software (Torres-Roldán et al., 2000). Elemental X-ray maps were obtained with the same Cameca SX-100 microprobe operated at 20 kV and 200–300 nA beam current with step size (pixel) of 8 µm and counting time of 45 ms. The processing of the images were performed with DWImager software developed by R. Torres-Roldán and A. García-Casco (unpublished) (see García-Casco, 2007).

Zircon separation followed the conventional magnetic and density techniques. Zircon grains were handpicked, mounted, polished and imaged by cathodoluminescence (CL) and

optical microscope at the IBERSIMS laboratory of the University of Granada. The CL images and the morphological features of the zircon grains oriented the analytical sites. A wide range of morphology and internal textures were analyzed for U–Pb, including inherited cores, primary magmatic concentric oscillatory zoning and metamorphic overgrowths. The U–Pb analyses were obtained using a SHRIMP IIe/mc ion microprobe at the IBERSIMS laboratory of the University of Granada. The SHRIMP analytical method is available in www.ugr.es/~ibersims. The calibration of uranium concentration was achieved using the SL13 reference zircon (U: 238 ppm). U–Pb ratios were calibrated using the TEMORA-1 reference zircon (417 Ma) (Black et al., 2003) which was measured every 4 unknowns. Point-to-point errors (95% confidence interval) on the age standard were $\pm 0.23\%$ for $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ and $\pm 0.46\%$ for $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. Data reduction was performed with the SHRIMPTOOLS software (downloadable from www.ugr.es/~fbea) using the STATA™ programming language.

4.6. Geochemical constraints

Representative samples of migmatites, leucocratic granite and metamafic rocks from the Costeiro Complex were selected for geochemical study in order to investigate the sources and tectonic settings of magmatism in this domain. The samples of leucocratic granite, migmatitic neosomes and diatexites were analyzed to examine the composition of the various parts of the molten crustal material and their magmatic evolution. On the other hand, the amphibolitic rocks were studied to discriminate the tectonic setting of formation and the sources that contributed to the magmas. The geochemical data are summarized in the **Table 4.1** and the description of the studied samples is presented in the **Auxiliary Material 4.1**.

4.6.1. Migmatites and leucocratic granites

Six samples of diatexites, four samples of migmatitic neosome and one sample of leucocratic granite were analyzed for major and trace elements, including rare earth elements (**Table 4.1**). In the field, the migmatitic rocks exposed in the studied area, including both metatexitic and diatexitic migmatites, show a great diversity of lithotypes. The analyzed diatexitic samples comprise nebulitic, schollen-structured and schlieric diatexitic migmatites (see **Auxiliary Material 4.1**). In terms of Si_2O content they can be divided in a group of lower Si_2O (~70 wt %) and a group of higher Si_2O (~75 wt %), plotting in the TAS diagram in the granodiorite and granite fields, respectively (**Fig. 4.7a**). The less differentiated diatexites (low Si_2O) might be associated with early crystallization and accumulation of plagioclase, corroborated by the higher Ca contents and positive to slightly negative Eu

anomalies ($(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_{\text{N}}=0.82-1.35$) (**Table 4.1**). Two samples of the higher Si_2O group show low fractionation ($\text{La}/\text{Yb}_{\text{N}}=4.8-6.8$) in the chondrite-normalized (McDonough and Sun, 1995) REE diagram with a flat pattern of HREE (**Fig. 4.7e**), suggesting the existence of at least two different melting sources. In fact, these two samples represent nebulitic migmatites occurring within the Pre-Neoproterozoic tonalitic–granodioritic orthogneiss unit (**Fig. 4.3**). The other four samples of diatexites would fit better in melts generated by metasedimentary rocks, mainly pelitic-derived. These two different melting sources are also exemplified in the primitive mantle-normalized spidergram, where the ortho-derived diatexites contain a distinguishable strong negative Nb–Ta and Ti anomalies and a slight negative Pb anomaly, and the metasedimentary-derived diatexites show strong positive Pb and Zr anomalies (**Fig. 4.7f**). Following the classification criteria of Frost et al. (2001), the diatexitic samples are magnesian, comprise a range of calcic to alkali-calcic compositions and represent slightly to strongly peraluminous granites (**Figs. 4.7b-d**), as expected for peraluminous leucogranitic compositions (Frost et al., 2001). The sample of garnet-two mica leucocratic granite has ferroan, calc-alkaline and peraluminous composition (**Fig. 4.7b-d**), and also belongs to the peraluminous leucogranite group of Frost et al. (2001). Nevertheless, its REE and trace elements contents are remarkably distinct of the other migmatites. The chondrite-normalized REE pattern shows depleted LREE, a strong positive Eu anomaly ($(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_{\text{N}}=1.93$) and increasing HREE contents towards the heaviest REE ($\text{La}/\text{Yb}_{\text{N}}=0.92$) (**Fig. 4.7e**). The primitive mantle-normalized spidergram exhibits a general depletion in trace elements, remarkably depleted in HFSE with very high positive anomaly of Pb and strong negative anomaly of Ti (**Fig. 4.7f**). The neosome samples are heterogeneous. This heterogeneity is related to a great variety of processes involved in their formation, including melting- (i.e., heterogeneous protolith compositions and varied extent of protolith partial melting degrees) and magmatic-related processes (i.e., segregation degrees, fractionation, assimilation and contamination) (Sawyer, 2008). The two residuum-rich neosome samples containing low Si_2O contents ($\sim 61-63$ wt %) show distinct chondrite-normalized and primitive mantle-normalized patterns (**Figs. 4.7e**), pointing to different melting sources. The higher Si_2O neosome samples show patterns of REE and incompatible elements comparable to the metasedimentary-derived diatexites marked by the high REE fractionation ($\text{La}/\text{Yb}_{\text{N}}=46.00-65.36$) and positive anomalies of Pb and P (**Figs. 4.7e and f**).

Table 4.1: Chemical composition of the studied samples.

SAMPLE	PSM-58D	PSM-105B1	PSM-105B2	PSM-106E	PSM-53C-1	PSM-53C-2	PSM-60G	PSM-61K
ROCK TYPE	<i>Diatexite</i>						<i>Neosome</i>	
SiO ₂	73.89	69.52	70.49	69.61	74.2	74.3	60.69	62.85
TiO ₂	0.21	0.58	0.30	0.71	0.15	0.18	0.27	1.01
Al ₂ O ₃	14.24	15.54	15.18	14.28	13.86	13.66	20.04	15.47
FeO _t	1.34	3.57	1.82	4.85	1.11	1.23	2.49	7.54
MnO	0.03	0.05	0.02	0.09	0.03	0.03	0.07	0.15
MgO	0.54	0.88	0.43	1.75	0.31	0.37	0.90	3.32
CaO	1.15	3.17	1.75	2.22	1.30	1.36	6.44	1.62
Na ₂ O	2.33	2.90	1.70	2.49	3.97	4.05	5.11	1.87
K ₂ O	5.31	2.47	6.89	2.48	4.43	3.96	1.12	4.19
P ₂ O ₅	0.14	0.20	0.36	0.08	0.08	0.07	1.65	0.15
LOI	0.45	0.39	0.51	0.60	0.61	0.59	0.44	0.70
TOTAL	99.63	99.26	99.46	99.16	100.05	99.80	99.22	98.87
Mg#	41.81	30.53	29.58	39.12	33.32	34.87	39.18	43.97
Zr	152.0	294.8	170.2	237.0	87.1	110.3	9.7	215.8
Li	27.1	34.0	21.8	36.2			19.0	50.2
Rb	74.7	89.3	101.9	116.3	62.0	58.3	57.4	209.4
Cs	1.8	2.6	1.9	4.9	0.8	1.0	1.8	7.5
Be	0.7	2.6	1.4	1.3			2.5	1.6
Sr	110.2	268.8	246.4	177.2	171.2	155.6	349.2	119.2
Ba	879.9	1136.4	4593.8	367.9	939.0	828.0	99.2	274.3
Sc	4.0	8.2	4.0	12.8			5.6	20.4
V	20.9	43.1	25.4	80.0	13.0	12.0	23.6	165.0
Cr	5.9	7.2	4.1	54.3			4.9	139.0
Co	3.0	5.3	2.6	11.7	2.1	2.0	5.1	18.6
Ni	8.8	4.5	2.7	27.5	1.0	1.2	9.8	66.0
Cu	4.3	14.2	5.3	18.8	3.4	8.7	8.9	11.1
Zn	29.0	74.2	35.3	80.9	21.0	22.0	49.7	137.9
Ga	11.7	17.8	13.3	17.8	11.1	11.6	23.2	22.7
Y	8.1	7.9	9.4	10.1	36.4	29.4	67.4	12.4
Nb	4.1	8.8	4.9	14.3	1.6	2.2	9.0	14.1
Ta	0.3	0.4	0.2	0.9	0.1	0.1	0.7	1.1
Hf	3.8	2.1	1.5	2.2	3.3	3.0	0.1	3.5
Mo	0.1	0.1	0.1	0.6			0.1	0.6
Sn	2.5	2.4	1.4	2.0			5.0	4.3
Tl	0.5	0.5	0.6	0.6			0.4	1.2
Pb	37.8	8.2	15.6	17.7	2.8	2.9	27.3	14.6
U	2.7	0.5	0.6	1.8	2.0	1.9	1.3	2.6
Th	21.6	4.8	8.7	10.2	10.3	12.2	0.2	7.2
La	29.9	33.7	41.0	27.9	23.9	27.7	16.6	26.0
Ce	65.8	67.4	88.7	58.4	50.9	61.1	43.0	54.9
Pr	7.5	7.3	9.7	6.7	5.8	6.8	6.1	6.6
Nd	27.3	26.0	35.3	25.7	18.9	25.6	27.6	26.2
Sm	5.4	4.1	5.7	4.9	4.8	5.7	9.0	5.5
Eu	0.8	1.5	1.7	1.2	1.1	1.2	1.8	0.9
Gd	3.8	2.9	4.0	3.9	4.8	4.9	10.6	4.2
Tb	0.5	0.4	0.5	0.5	0.9	0.8	1.8	0.6
Dy	2.1	1.6	2.2	2.2	5.6	4.7	12.1	2.6
Ho	0.3	0.3	0.4	0.4	1.3	0.9	2.4	0.4
Er	0.7	0.6	0.8	0.9	3.5	3.1	5.8	1.0
Tm	0.1	0.1	0.1	0.1	0.6	0.5	0.9	0.2
Yb	0.6	0.3	0.4	0.8	3.4	2.8	4.4	1.0
Lu	0.1	0.1	0.1	0.1	0.6	0.4	0.5	0.2
Eu/Eu*	0.5	1.4	1.1	0.8	0.7	0.7	0.6	0.6
(La/Yb) _N	35.36	68.88	72.43	22.42	4.80	6.79	2.55	18.23

Table 4.1: (Continued)

SAMPLE	PSM-61L	PSM-108D	PSM-70B	PSM-61A	PSM-61B1	PSM-61B2	PSM-104F	PSM-104G
ROCK TYPE	<i>Neosome</i>			<i>Leucogranite</i>	<i>Grt</i>	<i>Amphibolite</i>		
SiO ₂	73.87	72.40	76.60	46.2	40.02	41.59	48.97	54.83
TiO ₂	0.32	0.14	0.01	4.18	5.40	5.92	1.70	2.87
Al ₂ O ₃	13.99	13.81	13.64	13.86	15.19	15.70	15.60	14.38
FeO _t	1.83	1.14	0.67	15.06	16.81	17.87	11.06	14.74
MnO	0.03	0.02	0.08	0.25	0.24	0.34	0.18	0.20
MgO	0.63	0.35	0.01	6.15	6.03	5.59	7.55	2.72
CaO	1.34	1.49	0.64	9.09	11.89	5.46	11.21	6.49
Na ₂ O	2.02	2.42	3.28	0.62	0.38	0.05	0.38	0.02
K ₂ O	4.77	4.56	4.43	1.17	0.51	3.73	0.97	1.59
P ₂ O ₅	0.15	0.07	0.03	0.53	0.75	0.88	0.18	0.26
LOI	0.59	3.33	0.38	0.43	0.36	0.26	0.74	0.00
TOTAL	99.55	99.73	99.77	97.54	97.58	97.39	98.53	98.11
Mg#	37.98	35.34	2.61	42.13	39.00	35.80	54.90	24.75
Zr	221.3	93.1	53.4	243.1	343.7	364.1	105.8	301.7
Li	13.5	14.0	15.0		7.0	51.4	11.1	6.8
Rb	92.3	86.5	77.2	36.8	12.4	150.8	31.1	76.1
Cs	1.8	1.3	1.0	2.4	0.2	9.5	1.6	4.1
Be	0.5	1.3	1.0		4.1	1.6	1.0	2.7
Sr	132.2	159.8	41.6	154.3	105.6	89.3	205.8	178.4
Ba	909.5	826.7	291.2	139.0	59.4	535.3	103.8	341.4
Sc	3.3	3.0	2.2		47.7	32.8	35.7	36.7
V	21.2	18.4	4.9	431.0	519.0	501.6	260.6	210.7
Cr	5.9	5.2	1.6	116.3	100.4	103.0	274.7	35.2
Co	2.9	2.3	0.2	47.3	46.4	54.4	46.5	25.7
Ni	4.8	6.6	0.9	33.3	63.6	57.1	115.5	12.3
Cu	16.3	5.9	2.8	16.5	45.5	48.1	12.1	51.9
Zn	43.1	24.1	15.7	50.0	205.1	218.5	97.5	152.7
Ga	16.0	11.8	12.2	19.2	24.6	24.8	18.0	24.2
Y	13.7	4.2	17.7	41.0	62.6	48.2	24.8	45.8
Nb	10.2	4.3	0.8	36.1	51.3	65.5	7.6	23.7
Ta	0.4	0.3	0.1	2.4	3.6	5.5	0.6	1.8
Hf	4.7	2.3	2.5	5.9	3.0	4.5	1.0	4.4
Mo	0.6	0.1	0.1	1.1	1.4	1.0	0.8	1.5
Sn	1.4	1.7	0.1	5.0	10.8	2.6	4.2	5.6
Tl	0.5	0.5	0.4	0.2	0.1	0.8	0.2	0.4
Pb	38.7	32.1	25.6	4.6	6.2	6.7	4.3	11.5
U	3.6	1.3	0.7	0.7	1.3	2.7	0.2	1.9
Th	39.4	6.4	0.6	2.4	3.4	4.4	0.6	8.0
La	56.9	16.7	3.4	28.9	42.2	47.7	7.9	33.0
Ce	124.6	34.9	6.5	63.8	93.8	103.5	19.7	69.7
Pr	14.0	3.9	0.6	7.9	12.3	12.8	2.9	8.7
Nd	50.8	14.2	2.4	35.4	52.7	52.5	14.0	35.8
Sm	10.0	2.8	0.6	7.8	12.0	10.5	4.0	8.2
Eu	1.1	0.9	0.5	2.7	3.9	2.3	1.5	2.8
Gd	6.6	2.0	0.9	7.7	11.7	9.2	4.3	8.2
Tb	0.8	0.3	0.2	1.3	1.8	1.3	0.7	1.2
Dy	3.1	1.1	2.2	7.5	11.1	7.9	4.4	7.9
Ho	0.5	0.1	0.6	1.6	2.3	1.7	0.9	1.7
Er	1.0	0.3	2.0	4.6	6.0	4.7	2.4	4.4
Tm	0.1	0.0	0.4	0.6	0.9	0.8	0.4	0.7
Yb	0.8	0.2	2.5	3.9	5.9	4.7	2.2	4.4
Lu	0.1	0.0	0.4	0.6	0.9	0.7	0.3	0.7
Eu/Eu*	0.4	1.2	1.9	1.0	1.0	0.7	1.1	1.0
(La/Yb) _N	46.00	65.36	0.92	5.03	4.85	6.90	2.46	5.05
Ti/Y				611	517	737	410	376
Nb/Ta				15.0	14.1	11.8	13.8	13.5
La/Ce				0.45	0.45	0.46	0.40	0.47
Ti/Yb				1.07	0.91	1.26	0.78	0.65

Table 4.1: (Continued)

SAMPLE	PSM-106A	PSM-106D	PSM-53E	PSM-61D	PSM-106B	PSM-106C	PSM-107A	PSM-108A	PSM-108E
ROCK TYPE	<i>Grt Amphibolite</i>		<i>Amphibolite</i>						
SiO ₂	58.44	57.46	45.9	40.1	47.76	48.27	47.98	48.08	49.39
TiO ₂	2.58	1.76	1.27	5.50	1.90	1.85	1.10	1.09	1.51
Al ₂ O ₃	14.05	14.00	16.04	14.82	15.45	15.72	16.16	13.54	16.49
FeO _t	12.20	11.53	10.90	16.76	11.44	11.32	9.27	7.71	9.75
MnO	0.19	0.19	0.22	0.25	0.20	0.20	0.19	0.25	0.22
MgO	2.49	3.98	10.17	6.70	7.71	7.88	10.09	11.23	7.46
CaO	6.60	7.52	8.88	12.04	12.71	10.22	9.59	15.37	10.91
Na ₂ O	0.03	0.19	2.40	0.75	0.34	0.28	0.25	0.23	0.40
K ₂ O	1.62	1.45	2.00	0.43	0.62	1.91	2.99	0.37	1.66
P ₂ O ₅	0.29	0.23	0.24	0.73	0.23	0.21	0.12	0.08	0.16
LOI	0.00	0.26	1.28	0.48	0.27	0.76	1.05	1.12	0.84
TOTAL	98.49	98.57	99.30	98.56	98.64	98.62	98.78	99.07	98.79
Mg#	26.68	38.10	62.46	41.61	54.56	55.38	65.99	72.19	57.69
Zr	276.5	216.6	69.9	342.6	140.8	140.7	86.7	71.2	108.3
Li	17.8	56.0			8.3	31.0	35.0	4.1	24.8
Rb	76.7	217.3	68.3	7.4	15.5	88.6	169.4	10.7	70.1
Cs	2.7	16.0	3.5		0.4	4.7	8.6	0.8	3.0
Be	2.0	4.1		3.0	2.1	2.7	8.9	3.1	1.8
Sr	145.8	187.2	229.8	117.4	386.2	149.6	132.1	165.6	156.1
Ba	373.4	601.1	373.0	51.0	42.3	196.4	121.3	34.4	60.5
Sc	36.3	15.3			31.8	31.5	29.9	25.6	35.2
V	209.3	89.6	255.0	500.0	276.7	279.7	211.6	135.1	248.6
Cr	10.0	66.4	321.6	95.8	249.9	266.6	411.4	96.6	276.9
Co	26.6	11.5	48.0	45.1	46.1	44.6	46.9	29.3	37.9
Ni	12.8	19.4	97.7	22.2	131.3	137.5	159.2	87.3	66.6
Cu	25.8	18.2	29.5	15.7	9.8	9.2	9.5	7.3	9.0
Zn	129.4	62.0	43.0	34.0	110.2	119.8	104.6	117.4	96.9
Ga	21.9	16.5	15.5	21.8	20.9	21.3	15.4	14.5	17.6
Y	49.4	28.4	20.5	59.7	26.9	29.4	20.5	22.7	29.1
Nb	18.9	12.2	3.5	46.9	23.1	23.8	8.8	10.8	12.1
Ta	1.4	1.0	0.2	3.3	1.5	1.5	0.7	0.6	0.9
Hf	3.7	3.3	2.0	8.3	1.1	1.5	1.1	0.6	1.4
Mo	1.1	0.6	0.2	1.0	1.1	0.4	2.2	0.5	0.4
Sn	3.4	4.7	2.0	9.0	2.8	8.1	10.1	6.5	5.6
Tl	0.4	1.3	0.3		0.1	0.5	0.9	0.1	0.4
Pb	9.2	20.7	0.7	4.2	8.1	5.0	4.6	2.7	3.7
U	1.9	5.9	0.4	1.5	0.5	0.6	0.5	0.8	0.6
Th	8.3	26.0	0.4	3.1	2.0	1.8	1.3	1.0	1.7
La	31.1	47.5	7.5	39.1	18.3	19.0	8.9	8.5	12.6
Ce	66.4	107.9	18.5	88.0	39.4	40.5	20.2	19.2	28.8
Pr	8.4	12.8	2.6	11.5	5.0	5.2	2.7	2.6	3.8
Nd	34.6	48.0	12.6	49.2	21.8	22.6	12.2	11.5	16.8
Sm	8.1	8.2	3.3	11.2	5.0	5.4	3.0	2.8	4.3
Eu	2.1	1.3	1.2	3.7	1.7	1.8	1.3	1.0	1.4
Gd	8.2	6.1	3.7	11.5	5.0	5.3	3.3	3.1	4.5
Tb	1.3	0.9	0.6	1.9	0.8	0.8	0.5	0.5	0.7
Dy	8.3	4.6	3.9	11.3	4.7	5.2	3.5	3.3	4.7
Ho	1.8	1.0	0.8	2.1	1.0	1.1	0.7	0.8	1.0
Er	4.9	2.6	2.2	6.2	2.5	2.8	2.0	2.1	2.7
Tm	0.8	0.4	0.3	0.9	0.4	0.4	0.3	0.3	0.4
Yb	4.8	2.6	1.7	5.5	2.3	2.6	1.9	2.1	2.7
Lu	0.7	0.4	0.3	0.9	0.3	0.4	0.3	0.3	0.4
Eu/Eu*	0.8	0.6	1.1	1.0	1.0	1.0	1.2	1.1	1.0
(La/Yb) _N	4.39	12.17	3.03	4.82	5.39	5.03	3.11	2.78	3.18
Ti/Y	313	371	371	552	424	377	321	288	311
Nb/Ta	13.6	11.6	17.5	14.2	15.3	15.5	13.2	18.3	13.9
La/Ce	0.47	0.44	0.41	0.44	0.46	0.47	0.44	0.45	0.44
Ti/Yb	0.54	0.66	0.76	1.00	0.83	0.72	0.57	0.52	0.56

Figure 4.7: Whole-rock composition of migmatite and leucogranite samples from the Costeiro Complex. See text for explanation. (a) Total alkalis vs. SiO₂ (TAS) diagram, Cox et al. (1979) modified by Wilson (1989). (b) Aluminum saturation index (ASI) vs. Al/(Na+K) diagram, Frost et al. [2001]. (c) Fe* vs. SiO₂ diagram, Frost et al. (2001) (Fe* = FeO^t/(FeO^t+MgO)). (d) MALI vs. SiO₂ diagram, Frost et al. (2001) (MALI = Na₂O+K₂O-CaO). (e) Chondrite-normalized REE diagram. Normalization values of McDonough and Sun (1995). (f) Silicate Earth-normalized trace-element diagram. Normalization values of McDonough and Sun (1995).

4.6.2. Amphibolitic rocks

Fourteen samples from 6 different outcrops of amphibolitic rocks from the Costeiro Complex were analyzed to constrain their sources and tectonic setting of emplacement (**Table**

4.1). The samples represent deformed boudins interleaved within the migmatites, including garnet-bearing amphibolites (seven samples), diopside-bearing amphibolite (one sample), biotite-bearing amphibolite (one sample) and ordinary amphibolites (five samples) (see **Auxiliary Materials 4.1, 4.2** and **4.3** for details). Data of sixteen amphibolitic samples from Boiçucanga and Juqueí beaches (Dias Neto et al., 2009) and basaltic rocks from Paraná continental flood basalts (compilation downloadable from <http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/> – precompiled files) are used for comparison.

The geochemical studies of altered and metamorphosed igneous rocks require a cautious approach to restrain the effects of mobility of elements (e.g. Cann, 1970; Pearce, 1996). Considering that the studied amphibolitic rocks were metamorphosed at upper amphibolite facies conditions and possibly partially melted above the water-saturated solidus (see below in the next section), a study of mobility of the major and trace elements were carried out prior to interpretation of geochemical data. A method developed by Cann (1970) enabled us to screen elements that may have been mobile during secondary processes. The approach suggests examining the correlation matrix for all elements that behave incompatibly during basalt fractionation. For pairs of elements with high correlation coefficient ($r \approx 1$), it is unlikely that alteration/metamorphism affected their concentrations. On the other hand, pairs with inexplicable low correlation coefficient ($r \approx 0$) indicate mobility of at least one of the elements (Cann, 1970; Pearce, 1996).

Numerous binary diagrams of trace and major elements (not shown) were built to evaluate the correlation matrix between them. **Table 4.2** shows the correlation matrix and a summary of element mobility trends for the main trace elements used to discriminate sources and tectonic settings of formation the magmatic protoliths of the studied metamafic rocks. Evaluating these data, the major elements (except Fe) and the low field strength elements (LFSE), including Th, might have behaved as mobile elements during metamorphism, while the high field strength elements (HFSE) and rare earth elements (REE), including Zr, Ti, Nb, Ta, Y and Yb can be considered immobile elements. P and V may be considered moderately mobile elements if all data are considered in the correlations, but discarding the data from Juqueí beach (Dias Neto et al., 2009) increases the correlation coefficient for both elements and indicate immobile behavior ($r_{Zr-P}=0.86$; $r_{Ti-P}=0.96$; $r_{Zr-V}=0.59$; $r_{Ti-V}=0.86$). Thus, the selection of discriminant diagrams pondered over the immobile behavior during the metamorphism of the incompatible trace elements, such as Zr, Ti, Nb, Y and, to a lesser extent, P and V.

Boiçucanga amphibolites, can be defined (**Fig. 4.8g**). These two distinct groups could be associated with different mantle sources (deeper melting – $Ti_2O/Yb \approx 1.0$ and shallower melting – $Ti_2O/Yb \approx 0.5$ – **Table 4.1**), considering Ti_2O/Yb as a proxy for melting depth (Pearce, 1996, 2008). Two different mantle sources are also indicated in silicate Earth-normalized spidergrams (**Fig. 4.8h**), which show more enrichment in the more alkaline samples. The Nb/Ta and La/Ce ratios of the studied samples (9.3–18.3 and 0.35–0.47, respectively – **Table 4.1**) are consistent with continental flood basalts (Paraná: Nb/Ta=10–40; La/Ce=0.29–0.77), further strengthening the within-plate setting of the tholeiitic to alkali nature of mafic magmatism in the Costeiro Domain.

4.7. Metamorphic petrology and thermobarometry

Representative samples from Costeiro and Embu complexes were selected for metamorphic petrology study and thermobarometric calculations, including the metasedimentary sequences and associated amphibolitic rocks. It should be noted that the high extent of weathering of most of the exposed rocks in the Embu Complex makes it difficult to constrain its metamorphic condition.

A fresh metasedimentary sample and a mylonitic metagranite were studied to constrain the metamorphic evolution of the Embu Complex. The mylonitic metagranite (PSM-75C) is a fine-grained garnet-bearing mica-rich mylonite (**Fig. 4.9a**) and the metasedimentary rock (PSM-111B) is a mylonitic staurolite-garnet-bearing micaschist (**Fig. 4.9b**). AFM diagrams are presented with near-peak assemblages for both samples (**Fig. 4.10a**). The mineral abundance (visual estimates) of the studied samples is shown in the **Table 4.3**.

Amphibolitic and metasedimentary rocks were selected for assessing the metamorphic conditions of the Costeiro Complex. The amphibolitic rocks comprise medium- to fine-grained amphibolites, including medium-grained garnet-bearing amphibolites and clinopyroxene-bearing amphibolites (**Figs. 4.9c–e**). The ACF diagram shows the distribution of the cofacial amphibolitic rocks, with different mineral assemblages being controlled by the bulk composition of the samples (**Fig. 4.10b**). Note that “ordinary” amphibolites plot on the tieline amphibole–plagioclase, as expected. Two major groups of metasedimentary rocks were targeted for petrological studies: Sillimanite-bearing garnet-biotite paragneisses (**Fig. 4.9f**) constituting the metapelitic group and amphibole-bearing garnet-biotite paragneisses (**Figs. 4.9g and h**) comprising the metagreywacke group. Geochemical data from these groups plot

above and below the garnet–biotite tieline, respectively, in the AFM diagram (**Fig. 4.10c**). The mineral abundance (visual estimates) of the studied samples is shown in the **Table 4.4**.

Figure 4.8: Whole-rock composition of amphibolitic rocks from the Costeiro Complex. See text for explanation. (a) Zr/TiO₂ vs. Nb/Y diagram, Winchester and Floyd (1977) modified by Pearce (1995).

(b) Nb/Y vs. Zr/P₂O₅*10⁴ diagram, Winchester and Floyd (1976). (c) and (d) Tectonic discriminant diagrams Ti–Zr–Y and Nb–Zr–Y, respectively, Pearce and Cann (1973) and Meschede (1986). (e) and (f) Tectonic discriminant diagrams Zr/Y vs. Zr and V vs. Ti/10³, respectively, Pearce and Norry (1979). (g) Chondrite-normalized REE diagram. Normalization values of McDonough and Sun (1995). (h) Silicate Earth-normalized trace-element diagram. Normalization values of McDonough and Sun (1995). Small grey circles: Parana flood basalts (compilation downloadable from <http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/> – precompiled files); small red and green circles: amphibolites from Jaqueí and Boiçucanga beaches, respectively, of Dias Neto et al. (2009).

Table 4.3: Mineral abundances in the studied samples from Embu Complex (visual estimates). Abbreviations follow Whitney and Evans (2010).

Sample	Rock type	Grt	St	Ms	Bt	Chl	Qz	Pl	Kfs	Ilm
PSM-75C	Foliated metagranite	2		35	20	8	15	10	10	x
PSM-111B	St-Grt-bearing mica schist	5	10	40	30	5	10	x		x

x: Present in small amounts.

Table 4.4: Mineral abundances in the studied samples from Costeiro Complex (visual estimates). Abbreviations follow Whitney and Evans (2010).

Sample	Rock type	Grt	Amp	Sil	Bt	Ms	Chl	Qz	Pl	Kfs	Ilm
<i>Metasedimentary rocks</i>											
PSM-60B	Amp-bearing Grt-Bt paragneiss	5	3		25			30	32		5
PSM-104A1	Metatexitic metapelite	5		20	30	x		25	20	x	x
PSM-104D	Metatexitic metapelite	3		7	10	3		30	25	20	x
PSM-109E	Metatexitic metapelite	3		5	15			40	35	x	x
<i>Amphibolites</i>											
PSM-61A	Grt-Bt-bearing amphibolite	8	35		10		x	5	30		10
PSM-61B	Grt-Bt-bearing amphibolite	2	55		x			10	15		15
PSM-106A	Grt-Bt-bearing amphibolite	15	10		7			35	30		3
PSM-106D	Grt-Bt-bearing amphibolite	15	25		20			15	20		5

x: Present in small amounts.

Detailed descriptions of the samples, including textures, mineral assemblages and mineral chemistry are available in the **Auxiliary Materials 4.2, 4.3, 4.4, 4.5 and 4.6**.

4.7.1. P–T conditions and paths

Pressure and temperature estimates were calculated using pseudosections built with PERPLE_X software, version 6.6.8 (Connolly, 1990, 2005; Connolly and Petrini, 2002) and optimal multi-equilibrium average P–T method of Powell and Holland (1994) with THERMOCALC software (Holland and Powell, 1998; version 3.33, dataset tc-ds55, 26 October 2009). The pseudosection calculations were performed in the system MnCNKFMASHT using the internally consistent thermodynamic dataset of Holland and Powell (1998; revised in 2004, hp04ver.dat) and the solution models of Holland and Powell

(1998) for garnet, potassic mica, cordierite and ilmenite, Holland et al. (1998) for staurolite and chlorite, Powell and Holland (1999) and White et al. (2000) for biotite, White et al. (2000) for chloritoid, Fuhrman and Lindsley (1988) for plagioclase and K-feldspar, and Holland and Powell (2001) and White et al. (2001) for silicate melt. A correction of CaO contents of bulk compositions was done using bulk P_2O_5 as a proxy of apatite contents. Quartz was considered in excess and all iron was assumed to be divalent. The calculations were performed assuming 3 wt % of H_2O , appropriate for water saturation at conditions just below the solidus of basaltic, granitic/arkosic, and pelitic/greywackic compositions (e.g., Vielzeuf and Schmidt, 2001). The optimal average P–T estimates include calculations using different phase assemblages grown at near-peak and post-peak metamorphic conditions, assuming water- and silica-saturated conditions in all assemblages. Recalculation of the chemical mineral analyses, including ferric iron estimates, activity of each end-member and its uncertainty (1σ), were achieved using AX software (downloadable from www.esc.cam.ac.uk/research/research-groups/holland/ax). The optimal average P–T calculations and data treatment followed the method described in Powell and Holland (1994). The results of these estimations are presented in the **Table 4.5**.

4.7.1.1. Embu Complex

The P–T estimates were obtained for a metasedimentary rock (PSM-111B) and a strongly foliated metagranite (PSM-75C). Considering the high degree of retrogression in the matrix associated with late mylonitization (see **Auxiliary Materials** for details), near-peak conditions were constrained essentially by the calculated stability field of the mineral assemblages and the distribution isopleths of component mole fractions in garnet, staurolite and plagioclase porphyroblasts in pseudosections, because these phases better retain peak compositions due to sluggish volume-diffusion kinetics. The retrograde conditions were calculated using the multi-equilibrium average P–T method on reequilibrated/newly formed phases.

For the staurolite-garnet-bearing mica schist (PSM-111B), the peak assemblage St+Grt+Ms+Bt+Ilm+Qz+ H_2O (abbreviations of Whitney and Evans, 2010) is well constrained in the pseudosection at conditions between 0.70–0.84 GPa and 580–630 °C, and the measured near-peak Mg# of staurolite (0.15) and X_{Alm} of garnet (0.79) indicate near-peak conditions of circa 0.80 GPa and 620 °C (**Fig. 4.11a**). Multi-equilibrium estimates yield near-peak conditions around 0.90 GPa and 600 °C, with associated errors (**Table 4.5; Fig. 4.12a**)

Figure 4.9: Transmitted light photomicrographs of petrological relationships and microstructural features. (a) Fine-grained garnet-bearing mica-rich mylonite (mylonitic metagranite, PSM-75C – Embu Complex) showing two phases of muscovite growth: an early phase of coarse-grained (Ms1 – mica-fish) grains (pre-S3 foliation) and the syn-mylonitic late fine-grained (Ms2) grains (S3 foliation).

Fine-grained garnet grains are cloritized and chlorite appears as retrograde post-S3 phase. Ms2 and Bt define the S3 mylonitic foliation. (b) Porphyroblastic St-Grt-bearing micaschist (PSM-111B – Embu Complex) showing pre-S3 poikiloblastic St porphyroblasts and idioblastic to subidioblastic Grt porphyroblast wrapped by S3 mylonitic foliation, delineated by fine-grained Ms+Bt-rich and quartz-ribbon bands. (c) and (d) General texture of medium-grained Grt-Bt-bearing amphibolite (PSM-61B – Costeiro Complex). A common texture of this lithotype comprises rounded quartz inclusions in plagioclase. (e) General texture of coarse-grained Cpx-bearing amphibolite (PSM-108A – Costeiro Complex). (f) F2 microfolds delineated by aggregates of sillimanite and biotite wrapped by S3 main foliation in medium- to fine-grained Sil-bearing Grt-Bt migmatitic paragneiss (metapelitic group) (PSM-104A1 – Costeiro Complex). The quartzofeldspathic bands (leucosome) are oriented parallel to the S3 main foliation. (g) and (h) General texture of porphyroblastic medium-grained Amp-bearing Grt-Bt paragneiss (metagreywacke group) (PSM-60B – Costeiro Complex). Note the widespread presence of rounded quartz inclusions in plagioclase, similar to those from the Grt-Bt-bearing amphiboles. Compare with photo (d). Images (a), (b), (c), (e), (f) and (g) are in plane-polarized light; images (d) and (h) are in cross-polarized light. Mineral abbreviations follow Whitney and Evans (2010).

Figure 4.10: AFM and ACF phase diagrams showing peak and retrograde metamorphic assemblages and whole-rock compositions (WR). (a) AFM phase diagrams of mylonitized metagranite (left) and metasedimentary rocks from Embu Complex (right). (b) ACF phase diagram of amphibolitic rocks and amphibole-bearing paragneiss from Costeiro Complex. MORB (mid-ocean ridge basalts) and IAB (island arc basalts) compositions are plotted for comparison. (c) AFM phase diagram of

metasedimentary rocks from Costeiro Complex. Mineral abbreviations follow Whitney and Evans (2010).

Table 4.5: Summary of THERMOCALC optimal average P – T estimates (mode two calculations) (Holland and Powell, 1998) for each studied sample.

Sample	Rock type	Selected assemblage	<i>P</i> – <i>T</i> stage	Average <i>T</i> ±1σ		Average <i>P</i> ±1σ		
				(°C)	(kbar)	Correl.	Sigfit	sd(fit)
<i>Embu Complex</i>								
PSM-75C	Foliated metagranite	Grt/Bt/Ms/Chl/Pl/Qz/H2O	Retro	539±14	2.8±0.8	0.727	1.00	1.49
PSM-75C	Foliated metagranite	Grt/Bt/Ms/Chl/Pl/Qz/H2O	Retro	530±16	2.2±0.9	0.785	1.12	1.45
PSM-75C	Foliated metagranite	Grt/Bt/Ms/Chl/Pl/Qz/H2O	Retro	533±15	3.0±0.9	0.690	1.18	1.45
PSM-75C	Foliated metagranite	Grt/Bt/Ms/Chl/Pl/Qz/H2O	Retro	530±16	2.5±0.9	0.744	1.13	1.45
PSM-111B	St-Grt-bearing mica schist	Grt/St/Bt/Ms/Qz/H2O	Peak	604±76	9.6±2.0	-0.165	1.35	1.54
PSM-111B	St-Grt-bearing mica schist	Grt/St/Bt/Ms/Qz/H2O	Peak	611±72	8.9±1.9	-0.227	1.25	1.54
PSM-111B	St-Grt-bearing mica schist	Grt/Bt/Ms/Chl/Pl/Qz/H2O	Retro	558±13	4.2±1.2	0.541	0.74	1.54
PSM-111B	St-Grt-bearing mica schist	Grt/Bt/Ms/Chl/Pl/Qz/H2O	Retro	560±14	4.0±1.3	0.581	0.63	1.54
PSM-111B	St-Grt-bearing mica schist	Grt/Bt/Ms/Chl/Pl/Qz/H2O	Retro	558±13	4.1±1.2	0.544	0.75	1.54
<i>Costeiro Complex</i>								
PSM-104A1	Metatexitic metapelite	Grt/Bt/Sil/Pl/Qz	Peak	643±141	3.5±1.8	0.733	0.25	1.96
PSM-104A1	Metatexitic metapelite	Grt/Bt/Sil/Pl/Qz	Peak	621±135	3.4±1.8	0.707	0.19	1.96
PSM-104A1	Metatexitic metapelite	Grt/Bt/Sil/Pl/Qz	Peak	637±139	3.5±1.8	0.730	0.24	1.96
PSM-104D	Metatexitic metapelite	Grt/Bt/Ms/Pl/Qz/H2O	Peak	733±40	6.8±1.4	0.689	1.14	1.54
PSM-104D	Metatexitic metapelite	Grt/Bt/Ms/Pl/Qz/H2O	Peak	735±38	6.9±1.3	0.691	1.09	1.54
PSM-104D	Metatexitic metapelite	Grt/Bt/Ms/Pl/Qz/H2O	Retro	700±47	5.4±1.7	0.734	1.22	1.73
PSM-104D	Metatexitic metapelite	Grt/Bt/Ms/Pl/Qz/H2O	Retro	696±46	5.5±1.6	0.736	1.23	1.73
PSM-104D	Metatexitic metapelite	Grt/Bt/Ms/Pl/Qz/H2O	Retro	719±40	5.5±1.3	0.710	0.84	1.54
PSM-109E	Metatexitic metapelite	Grt/Bt/Sil/Pl/Qz/H2O	Peak	597±125	4.1±1.8	0.753	0.32	1.96
PSM-109E	Metatexitic metapelite	Grt/Bt/Sil/Pl/Qz/H2O	Peak	592±125	4.5±1.8	0.770	0.38	1.96
PSM-60B	Amp-bearing Grt-Bt paragneiss	Grt/Amp (Ts)/Bt/Pl/Qz/H2O	Peak	656±73	3.6±1.2	0.389	0.78	1.61
	Amp-bearing Grt-Bt paragneiss							
PSM-60B	Amp-bearing Grt-Bt paragneiss	Grt/Amp (Ts)/Bt/Pl/Qz/H2O	Peak	641±71	3.6±1.2	0.390	0.93	1.61
PSM-61A	Grt-Bt-bearing amphibolite	Grt/Amp (Fe-Ts)/Bt/Pl/Qz/H2O	Peak	622±72	4.7±1.2	0.444	1.07	1.61
PSM-61A	Grt-Bt-bearing amphibolite	Grt/Amp (Fe-Ts)/Bt/Pl/Qz/H2O	Peak	623±67	4.8±1.1	0.449	0.97	1.61
PSM-61A	Grt-Bt-bearing amphibolite	Grt/Amp (Cum-Gru)/Bt/Pl/Qz/H2O	Retro	464±67	3.5±0.7	0.162	1.06	1.96
PSM-61A	Grt-Bt-bearing amphibolite	Grt/Amp (Cum-Gru)/Bt/Pl/Qz/H2O	Retro	460±62	3.3±0.6	0.119	0.99	1.96
PSM-61B	Grt-Bt-bearing amphibolite	Grt/Amp (Cum-Gru)/Chl/Pl/Qz/H2O	Retro	576±25	3.6±1.4	0.482	1.88	1.73
PSM-61B	Grt-Bt-bearing amphibolite	Grt/Amp (Mg-Hbl)/Chl/Pl/Qz/H2O	Retro	550±16	3.9±1.1	0.368	1.23	1.61
PSM-106A	Grt-Bt-bearing amphibolite	Grt/Amp (Fe-Ts)/Bt/Pl/Qz/H2O	Peak	743±88	5.5±1.3	0.487	1.02	1.49
PSM-106A	Grt-Bt-bearing amphibolite	Grt/Amp (Fe-Ts)/Bt/Pl/Qz/H2O	Peak	711±81	5.6±1.2	0.499	0.76	1.54
PSM-106A	Grt-Bt-bearing amphibolite	Grt/Amp (Mg-Hbl)/Bt/Chl/Pl/Qz/H2O						
	Grt-Bt-bearing amphibolite	Grt/Amp (Mg-Hbl)/Bt/Chl/Pl/Qz/H2O	Retro	539±12	4.7±0.8	0.225	0.99	1.49
PSM-106A	Grt-Bt-bearing amphibolite	Grt/Amp (Mg-Hbl)/Bt/Chl/Pl/Qz/H2O	Retro	536±12	4.5±0.8	0.240	1.02	1.49
PSM-106D	Grt-Bt-bearing amphibolite	Grt/Amp (Fe-Ts)/Bt/Pl/Qz/H2O	Peak	746±102	4.9±1.4	0.419	1.08	1.61
PSM-106D	Grt-Bt-bearing amphibolite	Grt/Amp (Fe-Ts)/Bt/Pl/Qz/H2O	Peak	732±90	4.3±1.3	0.412	0.87	1.61
PSM-106D	Grt-Bt-bearing amphibolite	Grt/Amp (Fe-Ts)/Bt/Pl/Qz/H2O	Peak	755±97	4.6±1.3	0.408	0.90	1.61
PSM-106D	Grt-Bt-bearing amphibolite	Grt/Amp (Fe-Ts)/Bt/Pl/Qz/H2O	Peak	734±90	4.6±1.3	0.426	0.95	1.61
PSM-106D	Grt-Bt-bearing amphibolite	Grt/Amp (Mg-Hbl)/Bt/Pl/Qz/H2O	Retro	612±103	4.1±1.6	0.423	1.49	1.61
PSM-106D	Grt-Bt-bearing amphibolite	Grt/Amp (Mg-Hbl)/Bt/Pl/Qz/H2O	Retro	621±97	4.1±1.5	0.427	1.37	1.61

in agreement with the pseudosection estimations. Retrograde rims re-equilibrated during cooling occur in both garnet and staurolite porphyroblasts; nevertheless, this retrograde zonation is absent in the contact zone between them (**Fig. 4.13**). The calculations of retrograde conditions for the assemblage Grt (outermost rim)+matrix Ms and Bt+Chl+Pl(rim)+Ilm+Qz+H₂O yielded circa 0.40 GPa and 560 °C (**Fig. 4.12a**).

garnet (X_{Alm}) in green lines and staurolite (Mg#) in brown lines. The measured near-peak Mg# of staurolite (0.15) and X_{Alm} of garnet (0.79) indicate near-peak conditions of circa 0.80 GPa and 620 °C. (b) Pseudosection in the MnCNKFMASHTi system for garnet-bearing mica-rich mylonite (PSM-75C – Embu Complex) with peak assemblage constrained by Grt+Ms+Pa+Bt+Pl+Ilm+Qz+H₂O at conditions between 0.6–0.9 GPa and 570–660 °C. The inset shows compositional isopleths of garnet (X_{Alm} in green and X_{Prp} in red) and plagioclase (X_{An} in dark grey). The intersection of near-peak measured X_{Alm} and X_{Prp} of garnet (X_{Alm} =0.74 and X_{Prp} =0.09–0.10) and X_{An} of plagioclase (X_{an} =0.24–0.25) yields P – T conditions of circa 0.75 GPa and 570 °C. (c) Pseudosection in the MnCNKFMASHTi system for Sil-bearing Grt-Bt paragneiss (PSM-104A1 – Costeiro Complex) modeling the near-peak assemblage of Grt+Sil+Bt+Pl+Ilm+Qz+H₂O+L (L=silicate liquid) at conditions of 0.42< P <0.75 GPa and 670< T <710 °C. In the inset is plotted compositional isopleths of garnet (X_{Grs} in green and X_{Prp} in red) and % melt volume (in yellow). The intersection of the measured near-peak X_{Grs} and X_{Prp} (X_{Grs} =0.03 and X_{Prp} =0.13) suggests P – T conditions of circa 5 GPa and 680 °C. Considering the intersection of garnet isopleths as the best approximation of near-peak P – T estimates, a less than 5% melt production is indicated in the pseudosection. For all pseudosections the thick white contoured field with italic labels represent the peak assemblage. Color tones represent the variance of the fields, with darkest grey and lightest grey corresponding to the highest ($f=7$ and $p=5$) and lowest ($f=2$ and $p=10$) variance fields, respectively. Thick lines that separate fields with same variance represent pseudounivariant reactions. Mineral abbreviations follow Whitney and Evans (2010).

Figure 4.11: (Continued)

The near-peak conditions of the garnet-bearing mica-rich mylonite (PSM-75C) was constrained by the stability field of the assemblage Grt+Ms+Pa+Bt+Pl+Ilm+Qz+H₂O in pseudosection, yielding conditions between 0.6–0.9 GPa and 570–660 °C (**Fig. 4.11b**). The intersection of X_{Prp} and X_{Alm} isopleths for the near-peak garnet composition (X_{Prp} =0.09–0.10

and $X_{\text{Alm}}=0.74$), and X_{An} of near-peak plagioclase ($X_{\text{An}}=0.24-0.25$) yields P–T conditions of circa 0.75 GPa and 570 °C (**Fig. 4.11b**). The retrograde condition was estimated by the multi-equilibrium average P–T method with Grt (lower X_{prp} and higher X_{sps} outermost rim)+matrix Ms and Bt+Pl (lower X_{an})+Chl+Ilm+Qz+H₂O and yielded circa 0.3 GPa and 530 °C (**Table 4.5; Fig. 4.12a**).

The estimated P–T path for the Embu Complex based on these two samples describe a near-isothermal decompression from ~0.8 to 0.3 GPa at temperatures around 550–600 °C (**Fig. 4.12c**). This path is compatible with an initial crustal thickening and burial of the metasedimentary sequence to depths of circa 25 km, followed by an extensional regime and wrench tectonics.

4.7.1.2. Costeiro Complex

Four metasedimentary (PSM-60B, PSM-104A1, PSM-104D, PSM-109E) and four amphibolitic (PSM-61A, PSM-61B, PSM-106A, PSM-106D) samples were used to constrain the P–T conditions of the Costeiro Complex. One pseudosection was calculated for metasedimentary sample PSM-104A1 in order to estimate the volume of melt produced by the migmatization. Multi-equilibrium average P–T calculations were performed for near-peak and retrograde conditions in both metasedimentary and amphibolitic rocks.

The near-peak assemblage of Grt+Sil+Bt+Pl+Ilm+Qz+H₂O+L (L=silicate liquid) of the metapelitic group (Sil-bearing Grt-Bt paragneiss – PSM-104A1) is modeled in the pseudosection by a quadri-variant field at $0.42 < P < 0.75$ GPa and $670 < T < 710$ °C (**Fig. 4.11c**), and $X_{\text{Prp}}=0.13$ and $X_{\text{Grs}}=0.03$ in garnet from this sample provide near-peak P–T conditions of circa 5 GPa and 680 °C (**Fig. 4.11c**). The multi-equilibrium average P–T calculations for the sillimanite-bearing garnet-biotite paragneiss samples PSM-104A1, PSM-104D and PSM-109E using the phases Grt±Sil+Bt±Ms+Pl+Qz+H₂O yield near-peak conditions of 0.35–0.70 GPa and 600–750 °C (**Table 4.5; Fig. 4.12b**), in agreement within error with the pseudosection estimation. The near-peak average P–T estimates for the metagreywacke group (Amp-bearing Grt-Bt paragneiss – PSM-60B) yield conditions of circa 0.35 GPa and 650 °C (**Table 4.5; Fig. 4.12b**). Moreover, the Grt-bearing amphibolites provided near-peak estimates of circa 650–750 °C and 0.45–0.55 GPa (**Table 4.5; Fig. 4.12b**). The near-peak conditions calculated for the amphibolites plot beyond the H₂O-saturated basaltic solidus. Hence, if fluid locally fluxed the amphibolites they may have evolved (small) fractions of partial melts. The calculated retrograde conditions yielded circa of 530 °C and 0.45 GPa (**Table 4.5; Fig. 4.12b**).

The thermobarometric calculations of the metasedimentary and amphibolitic rocks allow constraining a P–T path for the Costeiro Complex characterized by an inferred compression event up to 6–8 kbar (assumed to have followed a 30 °C/km geothermal gradient), succeed by heating with moderate decompression, reaching the peak conditions at ~650–750 °C and ~0.4–0.6 GPa, and a late near-isobaric cooling (**Fig. 4.12c**). The initial burial of the supracrustal succession is interpreted as a consequence of crustal thickening, followed by a core complex-forming event related to the P–T segments characterized by heating and moderate decompression and later cooling and crystallization of the partially molten crustal material.

4.8. Zircon geochronology

U–Pb zircon dating was performed in representative samples of peraluminous leucogranites, diatexites, and amphibolites from Costeiro Complex, and metasedimentary rocks from both complexes. Dating the peraluminous leucogranites and diatexites aimed to achieve the timing of crustal melt formation and crystallization, while the zircon cores of the amphibolites were dated to constrain the timing of mafic magmatism. The zircon rim analyses on metamorphic overgrowths of both metasedimentary rocks and amphibolites were performed in order to date the medium- to high-grade metamorphism of both complexes. The descriptions of the dated samples are presented in the **Auxiliary Material 4.7**.

The spatial distribution of the samples is shown in the **Figure 4.3**. All analytical data are presented in the **Table 4.6** and CL images with analysis location and corresponding ages are shown in the **Figures 4.14, 4.15 and 4.16**. All errors and the weighted mean ages (concordia ages) are quoted at 95% confidence level (2σ). Age data for all zircon samples are plotted on Wetherill diagrams (**Figs. 4.14, 4.15 and 4.16**). The $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ages and $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ ages were chosen as effective ages for < 1000 Ma and > 1000 Ma ages, respectively.

The two peraluminous leucogranite samples (PSM-57A and PSM-70) correspond to the São Sebastião Leucogranite body (**Fig. 4.3**). Homogeneous to convolute growth zoning characterize the textural features in the zircon grains of these samples and all the grains are between 70 and 150 μm (**Fig. 4.14a**). Eight concordant analyses (discordance < 1.5%) from sample PSM-57A yielded two clusters of ages, in which the younger cluster (539 ± 2 Ma; MSWD=0.11) represents bright luminescent irregular rims and the older one (581 ± 5 Ma; MSWD=0.03) corresponds to the grain cores (**Figs. 4.14a and b**). Two older inherited grains yielded 614 ± 7 and 895 ± 20 Ma. In sample PSM-70, eight concordant analyses (discordance < 2%) yielded weighted mean age of 562 ± 6 Ma (MSWD=1.04). The ages of 581 ± 5 and 562

± 6 Ma are interpreted as the best estimation of crystallization timing for both samples. The younger cluster of ages at 539 ± 2 Ma, yielded in the sample PSM-57A, could be interpreted as later incremental emplacement of granitic sheets in crystal-rich host (e.g. Miller et al., 2011).

Figure 4.12: P – T diagrams showing conditions calculated with THERMOCALC and paths for rocks from Embu (a) and Costeiro (b) complexes. For calculations data see Table 5. (c) Integrated P – T paths for both Embu and Costeiro complexes. Ellipse errors are $\pm 1\sigma$. For reference, the grid for the KFMASH system (Spear et al., 1999) and the wet basaltic solidus (Vielzeuf and Schmidt, 2001) is included. Mineral abbreviations follow Whitney and Evans (2010).

Figure 4.13: XR images showing key textural and compositional data of the St-Grt-bearing micaschist (PSM-111B – Embu Complex). Color scale bar indicates high (red) and low (blue) concentrations. (a), (b) and (c) X_{SpS} , X_{Alm} and X_{Grs} images of garnet porphyroblast showing normal growing zonation with Mn-rich cores and decreasing in Mn contents towards the rim. The zonation pattern also indicates coalescence of smaller garnet grains. Note that in the outer rim of the porphyroblasts is observed a slightly increase in Mn and Fe contents and decrease in Ca contents, suggesting retrograde readjustments. The compositional profiles AB and CD are presented in the Auxiliary Material 4. (d) Mg# image of staurolite porphyroblasts showing re-equilibrated retrograde rims characterized by low Mg# contents. Note that in the contact zone between garnet and staurolite porphyroblasts the retrogression textures are faint or absent. Mineral abbreviations follow Whitney and Evans (2010).

Two samples of diatexites were analyzed. All the zircon grains of the sample PSM-58D are between 80 and 120 μm and comprise inherited cores with oscillatory to convolute growth zoning mantled by homogeneous to faint oscillatory zoned rims (**Fig. 4.14a**). The overgrown rims are dark luminescent and textural features of core assimilation are present. The inherited cores provided a well-established cluster between ~750 and 800 Ma (weighted mean age of 769 ± 10 Ma; MSWD=2.63) and two analyses yielded ages of circa 1200 Ma

(1205 ± 16 and 1268 ± 10 Ma). One inherited core yielded a younger age of 635 ± 9 Ma. Five concordant analyses (discordance $< 2\%$) provided a weighted mean age of 575 ± 3 Ma (MSWD=0.44) for the overgrown rims, interpreted as the timing of diatextite melt crystallization. The zircon grains from the sample PSM-105A are euhedral, prismatic and larger than the grains from the other samples, ranging from 150 up to 450 μm . In the CL images the zircon grains show textures of well-defined primary oscillatory growth zoning (**Fig. 4.14a**). Ten concordant analyses (discordance $< 2.5\%$) yielded a weighted mean age of 584 ± 5 Ma (MSWD=3.47) (**Fig. 4.14b**).

Three samples of amphibolites were selected for U–Pb zircon dating. Two samples (PSM-104F; PSM-104G) correspond to garnet-bearing amphibolites and one sample (PSM-106C) corresponds to a coarse-grained amphibolite. Cores with oscillatory growth zoning overgrown by homogeneous rims characterize the zircon grains from all the samples.

The zircon grains from sample PSM-104F are in the range between 50 and 150 μm (**Fig. 4.15a**). A rounded inherited grain with oscillatory growth zoning, rimmed by a thin homogeneous overgrowth, yielded 1266 ± 13 Ma. The core of the most prismatic grains also exhibits typical primary oscillatory growth zoning and provided a weighted mean age of 791 ± 10 Ma (MSWD=26.62) (**Figs. 4.15a and b**). Two analyses of the homogeneous rims yielded concordant ages (discordance $< 2\%$) of circa 580–590 Ma and a homogeneous bright luminescent grain yielded 618 ± 2 Ma (**Figs. 4.15a and b**).

Prismatic to ovoid crystals typify the zircon grains from the sample PSM-104G, varying in size from 40 up to 180 μm -long (**Fig. 4.15a**). The textures in the CL images include cores with oscillatory growth and convolute zoning, homogeneous bright luminescent grains and homogeneous gray to dark luminescent overgrowth rims (**Fig. 4.15a**). One inherited core yielded age of 1326 ± 15 Ma. The cores with oscillatory growth zoning provided ages around 750 Ma (three analyses) 102nda round 800 Ma (two analyses). The homogeneous grains, the cores with convolute zoning and the overgrowth rims yielded ages between 560 and 640 Ma (**Figs. 4.15a and b**).

In the sample PSM-106C, prismatic to ovoid grains and rounded grains with oscillatory growth zoning and bright to gray luminescent overgrowths characterize the zircon grains, ranging from 80 up to 200 μm (**Fig. 4.15a**). The cores of the rounded grains constitute inherited crystals that yielded four ages: ~ 2700 Ma (one analysis), ~ 2100 Ma (two analyses), ~ 1800 Ma (three analyses), and ~ 1400 Ma (two analyses) (**Figs. 4.15a and 4.15b**). The cores of the prismatic to ovoid grains provided a weighted mean age of 786 ± 10 Ma (MSWD=0.41) (**Figs. 4.15a and b**). A small rounded grain with convolute zoning yielded 614 ± 14 Ma.

Table 4.6: SHRIMP zircon U–Th–Pb data for the studied samples. $f_{206}(\%) = (\text{common } ^{206}\text{Pb}/\text{total } ^{206}\text{Pb}) * 100$; $\text{Rho} = [(\text{err. } ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) / (\text{measured } ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})] / [(\text{err. } ^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}) / (\text{measured } ^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U})]$; $\text{Discor}(\%) = [1 - (^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \text{ age}) / (^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \text{ age})] * 100$. Data are uncorrected for common lead and all errors are at 95% confidence interval ($\approx 2\sigma$).

Spot Name	U (ppm)	Th (ppm)	²⁰⁶ Pb (ppm)	f206 (%)	Th/U	Isotope Ratios								Rho	Age Estimates (Ma)						Discor (%)
						²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	$\pm 2\sigma$	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	$\pm 2\sigma$	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	$\pm 2\sigma$	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	$\pm 2\sigma$		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	$\pm 2\sigma$	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	$\pm 2\sigma$	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	$\pm 2\sigma$	
PSM-57A - Grt-bearing leucogranite																					
P57A-2.1	978	3	81	27.8	0.00	0.0577	0.0011	0.0951	0.0026	0.7567	0.0255	0.0307	0.0010	0.8138	520	42	585	15	572	15	-2.4
P57A-9.1	613	436	79	0.0	0.71	0.0685	0.0016	0.1489	0.0035	1.4056	0.0466	0.0473	0.0098	0.7093	883	47	895	20	891	20	-0.4
P57A-12.1	2401	70	181	6.8	0.03	0.0592	0.0002	0.0872	0.0003	0.7114	0.0041	0.0241	0.0008	0.5442	575	7	539	2	546	2	1.2
P57A-15.1	2539	71	208	12.8	0.03	0.0585	0.0003	0.0944	0.0011	0.7613	0.0101	0.0242	0.0006	0.8841	547	11	581	7	575	6	-1.2
P57A-21.1	1535	10	125	23.5	0.01	0.0589	0.0004	0.0937	0.0015	0.7605	0.0138	0.0245	0.0005	0.9012	562	15	577	9	574	8	-0.6
P57A-29.1	748	18	56	27.0	0.02	0.0587	0.0001	0.0870	0.0006	0.7033	0.0052	0.0275	0.0011	0.8676	554	2	538	3	541	3	0.6
P57A-33.1	892	17	68	12.7	0.02	0.0589	0.0002	0.0876	0.0006	0.7118	0.0059	0.0302	0.0016	0.7873	564	8	542	3	546	4	0.8
P57A-44.2	2055	48	178	5.7	0.02	0.0591	0.0005	0.0999	0.0013	0.8134	0.0128	0.0340	0.0019	0.8038	570	19	614	7	604	7	-1.6
PSM-70 - Grt-bearing leucogranite																					
P70-6.1	871	13	68	15.2	0.01	0.0579	0.0001	0.0898	0.0004	0.7162	0.0044	0.0243	0.0003	0.7221	525	5	554	2	548	3	-1.0
P70-9.1	1354	35	105	20.9	0.03	0.0586	0.0005	0.0899	0.0006	0.7264	0.0080	0.0221	0.0005	0.6458	553	17	555	4	554	5	0.0
P70-26.1	297	149	23	12.6	0.50	0.0591	0.0007	0.0896	0.0004	0.7308	0.0098	0.0248	0.0007	0.2909	572	26	553	2	557	6	0.6
P70-27.1	1206	28	95	9.0	0.02	0.0586	0.0003	0.0905	0.0004	0.7315	0.0056	0.0335	0.0003	0.5310	553	12	559	2	557	3	-0.2
P70-29.1	1297	79	105	51.0	0.06	0.0583	0.0002	0.0934	0.0005	0.7509	0.0053	0.0002	0.0004	0.7709	542	6	576	3	569	3	-1.2
P70-30.1	1492	50	120	3.5	0.03	0.0582	0.0005	0.0926	0.0011	0.7433	0.0110	0.0308	0.0008	0.7694	537	19	571	6	564	6	-1.2
P70-33.1	985	19	78	11.9	0.02	0.0586	0.0001	0.0917	0.0004	0.7401	0.0044	0.0244	0.0002	0.7109	551	5	565	2	563	3	-0.6
P70-38.1	940	25	74	13.4	0.03	0.0583	0.0002	0.0910	0.0006	0.7309	0.0063	0.0238	0.0003	0.8083	539	8	562	4	557	4	-0.8
PSM-58D - Diatexite																					
P58D-3.1	212	34	24	6.8	0.16	0.0655	0.0009	0.1291	0.0008	1.1654	0.0172	0.0375	0.0009	0.3928	789	27	783	4	785	8	0.2
P58D-5.2	228	104	37	30.5	0.46	0.0803	0.0007	0.1878	0.0020	2.0798	0.0294	0.0501	0.0021	0.7622	1205	16	1109	11	1142	10	2.8
P58D-6.1	182	26	21	-9.0	0.14	0.0652	0.0008	0.1325	0.0005	1.1910	0.0155	0.0439	0.0004	0.2603	781	25	802	3	796	7	-0.8
P58D-7.2	1094	199	98	15.3	0.18	0.0599	0.0004	0.1036	0.0016	0.8559	0.0145	0.0256	0.0012	0.8920	601	15	635	9	628	8	-1.2
P58D-8.1	845	53	69	118.8	0.06	0.0625	0.0004	0.0945	0.0002	0.8145	0.0058	0.0067	0.0005	0.3440	691	12	582	1	605	3	3.8
P58D-8.2	256	341	27	43.1	1.34	0.0652	0.0007	0.1229	0.0009	1.1051	0.0145	0.0314	0.0011	0.5256	781	22	747	5	756	7	1.2
P58D-9.1	296	102	49	2.2	0.35	0.0829	0.0005	0.1919	0.0001	2.1950	0.0143	0.0592	0.0004	0.1040	1268	10	1132	1	1180	5	4.0
P58D-10.1	730	9	59	5.0	0.01	0.0587	0.0002	0.0935	0.0008	0.7557	0.0076	0.0318	0.0015	0.8355	554	9	576	5	572	4	-0.8
P58D-10.2	1139	453	91	12.7	0.41	0.0594	0.0002	0.0926	0.0004	0.7579	0.0047	0.0281	0.0006	0.6120	580	7	571	2	573	3	0.4
P58D-11.1	245	60	26	9.7	0.25	0.0665	0.0002	0.1232	0.0007	1.1303	0.0085	0.0335	0.0008	0.7735	824	6	749	4	768	4	2.4
P58D-12.1	208	120	24	-13.5	0.58	0.0663	0.0006	0.1306	0.0010	1.1945	0.0144	0.0332	0.0007	0.6111	817	18	791	6	798	7	0.8
P58D-13.2	172	88	19	13.6	0.51	0.0610	0.0013	0.1243	0.0012	1.0453	0.0241	0.0341	0.0006	0.4182	640	44	755	7	727	12	-4.0
P58D-15.1	213	117	23	28.9	0.56	0.0658	0.0014	0.1247	0.0017	1.1303	0.0286	0.0386	0.0007	0.5320	798	44	758	10	768	14	1.4
P58D-17.1	348	53	39	-1.4	0.16	0.0654	0.0011	0.1294	0.0017	1.1665	0.0248	0.0384	0.0011	0.6329	787	33	784	10	785	12	0.0
P58D-19.1	307	196	34	11.2	0.65	0.0650	0.0002	0.1289	0.0020	1.1552	0.0186	0.0405	0.0007	0.9595	775	6	781	11	780	9	-0.2
P58D-22.1	1137	18	93	34.7	0.02	0.0599	0.0002	0.0940	0.0004	0.7758	0.0053	0.0270	0.0003	0.6604	599	8	579	3	583	3	0.8

Table 4.6: (Continued)

Spot Name	U (ppm)	Th (ppm)	²⁰⁶ Pb (ppm)	f206 (%)	Th/U	Isotope Ratios								Rho	Age Estimates (Ma)						Discor (%)
						²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2σ	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	±2σ		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2σ	
PSM-58D - Diatexite																					
P58D-28.1	615	5	50	52.3	0.01	0.0581	0.0000	0.0932	0.0003	0.7470	0.0039	0.0374	0.0028	0.7040	534	2	575	2	567	2	-1.4
P58D-29.1	919	6	75	13.1	0.01	0.0581	0.0006	0.0937	0.0003	0.7500	0.0080	0.0350	0.0006	0.3203	533	21	577	2	568	5	-1.6
P58D-29.2	351	75	38	49.1	0.22	0.0679	0.0005	0.1252	0.0011	1.1724	0.0139	0.0438	0.0006	0.7362	865	15	761	6	788	7	3.4
P58D-30.1	301	45	32	40.3	0.15	0.0657	0.0006	0.1240	0.0019	1.1230	0.0202	0.0405	0.0014	0.8456	796	18	754	11	764	10	1.4
P58D-31.2	118	55	13	0.0	0.48	0.0648	0.0009	0.1272	0.0009	1.1359	0.0177	0.0415	0.0004	0.4442	767	28	772	5	771	9	-0.2
P58D-32.2	380	120	41	27.4	0.32	0.0657	0.0003	0.1244	0.0020	1.1273	0.0191	0.0458	0.0034	0.9523	798	8	756	12	767	9	1.4
P58D-32.3	525	9	41	64.6	0.02	0.0611	0.0003	0.0909	0.0003	0.7662	0.0054	0.0510	0.0013	0.5140	643	10	561	2	578	3	2.8
PSM-105A- Diatexite																					
P105A-1.1	894	208	74	4.9	0.24	0.0606	0.0003	0.0957	0.0004	0.7999	0.0057	0.0285	0.0004	0.5266	625	10	589	2	597	3	1.2
P105A-2.1	310	146	25	27.1	0.48	0.0597	0.0006	0.0926	0.0003	0.7618	0.0089	0.0298	0.0002	0.2331	592	23	571	2	575	5	0.8
P105A-3.1	298	224	24	33.1	0.77	0.0596	0.0008	0.0947	0.0011	0.7784	0.0144	0.0287	0.0004	0.6435	589	29	584	7	585	8	0.2
P105A-4.1	1004	311	85	15.4	0.32	0.0594	0.0005	0.0973	0.0003	0.7973	0.0072	0.0308	0.0002	0.3454	583	17	599	2	595	4	-0.6
P105A-5.1	143	42	12	60.8	0.30	0.0597	0.0005	0.0953	0.0005	0.7846	0.0079	0.0300	0.0009	0.5222	594	17	587	3	588	5	0.2
P105A-7.1	206	89	17	48.2	0.44	0.0611	0.0010	0.0932	0.0007	0.7848	0.0149	0.0289	0.0002	0.3833	642	36	575	4	588	9	2.4
P105A-9.1	143	53	12	88.0	0.38	0.0583	0.0004	0.0942	0.0011	0.7576	0.0107	0.0295	0.0009	0.8314	541	15	581	7	573	6	-1.4
P105A-10.1	255	168	21	50.2	0.68	0.0603	0.0009	0.0953	0.0009	0.7921	0.0142	0.0300	0.0005	0.5467	613	31	587	6	592	8	1.0
P105A-11.1	364	102	30	9.1	0.29	0.0611	0.0013	0.0949	0.0020	0.7990	0.0241	0.0292	0.0009	0.7097	642	45	584	12	596	14	2.0
P105A-13.1	1307	705	108	26.8	0.55	0.0606	0.0004	0.0954	0.0012	0.7967	0.0114	0.0301	0.0005	0.8660	624	13	587	7	595	7	1.2
PSM-104F - Grt amphibolite (magmatic and metamorphic ages)																					
P104F-1.1	173	42	19	45.1	0.25	0.0665	0.0010	0.1304	0.0018	1.1963	0.0248	0.0408	0.0007	0.6764	823	31	790	11	799	12	1.0
P104F-2.1	44	0	4	283.2	0.00	0.0688	0.0017	0.1006	0.0003	0.9549	0.0234	0.2376	0.0105	0.1306	894	49	618	2	681	12	9.2
P104F-5.2	118	44	13	95.3	0.38	0.0638	0.0011	0.1311	0.0025	1.1535	0.0301	0.0418	0.0012	0.7367	736	36	794	14	779	14	-2.0
P104F-6.1	229	61	24	42.4	0.27	0.0647	0.0003	0.1226	0.0014	1.0930	0.0141	0.0323	0.0005	0.9074	764	8	745	8	750	7	0.6
P104F-8.1	288	146	32	34.5	0.52	0.0657	0.0010	0.1284	0.0018	1.1628	0.0242	0.0398	0.0009	0.6690	796	31	779	10	783	11	0.6
P104F-9.1	223	44	25	-3.6	0.20	0.0666	0.0003	0.1306	0.0015	1.1993	0.0150	0.0395	0.0011	0.8878	826	9	791	8	800	7	1.2
P104F-10.1	211	78	25	45.1	0.38	0.0684	0.0009	0.1376	0.0013	1.2979	0.0220	0.0450	0.0005	0.5752	881	28	831	8	845	10	1.6
P104F-13.1	176	42	26	42.8	0.25	0.0829	0.0005	0.1711	0.0006	1.9552	0.0161	0.0476	0.0003	0.4480	1266	13	1018	4	1100	6	7.4
P104F-14.1	133	71	16	79.4	0.55	0.0646	0.0005	0.1357	0.0001	1.2094	0.0107	0.0416	0.0003	0.1199	762	17	820	1	805	5	-2.0
P104F-15.1	17	1	2	739.3	0.05	0.0676	0.0011	0.1386	0.0053	1.2915	0.0540	0.1222	0.0077	0.9101	856	35	837	30	842	24	0.6
P104F-16.1	119	43	13	49.7	0.37	0.0683	0.0002	0.1272	0.0014	1.1973	0.0143	0.0397	0.0008	0.9069	877	7	772	8	799	7	3.4
P104F-18.1	218	7	18	39.8	0.03	0.0586	0.0009	0.0960	0.0018	0.7748	0.0189	0.0353	0.0026	0.7887	551	31	591	11	583	11	-1.4
P104F-18.2	224	5	18	20.7	0.03	0.0601	0.0002	0.0945	0.0005	0.7840	0.0054	0.0355	0.0019	0.7324	609	7	582	3	588	3	1.0
P104F-20.1	327	236	36	18.3	0.74	0.0654	0.0002	0.1291	0.0005	1.1635	0.0069	0.0386	0.0003	0.6911	787	5	783	3	784	3	0.2
P104F-21.1	220	59	25	29.5	0.27	0.0662	0.0005	0.1303	0.0017	1.1897	0.0182	0.0394	0.0008	0.8370	813	16	790	10	796	8	0.8

Table 4.6: (Continued)

Spot Name	U (ppm)	Th (ppm)	²⁰⁶ Pb (ppm)	f206 (%)	Th/U	Isotope Ratios								Age Estimates (Ma)								Discor (%)
						²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	Rho	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U						
						±2σ	±2σ	±2σ	±2σ	±2σ	±2σ	±2σ	±2σ	±2σ	±2σ	±2σ						
PSM-104F - Grt amphibolite (magmatic and metamorphic ages)																						
P104F-22.1	415	135	48	18.3	0.33	0.0652	0.0008	0.1348	0.0024	1.2130	0.0262	0.0415	0.0014	0.8203	782	25	815	14	807	12	-1.0	
P104F-23.1	309	95	34	33.2	0.31	0.0675	0.0006	0.1276	0.0015	1.1864	0.0185	0.0391	0.0006	0.7584	852	20	774	9	794	9	2.6	
PSM-104G - Grt amphibolite (magmatic and metamorphic ages)																						
P104G-1.1	2404	36	199	2.5	0.02	0.0604	0.0007	0.0956	0.0018	0.7972	0.0181	0.0315	0.0007	0.8337	620	26	589	11	595	10	1.0	
P104G-1.2	279	5	24	19.5	0.02	0.0616	0.0006	0.1000	0.0014	0.8488	0.0150	0.0366	0.0035	0.8140	660	20	614	8	624	8	1.6	
P104G-2.1	156	2	13	60.1	0.01	0.0612	0.0012	0.0947	0.0019	0.7989	0.0222	0.0555	0.0058	0.7151	646	41	583	11	596	13	2.2	
P104G-3.1	278	5	22	12.7	0.02	0.0598	0.0004	0.0928	0.0007	0.7650	0.0081	0.0331	0.0037	0.7351	596	13	572	4	577	5	0.8	
P104G-5.1	169	2	15	51.4	0.01	0.0616	0.0001	0.1014	0.0007	0.8611	0.0068	0.0823	0.0086	0.8571	660	4	623	4	631	4	1.2	
P104G-6.1	375	5	33	20.1	0.01	0.0613	0.0007	0.1006	0.0016	0.8504	0.0165	0.0376	0.0010	0.8046	650	23	618	9	625	9	1.2	
P104G-7.1	224	3	19	0.0	0.01	0.0622	0.0006	0.0980	0.0021	0.8411	0.0194	0.0387	0.0018	0.9086	682	19	603	12	620	11	2.8	
P104G-7.2	181	90	19	17.8	0.51	0.0653	0.0010	0.1189	0.0025	1.0701	0.0278	0.0342	0.0009	0.7989	784	32	724	14	739	14	2.0	
P104G-8.1	296	5	25	28.2	0.02	0.0607	0.0009	0.0977	0.0026	0.8177	0.0252	0.0341	0.0014	0.8704	628	32	601	16	607	14	1.0	
P104G-9.1	359	5	32	10.5	0.01	0.0594	0.0007	0.1017	0.0019	0.8335	0.0191	0.0374	0.0041	0.8289	583	27	625	11	616	11	-1.4	
P104G-10.1	300	8	25	16.5	0.03	0.0595	0.0006	0.0943	0.0026	0.7736	0.0228	0.0355	0.0013	0.9254	585	23	581	15	582	13	0.2	
P104G-11.1	1023	13	81	8.0	0.01	0.0591	0.0011	0.0914	0.0026	0.7455	0.0255	0.0354	0.0016	0.8380	573	39	564	16	566	15	0.4	
P104G-12.1	150	1	13	37.9	0.00	0.0615	0.0012	0.0997	0.0009	0.8454	0.0184	0.0719	0.0109	0.4308	656	41	613	6	622	10	1.4	
P104G-12.2	308	165	35	27.1	0.55	0.0668	0.0005	0.1318	0.0003	1.2149	0.0103	0.0416	0.0002	0.2859	833	15	798	2	807	5	1.2	
P104G-13.1	481	18	38	36.5	0.04	0.0605	0.0002	0.0904	0.0005	0.7543	0.0056	0.0571	0.0013	0.7293	622	8	558	3	571	3	2.2	
P104G-14.1	402	5	35	18.7	0.01	0.0605	0.0007	0.1007	0.0022	0.8410	0.0214	0.0402	0.0020	0.8676	623	26	619	13	620	12	0.2	
P104G-15.1	102	1	9	60.6	0.01	0.0606	0.0014	0.0990	0.0007	0.8271	0.0197	0.0816	0.0043	0.2756	625	48	609	4	612	11	0.6	
P104G-16.1	1428	15	124	4.2	0.01	0.0591	0.0004	0.1006	0.0010	0.8190	0.0101	0.0350	0.0017	0.7836	569	15	618	6	608	6	-1.6	
P104G-16.2	209	4	18	19.8	0.02	0.0597	0.0007	0.0996	0.0011	0.8205	0.0132	0.0448	0.0020	0.6929	595	24	612	7	608	7	-0.6	
P104G-17.1	309	4	25	28.4	0.01	0.0593	0.0004	0.0929	0.0022	0.7600	0.0193	0.0439	0.0015	0.9510	579	15	573	13	574	11	0.2	
P104G-18.1	236	4	20	0.0	0.02	0.0601	0.0007	0.0991	0.0007	0.8216	0.0113	0.0390	0.0014	0.4975	607	24	609	4	609	6	0.0	
P104G-18.2	207	54	24	19.8	0.27	0.0658	0.0003	0.1337	0.0039	1.2130	0.0358	0.0412	0.0015	0.9838	800	8	809	22	807	17	-0.2	
P104G-19.1	250	4	23	6.5	0.02	0.0593	0.0006	0.1047	0.0004	0.8560	0.0101	0.0438	0.0020	0.3322	578	23	642	2	628	6	-2.2	
P104G-21.1	397	3	35	229.8	0.01	0.0616	0.0003	0.1016	0.0015	0.8629	0.0133	0.1567	0.0067	0.9346	660	9	624	9	632	7	1.2	
P104G-22.1	3660	38	308	1.1	0.01	0.0591	0.0004	0.0951	0.0021	0.7935	0.0184	0.0343	0.0009	0.9677	572	14	586	13	593	10	1.2	
P104G-23.1	219	1	19	15.2	0.01	0.0605	0.0005	0.0991	0.0015	0.8267	0.0146	0.0513	0.0018	0.8480	622	19	609	9	612	8	0.4	
P104G-24.1	332	6	29	0.0	0.02	0.0596	0.0004	0.0991	0.0009	0.8147	0.0094	0.0364	0.0006	0.7605	589	14	609	5	605	5	-0.8	
P104G-25.1	387	5	35	13.0	0.01	0.0596	0.0003	0.1032	0.0022	0.8484	0.0186	0.0398	0.0024	0.9575	590	11	633	13	624	10	-1.6	
P104G-26.1	298	4	26	0.0	0.02	0.0616	0.0004	0.1020	0.0021	0.8662	0.0191	0.0397	0.0032	0.9389	660	14	626	12	634	11	1.2	
P104G-27.1	124	2	10	0.0	0.02	0.0607	0.0016	0.0964	0.0022	0.8070	0.0278	0.0473	0.0056	0.6514	630	55	593	13	601	16	1.2	
P104G-28.1	199	2	17	19.3	0.01	0.0598	0.0007	0.1009	0.0017	0.8316	0.0174	0.0476	0.0066	0.8212	595	24	620	10	615	10	-0.8	

Table 4.6: (Continued)

Spot Name	U (ppm)	Th (ppm)	²⁰⁶ Pb (ppm)	f206 (%)	Th/U	Isotope Ratios								Rho	Age Estimates (Ma)						Discor (%)
						²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th								
						±2σ	±2σ	±2σ	±2σ	±2σ	±2σ	±2σ	±2σ								
PSM-104G - Grt amphibolite (magmatic and metamorphic ages)																					
P104G-29.1	342	230	36	25.9	0.69	0.0641	0.0005	0.1221	0.0018	1.0792	0.0186	0.0381	0.0006	0.8768	746	16	742	11	743	9	0.2
P104G-30.1	144	44	16	59.6	0.32	0.0646	0.0002	0.1242	0.0004	1.1057	0.0065	0.0407	0.0011	0.5335	760	7	755	2	756	3	0.2
P104G-33.1	142	2	13	33.1	0.01	0.0584	0.0004	0.1034	0.0008	0.8321	0.0090	0.0617	0.0063	0.6836	544	15	634	4	615	5	-3.2
PSM-106C - Amphibolite (magmatic and metamorphic ages)																					
P106C-1.1	995	479	111	14.9	0.49	0.0660	0.0004	0.1286	0.0015	1.1710	0.0160	0.0389	0.0006	0.8464	807	13	780	9	787	8	1.0
P106C-2.1	129	52	15	21.7	0.41	0.0658	0.0009	0.1297	0.0014	1.1772	0.0202	0.0402	0.0005	0.6232	800	27	786	8	790	10	0.4
P106C-2.2	661	476	177	0.1	0.74	0.1126	0.0014	0.3102	0.0104	4.8156	0.1738	0.0983	0.0039	0.9293	1842	23	1742	51	1788	31	2.6
P106C-3.1	358	58	61	7.7	0.17	0.0888	0.0029	0.1980	0.0107	2.4250	0.1531	0.0722	0.0044	0.8528	1400	61	1165	58	1250	46	6.8
P106C-4.2	419	334	126	9.4	0.82	0.1248	0.0004	0.3472	0.0015	5.9736	0.0381	0.0964	0.0007	0.6638	2026	6	1921	7	1972	6	2.6
P106C-5.1	153	80	25	13.5	0.54	0.0906	0.0024	0.1861	0.0091	2.3242	0.1296	0.0640	0.0034	0.8745	1438	50	1100	50	1220	40	9.8
P106C-6.2	167	32	18	0.0	0.20	0.0657	0.0010	0.1262	0.0009	1.1425	0.0192	0.0391	0.0013	0.4271	796	31	766	5	774	9	1.0
P106C-7.1	305	176	34	26.6	0.59	0.0667	0.0007	0.1274	0.0017	1.1715	0.0203	0.0393	0.0007	0.7859	829	21	773	10	787	10	1.8
P106C-8.1	73	40	25	10.9	0.56	0.1351	0.0039	0.3944	0.0133	7.3499	0.3263	0.1113	0.0041	0.7599	2166	49	2143	62	2155	41	0.6
P106C-9.2	1324	796	321	6.1	0.62	0.1136	0.0007	0.2800	0.0048	4.3873	0.0823	0.0871	0.0017	0.9178	1858	12	1591	24	1710	16	7.0
P106C-10.1	172	94	19	18.7	0.56	0.0665	0.0003	0.1265	0.0018	1.1603	0.0179	0.0390	0.0008	0.9114	823	11	768	10	782	9	1.8
P106C-11.2	169	66	73	5.5	0.40	0.1843	0.0010	0.5010	0.0041	12.7325	0.1346	0.1425	0.0015	0.7733	2692	9	2618	18	2660	10	1.6
P106C-12.1	235	138	26	10.8	0.60	0.0650	0.0007	0.1261	0.0022	1.1296	0.0235	0.0404	0.0008	0.8560	773	21	766	13	768	11	0.2
P106C-13.1	240	51	26	17.8	0.22	0.0649	0.0005	0.1240	0.0032	1.1100	0.0300	0.0365	0.0012	0.9538	772	15	753	18	758	15	0.6
P106C-14.1	470	274	117	0.6	0.60	0.1108	0.0026	0.2867	0.0117	4.3794	0.2069	0.0810	0.0036	0.8661	1812	42	1625	59	1709	40	4.8
P106C-15.1	982	1142	112	-0.3	1.19	0.0651	0.0002	0.1318	0.0016	1.1835	0.0154	0.0407	0.0005	0.9282	778	7	798	9	793	7	-0.6
P106C-16.1	177	49	21	10.6	0.28	0.0635	0.0008	0.1366	0.0034	1.1953	0.0332	0.0406	0.0012	0.8880	725	26	825	19	798	16	-3.4
P106C-17.1	230	290	20	16.1	1.29	0.0597	0.0005	0.0999	0.0024	0.8226	0.0210	0.0304	0.0009	0.9303	593	19	614	14	610	12	-0.8
P106C-18.1	346	236	40	8.6	0.70	0.0645	0.0004	0.1325	0.0010	1.1785	0.0118	0.0418	0.0004	0.7579	758	11	802	6	791	6	-1.4
P106C-19.1	164	51	19	0.0	0.32	0.0658	0.0013	0.1306	0.0025	1.1844	0.0329	0.0385	0.0013	0.6918	799	41	791	14	793	16	0.2
P106C-20.1	117	51	13	67.5	0.45	0.0670	0.0011	0.1325	0.0019	1.2234	0.0269	0.0443	0.0007	0.6633	837	33	802	11	811	12	1.2
P106C-21.1	131	34	15	0.0	0.27	0.0645	0.0009	0.1302	0.0034	1.1568	0.0348	0.0396	0.0012	0.8743	757	30	789	20	781	17	-1.0
P106C-22.1	1110	799	128	0.9	0.74	0.0655	0.0003	0.1328	0.0007	1.2000	0.0089	0.0402	0.0002	0.6721	791	9	804	4	801	4	-0.4
P106C-23.1	340	203	40	1.0	0.61	0.0647	0.0028	0.1356	0.0118	1.2100	0.1176	0.0401	0.0042	0.8940	765	89	820	67	805	56	-1.8
P106C-24.1	87	24	10	23.1	0.28	0.0672	0.0007	0.1311	0.0011	1.2153	0.0162	0.0417	0.0004	0.6142	845	20	794	6	808	8	1.6
P106C-25.1	141	48	16	16.6	0.35	0.0655	0.0009	0.1284	0.0016	1.1595	0.0218	0.0402	0.0008	0.6429	790	29	779	9	782	10	0.4
PSM-51E - Costeiro Complex (metamorphic ages)																					
P51E-17.1	416	22	33	0.0	0.05	0.0618	0.0008	0.0902	0.0006	0.7690	0.0117	0.0402	0.0008	0.4098	669	28	557	3	579	7	3.8
P51E-48.1	435	136	39	5.8	0.32	0.0623	0.0005	0.1036	0.0009	0.8897	0.0108	0.0377	0.0006	0.7136	684	16	636	5	646	6	1.6

Table 4.6: (Continued)

Spot Name	U (ppm)	Th (ppm)	²⁰⁶ Pb (ppm)	f206 (%)	Th/U	Isotope Ratios								Rho	Age Estimates (Ma)						Discor (%)
						²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2σ	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	±2σ		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2σ	
PSM-60F - Costeiro Complex (metamorphic ages)																					
P60F-2.1	70	25	6	0.0	0.36	0.0648	0.0005	0.1041	0.0014	0.9297	0.0148	0.0338	0.0020	0.8620	768	15	638	8	668	8	4.4
P60F-4.1	105	37	10	0.0	0.36	0.0634	0.0004	0.1050	0.0016	0.9177	0.0153	0.0334	0.0007	0.9171	721	12	644	9	661	8	2.6
P60F-7.1	75	29	7	0.0	0.40	0.0590	0.0018	0.1005	0.0016	0.8185	0.0281	0.0308	0.0006	0.4639	569	64	618	9	607	16	-1.8
P60F-14.1	335	160	31	0.0	0.49	0.0626	0.0011	0.1054	0.0021	0.9092	0.0240	0.0321	0.0009	0.7618	693	35	646	12	657	13	1.6
P60F-15.1	902	7	78	-15.1	0.01	0.0605	0.0005	0.0996	0.0013	0.8298	0.0129	0.0323	0.0010	0.8225	620	17	612	8	614	7	0.2
P60F-17.1	74	34	7	0.0	0.47	0.0634	0.0024	0.1037	0.0023	0.9068	0.0402	0.0325	0.0013	0.4892	723	80	636	13	655	22	3.0
P60F-18.1	115	46	10	0.0	0.41	0.0615	0.0018	0.1019	0.0020	0.8643	0.0309	0.0331	0.0015	0.5491	657	62	626	12	632	17	1.0
P60F-28.1	140	30	12	0.0	0.22	0.0621	0.0008	0.1012	0.0013	0.8669	0.0157	0.0337	0.0015	0.7100	678	26	622	8	634	9	2.0
P60F-31.1	149	59	13	0.0	0.41	0.0650	0.0005	0.1039	0.0014	0.9310	0.0148	0.0361	0.0007	0.8676	774	15	637	8	668	8	4.6
P60F-35.1	146	56	13	0.0	0.39	0.0577	0.0015	0.1017	0.0013	0.8098	0.0232	0.0306	0.0005	0.4282	520	56	625	7	602	13	-3.8
P60F-40.1	175	109	16	0.0	0.64	0.0598	0.0004	0.1021	0.0006	0.8412	0.0079	0.0316	0.0008	0.6564	596	13	627	4	620	4	-1.0
P60F-41.1	304	117	27	0.0	0.39	0.0608	0.0008	0.1008	0.0006	0.8447	0.0126	0.0319	0.0003	0.3667	632	29	619	3	622	7	0.4
P60F-46.1	134	58	12	0.0	0.44	0.0587	0.0016	0.1027	0.0022	0.8312	0.0290	0.0299	0.0008	0.6173	557	58	630	13	614	16	-2.6
P60F-48.1	251	141	22	0.0	0.58	0.0594	0.0008	0.1023	0.0008	0.8379	0.0130	0.0317	0.0003	0.4772	581	28	628	4	618	7	-1.6
PSM-61J - Costeiro Complex (metamorphic ages)																					
P61J-5.1	737	3	64	12.6	0.00	0.0594	0.0006	0.1006	0.0013	0.8243	0.0142	0.0711	0.0047	0.7674	583	23	618	8	611	8	-1.2
P61J-8.1	944	3	80	32.5	0.00	0.0625	0.0001	0.0984	0.0008	0.8475	0.0076	0.2386	0.0059	0.8787	691	5	605	5	623	4	3.0
P61J-10.1	648	24	54	0.0	0.04	0.0616	0.0003	0.0966	0.0012	0.8199	0.0113	0.0337	0.0009	0.8862	659	11	595	7	608	6	2.2
P61J-21.1	772	2	66	0.0	0.00	0.0593	0.0004	0.0993	0.0016	0.8122	0.0145	0.0429	0.0098	0.9109	578	14	611	10	604	8	-1.2
P61J-22.1	1036	6	89	0.0	0.01	0.0584	0.0006	0.0996	0.0027	0.8020	0.0232	0.0349	0.0013	0.9208	545	23	612	16	598	13	-2.4
P61J-24.1	526	2	43	0.0	0.00	0.0621	0.0006	0.0953	0.0005	0.8155	0.0095	0.2849	0.0124	0.4044	676	21	587	3	606	5	3.0
P61J-32.1	1096	3	97	11.8	0.00	0.0577	0.0008	0.1025	0.0015	0.8153	0.0169	0.0737	0.0032	0.7256	519	30	629	9	605	10	-3.8
P61J-36.1	1396	3	125	-4.5	0.00	0.0593	0.0002	0.1035	0.0007	0.8466	0.0076	0.1420	0.0055	0.7974	579	9	635	4	623	4	-2.0
P61J-42.1	830	6	74	0.0	0.01	0.0593	0.0007	0.1027	0.0009	0.8395	0.0121	0.0482	0.0006	0.5898	578	24	630	5	619	7	-1.8
P61J-52.1	108	51	10	0.0	0.49	0.0616	0.0009	0.1051	0.0034	0.8922	0.0320	0.0315	0.0025	0.9025	658	32	645	20	648	17	0.4
P61J-56.1	649	2	56	0.0	0.00	0.0617	0.0003	0.0989	0.0010	0.8409	0.0094	0.1023	0.0080	0.8658	663	9	608	6	620	5	2.0
PSM-108C - Costeiro Complex (metamorphic ages)																					
P108C-1.1	116	39	10	28.5	0.35	0.0614	0.0014	0.1043	0.0009	0.8828	0.0214	0.0321	0.0011	0.3376	653	48	639	5	643	12	0.4
P108C-4.1	46	50	4	73.3	1.11	0.0632	0.0007	0.1017	0.0028	0.8862	0.0263	0.0321	0.0012	0.9264	716	22	624	16	644	14	3.2
P108C-6.1	52	45	5	-26.2	0.88	0.0625	0.0013	0.1044	0.0017	0.9000	0.0237	0.0323	0.0009	0.6128	692	43	640	10	652	13	1.8
P108C-7.1	256	96	22	17.4	0.39	0.0623	0.0008	0.0998	0.0007	0.8576	0.0133	0.0323	0.0007	0.4478	686	28	613	4	629	7	2.6
P108C-8.1	108	259	10	-2.0	2.47	0.0607	0.0016	0.1022	0.0014	0.8563	0.0256	0.0319	0.0005	0.4698	630	55	628	8	628	14	0.0
P108C-9.1	27	37	2	-137.8	1.44	0.0579	0.0030	0.1008	0.0025	0.8046	0.0470	0.0321	0.0009	0.4304	525	111	619	15	599	27	-3.4
P108C-10.1	35	2	3	5.3	0.06	0.0634	0.0010	0.1002	0.0030	0.8764	0.0301	0.0363	0.0021	0.8718	722	35	616	18	639	17	3.6

Table 4.6: (Continued)

Spot Name	U (ppm)	Th (ppm)	²⁰⁶ Pb (ppm)	f206 (%)	Th/U	Isotope Ratios								Rho	Age Estimates (Ma)						Discor (%)
						²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2σ	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	±2σ		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2σ	
PSM-108C - Costeiro Complex (metamorphic ages)																					
P108C-12.1	57	53	5	46.3	0.95	0.0645	0.0013	0.1053	0.0021	0.9353	0.0270	0.0319	0.0008	0.6776	757	43	645	12	670	14	3.8
PSM-109A - Costeiro Complex (metamorphic ages)																					
P109A-1.1	121	1	10	16.7	0.01	0.0590	0.0011	0.1006	0.0021	0.8181	0.0235	0.0492	0.0038	0.7362	566	41	618	13	607	13	-1.8
P109A-2.1	102	0	9	17.7	0.00	0.0602	0.0009	0.1033	0.0024	0.8583	0.0242	0.0847	0.0068	0.8215	612	33	634	14	629	13	-0.8
P109A-4.1	228	1	20	24.3	0.00	0.0617	0.0000	0.0994	0.0009	0.8453	0.0081	0.1000	0.0120	0.9247	663	1	611	5	622	5	1.8
P109A-5.1	1530	26	134	9.7	0.02	0.0609	0.0003	0.1009	0.0007	0.8471	0.0080	0.0424	0.0005	0.7708	636	10	620	4	623	4	0.6
P109A-7.1	67	0	6	24.6	0.00	0.0607	0.0010	0.1017	0.0018	0.8508	0.0215	0.1064	0.0106	0.7152	628	37	624	11	625	12	0.2
P109A-8.1	372	2	32	0.0	0.01	0.0600	0.0005	0.1002	0.0012	0.8293	0.0131	0.0333	0.0018	0.7814	605	20	616	7	613	7	-0.4
P109A-9.1	609	4	55	0.0	0.01	0.0602	0.0005	0.1051	0.0015	0.8732	0.0143	0.0421	0.0019	0.8593	612	16	644	9	637	8	-1.2
PSM-88B - Embu Complex (metamorphic ages)																					
P88B-4.1	662	137	53	0.0	0.21	0.0579	0.0006	0.0932	0.0018	0.7443	0.0167	0.0296	0.0008	0.8629	527	23	574	11	565	10	-1.6
P88B-12.1	521	95	42	11.5	0.19	0.0585	0.0003	0.0940	0.0014	0.7578	0.0124	0.0292	0.0008	0.9352	549	10	579	9	573	7	-1.0
P88B-14.1	649	131	53	0.0	0.21	0.0588	0.0003	0.0946	0.0008	0.7674	0.0082	0.0296	0.0008	0.7817	561	12	583	5	578	5	-0.8
P88B-16.1	521	99	42	2.7	0.20	0.0586	0.0002	0.0920	0.0004	0.7437	0.0047	0.0287	0.0003	0.7192	553	6	567	2	565	3	-0.6
P88B-19.1	364	56	30	-19.0	0.16	0.0570	0.0013	0.0944	0.0011	0.7413	0.0187	0.0300	0.0005	0.4701	490	48	581	7	563	11	-3.2
P88B-24.1	606	110	49	0.0	0.19	0.0580	0.0001	0.0928	0.0003	0.7420	0.0040	0.0289	0.0002	0.6197	529	5	572	2	564	2	-1.6
P88B-52.1	774	172	62	0.0	0.23	0.0592	0.0003	0.0930	0.0010	0.7587	0.0096	0.0287	0.0004	0.8524	573	12	573	6	573	6	0.0
P88B-56.1	684	146	56	0.0	0.22	0.0597	0.0005	0.0946	0.0008	0.7777	0.0101	0.0288	0.0003	0.6651	591	20	582	5	584	6	0.4
P88B-64.1	560	24	46	15.5	0.04	0.0581	0.0003	0.0949	0.0010	0.7599	0.0096	0.0259	0.0006	0.8413	532	13	585	6	574	6	-1.8
P88B-65.1	660	131	56	1.6	0.20	0.0580	0.0003	0.0981	0.0012	0.7847	0.0104	0.0298	0.0007	0.9070	531	9	603	7	588	6	-2.6
P88B-80.1	612	132	50	19.4	0.22	0.0581	0.0002	0.0939	0.0010	0.7528	0.0086	0.0274	0.0003	0.9165	534	7	579	6	570	5	-1.6
P88B-81.1	597	114	48	15.0	0.20	0.0582	0.0002	0.0931	0.0004	0.7474	0.0049	0.0282	0.0002	0.6335	537	8	574	2	567	3	-1.4
P88B-82.1	666	123	55	26.3	0.19	0.0590	0.0003	0.0958	0.0010	0.7801	0.0098	0.0297	0.0004	0.8515	568	12	590	6	586	6	-0.8
P88B-85.1	362	57	29	11.6	0.16	0.0585	0.0003	0.0939	0.0010	0.7570	0.0093	0.0297	0.0005	0.8591	547	11	579	6	572	5	-1.2
P88B-86.1	642	121	52	0.0	0.19	0.0589	0.0010	0.0940	0.0006	0.7638	0.0145	0.0291	0.0004	0.3587	565	37	579	4	576	8	-0.6
P88B-87.1	622	111	50	17.4	0.18	0.0589	0.0009	0.0937	0.0006	0.7606	0.0130	0.0296	0.0002	0.3493	563	34	577	3	574	8	-0.6
PSM-96 - Embu Complex (metamorphic ages)																					
P96-8.1	540	34	47	0.0	0.06	0.0607	0.0002	0.1005	0.0012	0.8408	0.0113	0.0312	0.0006	0.9202	627	8	618	7	620	6	0.4
P96-81.1	340	13	29	0.0	0.04	0.0610	0.0006	0.0983	0.0007	0.8268	0.0102	0.0345	0.0013	0.5842	639	20	605	4	612	6	1.2
PSM-98A - Embu Complex (metamorphic ages)																					
P98A-28.1	2758	4	243	57.9	0.00	0.0638	0.0004	0.1011	0.0013	0.8942	0.0131	0.7730	0.0181	0.8842	735	13	621	8	649	7	4.2
P98A-39.1	519	3	45	-4.0	0.01	0.0604	0.0005	0.1007	0.0009	0.8385	0.0109	0.0908	0.0021	0.7200	617	18	619	6	618	6	0.0
P98A-40.1	177	0	16	0.0	0.00	0.0613	0.0011	0.1021	0.0024	0.8631	0.0260	0.1544	0.0125	0.7927	650	38	627	14	632	14	0.8
P98A-46.1	196	1	17	0.0	0.00	0.0589	0.0003	0.0977	0.0014	0.7937	0.0123	0.0806	0.0012	0.9002	564	12	601	8	593	7	-1.4
P98A-51.1	616	2	53	0.0	0.00	0.0591	0.0003	0.0990	0.0007	0.8066	0.0078	0.0453	0.0038	0.7045	571	12	608	4	601	4	-1.4

Figure 4.14: SHRIMP zircon U–Pb data for leucogranites and diatexites from Costeiro Complex. (a) Cathodoluminescence images with spot location and ages of the analyzed zircon grains. See text for descriptions. Displayed spot ages <1000 Ma and >1000 Ma are $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ and $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages, respectively. (b) Wheterill concordia plots of all zircon data. Ellipse errors are at 95% confidence interval ($\approx 2\sigma$). Displayed weighted mean ages are $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ages.

Figure 4.14: (Continued)

The ages of cores with primary oscillatory growth zoning around 750–800 Ma are interpreted as the crystallization age of the mafic protolith, while the younger ages between 550 and 650 Ma of rims and the smaller homogeneous grains are interpreted as related to metamorphic overprints. The plot of Th/U ratio against $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ages shows that the Th/U ratio of the primary magmatic zircon grains is higher than the metamorphic overgrowths (usually below 0.1) (Fig. 4.15c), which corroborates this interpretation (e.g. Rubatto, 2002).

Metamorphic overgrowths were also analyzed on zircon grains from impure quartzites of the Embu Complex (PSM-88B; PSM-96; PSM-98A) and metatextitic paragneisses of the Costeiro Complex (PSM-51E; PSM-60F; PSM-61J; PSM-108C; PSM-109A). In general the metamorphic overgrowths constitute homogeneous dark or bright luminescent rims (Fig. 4.16a). Homogeneous and slightly zoned bright luminescent grains also occur. Dissolution and recrystallization textures are present in the interface between the detrital cores and the metamorphic overgrowths (Fig. 4.16a).

The zircon grains from the impure quartzites of the Embu Complex are between 100 and 200 μm and comprise detrital cores with oscillatory growth zoning mantled by dark luminescent homogeneous rims (Fig. 4.16a). The analyses on these dark luminescent homogeneous rims yielded a group between 560 and 590 Ma and another group between 600

and 630 Ma (**Figs. 4.16a, b and c**). The low Th/U ratio of these analyses (lower than 0.25) (**Fig. 4.16d and e**) supports the metamorphic origin for the homogeneous rims (e.g. Rubatto, 2002).

In the metatextitic paragneisses from the Costeiro Complex, the zircon grains include detrital cores mantled by homogeneous rims and homogeneous to slightly zoned grains (**Fig. 4.16a**). The zircon grains from samples PSM-51E, PSM-61J and PSM-109A are around 100 μm -length and contain bright to gray luminescent homogeneous rims. The analyses of these homogeneous rims provided ages between ~560–590 Ma (~560 Ma: one analysis – PSM-51E; ~590 Ma: two analyses – PSM-61J) and between ~610–640 Ma (seventeen analyses – PSM-51E, PSM-61J and PSM-109A) (**Figs. 4.16a, b and c**). The zircon grains from samples PSM-60F and PSM-108C comprehend bright luminescent homogeneous to slightly zoned grains and rims (**Fig. 4.16a**). The analyses from both samples, including the homogeneous grains and overgrowth rims, yielded ages between ~610–640 Ma (**Figs. 4.16a, b and c**). Textural features and the low Th/U ratio of the overgrowth rims from the samples PSM-51E, PSM-61J and PSM-109A suggest a metamorphic origin for these overgrowths (**Fig. 4.16d and e**) (e.g. Rubatto, 2002; Corfu et al., 2003; Hoskin and Schaltegger, 2003). On the contrary, the analyses of the homogeneous grains and overgrown rims from samples PSM-60F and PSM-108C yielded high Th/U ratio (**Fig. 4.16d and e**), even though the textural features are pointing to a metamorphic origin. The high Th/U ratio might be related to the “unusual pelitic” (or greywacke) composition of these amphibole-bearing garnet-biotite paragneisses (see sample descriptions in **Auxiliary Material 4.7** for details) and/or zircon growth or re-equilibration involving a melt phase (Schaltegger et al., 1999).

4.9. Discussion

4.9.1. Timing of metamorphism and the late Neoproterozoic tectonic evolution of the Central Ribeira Belt (CRB)

The current tectonic models for CRB assume recurrent collision and accretion of different terranes, including the Embu and Costeiro domains, after 600 Ma (e.g. Campos Neto and Figueiredo, 1995; Campos Neto, 2000; Heilbron et al., 2004; Silva et al., 2005). However, our data prove an older metamorphic overgrowth stage (M1) of around 650–600 Ma in zircon grains from both Embu and Costeiro domains, which is coeval with the collisional stage of the Southern Brasília Belt (see Reno et al., 2012) (**Fig. 4.17a and b**). Our second metamorphic overgrowth stage (M2 – 600–560 Ma) identified in both domains is coeval with the crystallization of migmatitic diatexites (samples PSM-58D and PSM-105A),

anatectic peraluminous leucogranites (sample PSM-57A and PSM-70) and A-type calc-alkaline porphyritic granites in the Costeiro Domain (Meira et al., 2014), and voluminous peraluminous magmatism in the Embu Domain (Alves et al., 2013) (**Fig. 4.17c**).

In our tectono-metamorphic model for the Central Ribeira Belt the older metamorphism (M1) is interpreted as an intracontinental orogeny associated with the far-field stress propagation from the collision between the Parapanema Block and the São Francisco Craton. This intracontinental deformation inverted the neoproterozoic basins in all domains of the Central Ribeira Belt, forming the S1 and S2 foliations in the Embu and Costeiro domains. In the latter, only the M1-related S2 foliation is preserved as intrafolial isoclinal folds. M1 metamorphism reached medium pressure and temperature (~0.8 GPa, 600 °C) in the Embu Domain (**Fig. 4.12c**). In the Costeiro Domain, however, evidence of the intermediate pressure M1 metamorphism is not found, possibly due to the high temperature M2 overprint (~650–750 °C and ~4–6 GPa; **Fig. 4.12c**) that affected this domain. Nevertheless, kyanite- and staurolite-bearing micaschists of the Turvo-Cajati Formation, possibly the southern structural correlation of the Costeiro Domain, record intermediate pressure collision-related metamorphism (monazite age ~590 Ma; Faleiros et al., 2011). Low-pressure M2 metamorphism is associated with widespread crustal melting, including voluminous peraluminous magmatism in the Embu Domain and migmatization in the Costeiro Domain, and also with the development of migmatite-cored gneiss domes and wide right-lateral strike-slip shear zones. The associated S3 foliation is a M2-related fabric and is characterized by steep mylonitic foliation in the Embu Domain and moderately dipping domed mylonitic foliation in the Costeiro Domain. The kinematic indicators for the strike-slip shear zones are in agreement with regional dextral escape tectonics (previously interpreted as oblique collisional regime) (Faleiros et al., 2011), however the top-to-the-S–SSW sense of movement for the low- to medium-angle shear zones of the Costeiro Domain does not fit in a simple tectonic-related stress field (e.g. dextral positive flower structure of Campanha and Ens, 1996). We suggest that the lower-angle shear zones of the São Sebastião region could be associated with crustal flow of the molten middle crust, as migmatite-cored gneiss domes (**Fig. 4.17c**) in the sense of Teyssier and Whitney (2002) and Rey et al. (2011) and the strain-field in this region might be controlled by gravity due to topographic overload, similar to what was suggested by Mondou et al. (2012) for the Araçuaí Belt.

Furthermore, our model is in agreement with models of intracontinental deformation (e.g. Neves, 2003; Raimondo et al., 2014; and references therein) and crustal flow in extensional regimes (Vanderhaegue and Teyssier, 2001; McFadden et al., 2010a;

Kruckenberget al., 2011; among others), and allow considering domain/terrane tectonics in the Ribeira Belt in the context of diffuse plate boundary models (e.g. Gordon, 1998) rather than rigid plate models of several subduction and collisional processes.

Figure 4.15: SHRIMP zircon U-Pb data for amphibolitic rocks from Costeiro Complex. (a) Cathodoluminescence images with spot location and age of the analyzed zircon grains. See text for descriptions. Displayed spot ages <1000 Ma and >1000 Ma are $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ and $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages, respectively. (b) Wheterill concordia plots of all zircon data. Displayed weighted mean ages are $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ages. Ellipse errors are at 95% confidence interval ($\approx 2\sigma$). Grey ellipses represent $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ages.

metamorphic ages. (c) $^{206}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ ages vs. Th/U diagram showing lower Th/U ratios for the younger metamorphic zircon grains.

Figure 4.15: (Continued)

4.9.2. Conflicting tectonic models for the late Neoproterozoic

Diachronic collision of small continental masses (terranees or microplates) against large cratons is largely considered the main process of the Brasiliano Orogeny and Western Gondwana formation (e.g. Brito Neves and Cordani, 1991; Brito Neves et al., 1999; Silva et al., 2005). Although oceanic closure associated with subduction and collision definitely played an important role in the Brasiliano Orogeny (e.g. Campos Neto and Caby, 2000; Lenz et al., 2011; Ganade de Araujo et al., in press), the evolution of the Central and Northern Mantiqueira Province is still debated (e.g. Almeida R.P. et al., 2010; Mondou et al., 2012). The alternative tectonic model presented here for the formation of the Ribeira Belt considers a much simpler puzzle of tectonic plates with subduction of an oceanic crust beneath the Paranapanema Block and consequent collision with the passive margin of the São Francisco Craton. In this model, the basins of the Ribeira and Araçuaí belts were developed in an intracontinental environment and were inverted as a consequence of this event.

Figure 4.16: SHRIMP zircon U–Pb data for metamorphic overgrowths on zircon grains of impure quartzites from Embu Complex and metatextitic paragneisses of the Costeiro Complex. (a) Cathodoluminescence images with spot location and age of the analyzed zircon grains. See text for descriptions. Displayed spot ages are $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ages. (b) Wheterill concordia plots of all zircon data. Ellipse errors are at 95% confidence interval ($\approx 2\sigma$). (c) $^{206}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ ages with 2σ errors of all metamorphic zircon data from metasedimentary rocks of both Embu and Costeiro complexes, associated with the two tectonic events interpreted to have occurred in the Central Ribeira Belt. See discussion chapter for explanation. (d) and (e) U vs. Th and $^{206}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ ages vs. Th/U plots, respectively, showing that most of the analyzed zircon overgrowths has low Th/U ratios (lower than 0.25), suggesting a metamorphic origin for these overgrowths. The high Th/U ratios of analyses on homogeneous zircon grains and overgrown rims from samples PSM-60F and PSM-108C might be related to the “unusual pelitic” (or greywacke) composition of these samples and/or zircon growth or re-equilibration involving a melt phase (Schaltegger et al., 1999). See text for explanation.

First-order inconsistencies in the model of recurrent microplate collisions in the Ribeira Belt and the closure of an ocean in the Araçuaí Belt include: a) the non-agreement, in a broader sense, between the geological records of upper crustal (e.g. Ediacaran–early Cambrian rift-related basins) and middle-lower levels (e.g. terrane collisions and accretion) (e.g. Almeida R.P. et al., 2010, 2012; Heilbron et al., 2013), and b) the restricted size of the hypothetical Adamastor Ocean (e.g. Pedrosa-Soares et al., 2001; Alkmim et al., 2006) to

accommodate several drifting small continental plates. Another critical issue involves the interpretation of Neoproterozoic tonalitic to granodioritic batholiths in the Ribeira and Araçuaí belts as magmatic arcs (e.g. Heilbron et al., 2013; Pedrosa-Soares et al., 2001, 2011). Recent detailed structural and geochronological studies of the Central Plutonic Unit of the Araçuaí Belt showed that the emplacement of the tonalitic magmas was contemporaneous, around 580 Ma, with regional metamorphism (Mondou et al., 2012). The similarity of the magmatic to sub-magmatic fabric of the tonalites and the solid-state fabric of the host rocks, the lack of solid-state deformation in the tonalites and the coeval regional deformation, tonalitic magma emplacement and partial melting of middle crust altogether contradict the previously suggested subduction-related magmatism (pre-collisional magmatism G1 of Pedrosa-Soares et al., 2001) of the two main tonalitic (Galiléia and São Vitor) batholiths in the Araçuaí Belt (Mondou et al., 2012 and reference therein). Moreover, detailed structural studies indicate a complex 3D deformation flow pattern associated with spatial variations in strain-field due to a combination of far-field tectonic and gravitational forces (Mondou et al., 2012; Cavalcante et al., 2013).

Figure 4.16: (Continued)

The previously suggested multiple terranes collage model for the Ribeira Belt considered the time span of 560–530 Ma (Campos Neto and Figueiredo, 1996) and 600–550 Ma (Heilbron and Machado, 2003) for the collision of Serra do Mar (or Oriental) Terrane (here called the Costeiro Domain) against the already accreted Embu (or Ocidental) Terrane

(here called the Embu Domain). If our data, including intermediate-P M1 metamorphism at 650–600 Ma and low-P M2 metamorphism at 600–560 Ma coeval with calc-alkaline porphyritic granites in the Costeiro Domain (Meira et al., 2014) and voluminous peraluminous magmatism in the Embu Domain (Alves et al., 2013 and this work), were interpreted in terms of the recurrent terrane/microplate accretion model they would imply extending the timing of terrane accretion to 650–600 Ma and the establishment of a new subduction at the rear (east) of the accreted terrane in order to create a magmatic arc. This odd tectonic history contrasts with our much simpler intracontinental model for the tectonic evolution of these fold belts.

4.9.3. The tectonic subdivision of the Central Ribeira Belt and some insights on paleogeographic reconstructions

Since the works of Hasui and Sadowski (1976), the Precambrian rocks of the southeastern Brazil, including the Central Ribeira Belt and the Southern Brasília Belt, are subdivided in four different geological blocks delimited by major strike-slip shear zones (Socorro–Guaxupé Domain; São Roque–Serra do Itaberaba Domain; Paranapiacaba or Embu Domain; and Costeiro Domain). Even though this initial proposal of division had only description purposes, later propositions contained large interpretative conceptions (e.g. Campos Neto, 2000; Heilbron et al., 2004, 2008). The division in vogue considers the different domains as “tectono-metamorphic” terranes and their limits as suture zones (e.g. Heilbron et al., 2008; Faleiros et al., 2011; Tupinambá et al., 2012). Nevertheless, new geochronological and petrological data challenged the *status quo* of this interpretative division (Almeida R.P. et al., 2010; Trouw et al., 2013; and this study).

Based on detailed geological mapping, structural analysis and geochronological data, Trouw et al. (2013) argued that the separation of the Embu and the Socorro–Guaxupé domains in two distinct tectonic units should be abandoned and interpreted the Embu Domain as the southward continuation of the Southern Brasília Belt (called by these authors Brasília/Ribeira interference zone). Furthermore, the new petrological and geochronological data, including P–T–t–d paths, metamorphic overgrowths in zircon grains, timing of migmatization and crystallization of granitoids, together with lack of oceanic remnants and high-P metamorphism between the studied domains, suggest that the Embu and Costeiro domains were part of a single lithospheric plate since, at least, ~650 Ma (see below). Hence, a phase of intracontinental orogeny is proposed for the medium-P M1 metamorphism constrained on both domains (**Fig. 4.17b**), followed by a phase of wrench tectonics associated

with gneiss dome development and a low-P high-temperature M2 metamorphism (**Fig. 4.17c**). Considering the abovementioned arguments, the division of the Embu and Costeiro domains into distinct tectonic terranes (or microplates) should be avoided, at least for the final stages of the assembly of Western Gondwana. A new limit between these two geological domains is proposed in this study (**Fig. 4.5**) and this division must be used with description purposes only, circumventing interpretative misconceptions. In this context, the metasedimentary sequences of the whole Central Ribeira Belt should be considered as part of the eastern Parapanema Block (or Rio de La Plata Plate) and the deposition of these metasedimentary sequences should be associated with different basin stages, including Mesoproterozoic (e.g. Serra do Itaberaba Group and Embu Complex?) and Neoproterozoic (e.g. Embu Complex?, São Roque Group and Costeiro Complex) sedimentary successions.

Accordingly to our tectonic evolutionary model, a more than 1500 km-long continuous rift system, active along the southeastern South America during the middle Ediacaran–early Cambrian, indicates an important extensional event in the Mantiqueira Province (Almeida R.P. et al., 2010, 2012). Small fault-bounded siliciclastic and volcanoclastic basins and voluminous coeval granitic magmatism characterize this rift system and imply that all the terranes involved in the collisional stages of the Brasiliano Orogeny in the Mantiqueira Province were united in a single plate already at ~650–600 Ma (Almeida R.P. et al., 2010; this work). Hence, the model of diachronic collision of different terranes proposed by many authors (e.g. Brito Neves et al., 1999; Heilbron et al., 2004; Silva et al., 2005) for the Ediacaran to early Cambrian periods in the Central Ribeira Belt must be re-evaluated.

4.9.4. Implications of the Cryogenian magmatism in the Ribeira Belt

Our new U–Pb SHRIMP age data of magmatic zircon cores on amphibolitic rocks (750–800 Ma) constitute the first report of Cryogenian mafic magmatism in the Costeiro Domain. Magmatic and metamorphic Cryogenian ages have been reported for granitic rocks, migmatites and paragneisses from the Costeiro, Embu and Socorro–Guaxupé domains (Passarelli et al., 2004, 2007; Vlach, 2001; Cordani et al., 2002; Martins et al., 2009; among others). The Cryogenian magmatic ages reported in the Embu Domain include a ~810 Myr old biotite orthogneiss (São Lourenço da Serra region, São Paulo State) (Cordani et al., 2002) and a ~790 Myr old orthogneiss (Serra dos Lopes, Piedade region, São Paulo State) (Leite, 2003). In the Costeiro Domain, Heilbron and Machado (2003) reported a ~790 Myr old tonalitic orthogneiss (west of Rio de Janeiro city) and Passarelli et al. (2014) recently

published ages of a tonalitic orthogneiss (Mongaguá region, São Paulo State) with zircon grains of circa 745 Ma (rims) and ~790 Ma (cores). Cryogenian metamorphic ages were firstly reported by Vlach (2001) in monazite grains from $\pm$ garnet-sillimanite-bearing biotite paragneisses of the Embu Complex. The electron microprobe U–Pb–Th in situ analyses yield ~790 Ma for the metamorphic monazite crystallization, interpreted as the main metamorphic event in the Embu Domain (Vlach, 2001). Passarelli et al. (2007) published a younger metamorphic age from monazite grains (U–Pb TIMS) of garnet-biotite paragneisses that yielded circa 750 Ma. These dated rocks are located at the Juréia Massif that is set in the Curitiba (or Registro) Domain (Passarelli et al., 2007; Faleiros et al., 2011). Further North, in the Socorro–Guaxupé Domain, Cryogenian ages of ~790 Ma were also reported in relict cores of monazite grains from migmatites (Nazaré Paulista migmatites) interpreted as indicative of an old metamorphic event in polyorogenic rocks (Martins et al., 2009).

Our new ~790 and ~750 Ma ages of magmatic zircon cores in amphibolitic rocks from Costeiro Domain and the within-plate tholeiitic characteristics of this mafic magmatism, together with the occurrence of widespread granitic magmatism and medium- to high-grade metamorphism in different domains of the Central Ribeira Belt during the Cryogenian (~750–800 Ma), suggest an extensional event with strong crustal thinning (Campos Neto et al., 2004) rather than subduction and collisional processes as proposed by Vlach (2001), Cordani et al. (2002), Heilbron and Machado (2003), Passarelli et al. (2014), among others. Thus, the widespread Cryogenian magmatic/metamorphic event in the Central Ribeira Belt and the Socorro–Guaxupé Domain strongly supports the coherent evolution of different geological domains (and not “terrane”) during much of the Neoproterozoic, as well their inclusion in the tectonic context of the eastern Paranapanema Block.

4.10. Conclusions

In this paper we present a new tectonic model for the evolution of the Central Ribeira Belt for the late Neoproterozoic (**Fig. 4.17**). Taking into consideration new advances in the understanding of orogenic belts, including intracontinental deformation and flow of partially molten crust, we propose that the whole Central Ribeira Belt evolved as a weakened crustal sector that was thickened in an intracontinental environment at circa 650–600 Ma followed by recurrent extensional and wrench tectonics at around 600–560 Ma. We conclude that the Embu and Costeiro domains were already assembled at 650 Ma, and perhaps already at ca. 790 Ma when intracontinental basaltic and granitic magmatism intruded the Costeiro and Embu domains.

Figure 4.17: Schematic evolutionary model for the late Neoproterozoic tectonic history of the Central Ribeira Belt. The cross-section is not in a geographically straight line. (a) Subduction stage of Southern Brasília Belt at circa 700–650 Ma (e.g. Campos Neto, 2000; Trouw et al., 2000). (b) Collisional stage in Southern Brasília Belt (see Campos Neto et al., 2010; Reno et al., 2011) and intracontinental orogeny in Central Ribeira Belt at around 650–600 Ma. (c) Post-collisional stage at circa 600–560 Ma, characterized by voluminous S-type peraluminous magmatism and wrench tectonics in the Embu Domain, and calc-alkaline/alkali calcic magmatism, widespread migmatization and gneiss domes development in the Costeiro Domain. Note the intrusion of A-type rapakivi granite and associated high-K calc-alkaline granitoids in the Socorro-Guaxupé Domain (see Janasi et al., 2009).

The older M1 metamorphism indicates burial of the metasedimentary successions up to 0.8 GPa (~25 km depth), reaching amphibolite facies conditions. A contractional regime

with crustal thickening produced two foliations (S1 and S2), usually recorded by rootless isoclinal intrafolial microfolds. Near-isothermal decompression down to ~0.3 GPa (~10 km depth) at ca. 550–600 °C, followed by isobaric cooling, characterizes the younger M2 metamorphism in the Embu Domain. Wide right-lateral strike-slip shear zones typify the D3 deformation phase (S3 mylonitic foliation) during the ensuing of the cooling and decompression stage. In the Costeiro Domain, however, M2 metamorphism involved heating with moderate decompression and peak conditions of ~650–750 °C and ~0.4–0.6 GPa (ca. 12–18 km depth), followed by cooling and decompression. Heating to upper amphibolite conditions reached by the rocks of Costeiro Domain caused widespread partial melting of the middle crust during decompression, forming migmatitic rocks and peraluminous leucogranites. The low angle deformation fabric (S3 mylonitic foliation) associated with this metamorphic phase is interpreted as an extensional crustal flow of middle molten crust in migmatite-cored gneiss domes.

Our new data and interpretations of tectonic evolution of the Ribeira Belt are in agreement with chronologic and structural evolution of Ediacaran-early Cambrian rift-related basins and of the tonalitic batholiths of the Araçuaí Belt. Furthermore, the Cryogenian magmatism and metamorphism on both the Costeiro and Embu domains suggests a much longer shared tectonic history for both geological domains, arguing against the multiple terrane accretion hypotheses for the tectonic evolution of the Ribeira belt.

Acknowledgements

All supporting data are available as in Supporting Information (AM1, AM2, AM3, AM4, AM5, AM6 and AM7).

The first author is thankful to CAPES and CNPq for the PhD scholarships. Fernando Bea and Pilar Montero are thanked for their help with SHRIMP analysis and data treatment. Lucas Schiavetti and Glaucia Barreto are thanked for field assistance. Haakon Fossen is fully acknowledged for his comments and suggestions on the first version of this manuscript. Aitor Cambeses is acknowledged for fruitful discussions and help with the illustrations. Thanks are due to the COTEC-IF and workers of the Parque Estadual da Serra do Mar and Parque Estadual de Ilhabela for allowing access and sampling in the conservation area. This research was financially supported by São Paulo Research Foundation (FAPESP, Grant 2012/15462-7). This is the IBERSIMS publication n° 20.

References

- Aitken, A.R.A., P.G. Betts, and L. Ailleres (2009a), The architecture, kinematics, and lithospheric processes of a compressional intraplate orogen occurring under Gondwana assembly: The Petermann orogeny, central Australia, *Lithosphere*, 1(6), 343–357.
- Aitken, A.R.A., P.G. Betts, R.F. Weinberg, and D. Gray (2009b), Constrained potential field modeling of the crustal architecture of the Musgrave Province in central Australia: evidence for lithospheric strengthening due to crust–mantle boundary uplift, *Journal of Geophysical Research*, 114, B12405, doi:10.1029/2008JB006194.
- Aitken, A.R.A., T. Raimondo, and F.A. Capitanio (2013), The intraplate character of supercontinent tectonics. *Gondwana Research*, 24, 807–814.
- Alkmim, F.F., S. Marshak, A.C. Pedrosa-Soares, G.G. Peres, S.C.P. Cruz, and A. Whittington (2006), Kinematic evolution of the Araçuaí-West Congo orogen in Brazil and Africa: Nutcracker tectonics during the Neoproterozoic assembly of Gondwana. *Precambrian Research*, 149, 43–64.
- Almeida, F.F.M. (1967), Origem e evolução da plataforma brasileira. *Boletim DNPM/DGM*, 241, 36 p.
- Almeida, F.F.M., Y. Hasui, B.B. Brito-Neves, and R.A. Fuck (1981), Brazilian Structural Provinces: an introduction, *Earth-Science Reviews*, 17(1–2), 1–29.
- Almeida, R.P., L. Janikian, A.R.S. Fragoso-Cesar, and G.L. Fambrini (2010), The Ediacaran to Cambrian Rift System of Southeastern South America: Tectonic Implications, *The Journal of Geology*, 118, 145–161.
- Almeida, R.P., M.G.M. Santos, A.R.S. Fragoso-Cesar, L. Janikian, and G.L. Fambrini (2012), Recurring extensional and strike-slip tectonics after the Neoproterozoic collisional events in the southern Mantiqueira Province, *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 84, 347–376.
- Alves, A., V.A. Janasi, M.C. Campos Neto, L. Heaman, and A. Simonetti (2013), U–Pb geochronology of the granite magmatism in the Embu Terrane: Implications for the evolution of the Central Ribeira Belt, SE Brazil, *Precambrian Research*, 230, 1–12.
- Babinski, M., C.C.G. Tassinari, A.P. Nutman, K. Sato, P.R. Martins, and S.S. Iyer (2001), U/Pb SHRIMP zircon ages of migmatites from basement of the Embu Complex, Ribeira Fold Belt, Brazil: Indications of ~1.3–1.4 Ga Pb–Pb and Rb–Sr “isochron” ages of no geological meaning, paper presented at *III South American Symposium on Isotope Geology*, Pucón, Chile, Extended Abstracts.
- Beaumont, C., R. A. Jamieson, M. H. Nguyen, and B. Lee (2001), Himalayan tectonics explained by extrusion of a low-viscosity crustal channel coupled to focused surface denudation, *Nature*, 414(6865), 738–742, doi:10.1038/414738a.
- Beaumont C, M.H. Nguyen, R.A. Jamieson, S. Ellis (2006), Crustal flow modes in large hot orogens, in *Channel Flow, Ductile Extrusion and Exhumation of Lower Mid-crust in Continental Collision Zones*, edited by Law R.D, M.P. Searle, and L. Godin, *Geological Society of London Special Publication*, 268, 91–145.
- Bistrichi, C.A., C.D.R. Carneiro, A.S.L. Dantas, W.L. Ponçano, G.A.C. Campanha, N. Nagata, M.A. Almeida, D.P. Stein, M.S. Melo, and A.C. Cremonini (1981), Mapa

- Geológico do Estado de São Paulo, 1:500.000, *Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo* (IPT), report.
- Black, L.P., S.L. Kamo, C.M. Allen, J.A. Aleinikoff, D.W. Davis, J.R. Korsch, and C. Foudolis (2003), TEMORA 1: a new zircon standard for Phanerozoic U–Pb geochronology, *Chemical Geology*, 200, 155–170.
- Brito-Neves, B.B. and U.G. Cordani (1991), Tectonic evolution of South America during Late Proterozoic, *Precambrian Research*, 33, 23–40.
- Brito-Neves, B.B., M.C. Campos Neto, and R.A. Fuck (1999), From Rodinia to Western Gondwana: An approach to the Brasiliano-Pan African Cycle and orogenic collage, *Episodes*, 22, 155–166.
- Campanha, G.A.C, and H.H Ens (1996), Estruturação geológica da região da Serra do Juqueriquerê, São Sebastião, SP, *Boletim IG - Instituto de Geociências USP*, 27, 41–49.
- Campanha, G.A.C., and G.D. Sadowski (1999), Tectonics of the southern portion of the Ribeira Belt (Apliaí Domain), *Precambrian Research*, 98, 31–51.
- Campos Neto, M.C. (2000), Orogenic systems from Southwestern Gondwana: an approach to Brasiliano–Pan African Cycle and orogenic collage in Southeastern Brazil, in *Tectonic Evolution of South America*, edited by Cordani, U.G., E.J. Milani, A. Thomaz Filho, D.A. Campos, 335–368.
- Campos Neto, M.C., and M.C.H. Figueiredo (1995), The Rio Doce Orogeny, Southeastern Brazil, *Journal of South American Earth Sciences*, 8, 143–162.
- Campos Neto, M.C., and R. Caby (2000), Terrane accretion and upward extrusion of high-pressure granulites in the Neoproterozoic nappes of southeast Brazil: petrologic and structural constraints, *Tectonics*, 19, 669–687.
- Campos Neto, M.C., M.A.S. Basei, S.R.F. Vlach, R. Caby, G.A.J. Szabó and P. Vasconcelos (2004), Migração de orógenos e superposição de orogêneses: Um esboço da colagem Brasileira no sul do Cráton do São Francisco, SE – Brasil, *Geologia USP - Série Científica*, 4, 13–40.
- Cann, J.R. (1970), Rb, Sr, Y, Zr and Nb in some ocean floor basaltic rocks, *Earth and Planetary Science Letters*, 10, 7–11.
- Catlos, E., L. Jacob, T. Oyman, and S. Sorensen (2012), Long-term exhumation of an aegean metamorphic core complex granitoids in the Northern Menderes Massif, Western Turkey, *American Journal of Science*, 312, 534–571.
- Condie, K. (1997), *Plate Tectonics and Crustal Evolution*, Butterworth-Heinemann Publications, 282p.
- Connolly, J.A.D. (1990), Multivariable phase diagrams: an algorithm based on generalized thermodynamics, *American Journal of Science*, 290, 666–718.
- Connolly, J.A.D. (2005), Computation of phase equilibria by linear programming: a tool for geodynamic modeling and its application to subduction zone decarbonation, *Earth and Planetary Sciences Letters*, 236, 524–541.
- Connolly, J.A.D., and K. Petrini (2002), An automated strategy for calculation of phase diagram sections and retrieval of rock properties as a function of physical conditions, *Journal of Metamorphic Geology*, 20, 697–708.

- Cordani, U.G., J.M.V. Coutinho and A.P. Nutman (2002), Geochronological constraints on the evolution of the Embu Complex, São Paulo, Brazil, *Journal South American Earth Sciences*, **14**, 903–910.
- Corfu F., J.M. Hanchar, P.W.O. Hoskin, P. Kinny (2003), Atlas of zircon textures, in *Zircon*, edited by Hanchar J.M., P.W.O. Hoskin, *Reviews in Mineralogy*, **53**, Mineralogical Society of America, 469–500.
- Cox, K.G., J.D. Bell, and R.J. Pankhurst (1979), *The Interpretation of Igneous Rocks*. George Allen & Unwin, 450p.
- Cunningham, D. (2005), Active intracontinental trans-pressional mountain building in the Mongolian Altai: Defining a new class of orogen, *Earth Planetary Science Letters*, **240**(2), 436–444, doi:10.1016/j.epsl.2005.09.013.
- Cunningham, D. (2013), Mountain building processes in intracontinental oblique deformation belts: Lessons from the Gobi Corridor, Central Asia, *Journal of Structural Geology*, **46**, 255–282.
- Dewey, J.F., and J.M. Bird (1970), Mountain Belts and the New Global Tectonics, *Journal of Geophysical Research*, **75**, 2625–2647.
- Dias Neto, C.M., 2001. Evolução tectono-termal do Complexo Costeiro (Faixa de Dobramentos Ribeira) em São Paulo, Ph.D. thesis, 145 pp., Institute of Geosciences, University of São Paulo, São Paulo.
- Dias Neto, C.M., C.T. Correia, C.C.G. Tassinari, and J.M.U. Munhá (2009), Os Anfíbolitos do Complexo Costeiro na Região de São Sebastião, SP, *Geologia USP*, **9**(3), 71–87.
- Dyksterhuis, S., and R.D. Müller (2008), Cause and evolution of intraplate orogeny in Australia, *Geology*, **36**, 495–498.
- Egydio-Silva, M., A. Vauchez, M.I.R. Raposo, J. Bascou, and A. Uhlein (2005), Deformation regime variations in an arcuate transpressional orogen (Ribeira belt, SE Brazil) imaged by anisotropy of magnetic susceptibility in granulites, *Journal of Structural Geology*, **27**, 1750–1764.
- Faleiros, F.M., G.A.C. Campanha, L. Martins, S.R.F. Vlach, P.M. Vasconcelos (2011), Ediacaran high-pressure collision metamorphism and tectonics of the southern Ribeira Belt (SE Brazil): evidence for terrane accretion and dispersion during Gondwana assembly. *Precambrian Research*, **189**, 263–291.
- Fernandes J.A. (1991), O Complexo Embu no leste do Estado de São Paulo: contribuição ao conhecimento da litoestratigrafia e da evolução estrutural e metamórfica, M.S. thesis, 111 pp., Institute of Geosciences, University of São Paulo, São Paulo.
- Frost, R.B., C.G. Barnes, W.J. Collins, R.J. Arculus, D.J. Ellis, and C.D. Frost (2001), A Geochemical Classification for Granitic Rocks, *Journal of Petrology*, **42**(11), 2033–2048.
- Fuhrman, M.L., and D.H. Lindsley (1988), Ternary-feldspar modeling and thermometry, *American Mineralogist*, **73**, 201–215.
- Ganade de Araujo, C.E., D. Rubatto, J. Hermann, U.G. Cordani, R. Caby, and M.A.S. Basei (in press), Ediacaran megamountains: evidence for >2500-km-long deep continental subduction in the West Gondwana Orogen, *Nature Communications*.
- Gasparini, P., and M.S.M. Mantovani (1979), Geochemistry of charnockites from São Paulo State, Brazil, *Earth and Planetary Science Letters*, **42**, 331–320.

- García-Casco, A. (2007), Magmatic paragonite in trondhjemites from the Sierra del Convento mélange, Cuba. *American Mineralogist*, 92, 1232–1237, doi 10.2138/am.2007.2598.
- Gualda, G.A.R., and S.R.F. Vlach (2007), The Serra da Graciosa A-type Granites and Syenites, southern Brazil. Part 1: Regional setting and geological characterization, *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 79, 405–430.
- Gordon, R.G. (1998), The Plate Tectonic approximation: Plate Nonrigidity, Diffuse Plate Boundaries and Global Plate Reconstructions, *Annual Review Earth Planetary Science*, 26, 615–642.
- Hasui, Y., and G.R. Sadowski (1976), Evolução geológica do Pré-Cambriano na região sudeste do Estado de São Paulo, *Revista Brasileira de Geociências*, 6, 182–200.
- Heilbron, M., and N. Machado (2003), Timing of terrane accretion in the Neoproterozoic–Eopaleozoic Ribeira belt, SE Brazil, *Precambrian Research*, 125, 87–112.
- Heilbron, M., A.C. Pedrosa-Soares, M.C. Campos Neto, L.C. Silva, R.A.J. Trouw, and V.C. Janasi (2004), A Província Mantiqueira, in *O desvendar de um continente: a moderna geologia da América do Sul e o legado da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, Mantesso-Neto, V., A. Bartorelli, C.D.R. Carneiro, and B.B. Brito-Neves, 203–234.
- Heilbron, M., C.M. Valeriano, C.C.G. Tassinari, J.C.H. Almeida, M. Tupinambá, O. Siga Jr, and R.A.J. Trouw (2008), Correlation of Neoproterozoic terranes between Ribeira Belt, SE Brazil and its African counterpart: comparative tectonic evolution and open questions, in: *West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region*, edited by Pankhurst, R.J., R.A.J. Trouw, B.B. Brito-Neves, M.J. de Wit, *Geological Society London Special Publications*, 294, 211–238.
- Heilbron, M., M. Tupinambá, C.M. Valeriano, R. Armstrong, L.G.E. Silva, R.S. Melo, A. Simonetti, A.C. Pedrosa-Soares, and N. Machado (2013), The Serra da Bolívia complex: The record of a new Neoproterozoic arc-related unit at Ribeira belt, *Precambrian Research*, 238, 158–175.
- Holland, T.J.B., and R. Powell (1998), An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest, *Journal of Metamorphic Geology*, 16, 309–343.
- Holland, T.J.B., and R. Powell (2001), Calculation of phase relations involving haplogranitic melts using an internally consistent thermodynamic dataset, *Journal of Petrology*, 42, 673–683.
- Holland, T.J.B., J. Baker, and R. Powell (1998), Mixing properties and activity–composition relationships of chlorites in the system MgO–FeO–Al₂O₃–SiO₂–H₂O, *European Journal of Mineralogy*, 10, 395–406.
- Hoskin, P.W.O., and U. Schaltegger (2003), The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis in *Zircon*, edited by Hancher J.M., P.W.O. Hoskin, *Reviews in Mineralogy*, 53, Mineralogical Society of America, 27–62.
- Howell, D.G. (1989), *Tectonics of suspect terranes. Mountain building and continental growth*, Chapman & Hall, 232p.
- Jamieson, R.A., M.J. Unsworth, N.B. W. Harris, C.L. Rosenberg, and K. Schulmann (2011), Crustal melting and the flow of mountains, *Elements*, 7(4), 253–260.
- Janasi, V.A., and H.H.G.J. Ulbrich (1991), Late Proterozoic granitoid magmatism in the State of São Paulo, Southeastern Brazil, *Precambrian Research*, 51, 351–374.

- Janasi, V.A., R.J. Leite, and W.R. Van Schmus (2001), U–Pb chronostratigraphy of the granitic magmatism in the Agudos Grandes Batholith (West of São Paulo, Brazil) - implications for the evolution of the Ribeira Belt, *Journal of South American Earth Sciences*, 14, 363–376.
- Janasi, V.A., S.R.F. Vlach, M.C. Campos Neto, and H.H.G.J. Ulbrich (2009), Associated A-type subalkaline and high-K calc-alkaline granites in the Itu Granite Province, southeastern Brazil: Petrological and Tectonic significance, *The Canadian Mineralogist*, 47, 1505–1526.
- Jones, D.L., D.G. Howell, P.J. Coney, J.W.H. Monger (1983), Recognition, character and analysis of tectonostratigraphic terranes in Western North America, in *Accretion tectonics in the Circum-Pacific regions*, edited by Hashimoto, M. and Uyeda, S., *TERRAPUB*, Tokyo, 21-35.
- Juliani, C., and P. Beljavskis (1995), Revisão da litoestratigrafia da Faixa São Roque/Serra do Itaberaba (SP), *Revista do Instituto Geológico*, 16, 33–58.
- Juliani, C., P. Hackspacher, E.L. Dantas, and A.H. Fetter (2000), The mesoproterozoic volcano-sedimentary Serra do Itaberaba Group of the Central Ribeira Belt, São Paulo State, Brazil: implications for the age of the overlying São Roque Group, *Revista Brasileira de Geociências*, 30, 82–86.
- Konstantinou, A., A. Strickland, E.M.J. Vervoort, C.M. Fisher, J. Wooden, and J. Valley (2013), Synextensional magmatism leading to crustal flow in the Albion–Raft River–Grouse Creek metamorphic core complex, northeastern Basin and Range, *Tectonics*, 32, 1384–1403, doi: 10.1002/tect.20085.
- Kruckenberg, S. C., E. C. Ferré, C. Teyssier, O. Vanderhaeghe, D. L. Whitney, N. C. A. Seaton, and J. A. Skord (2010), Viscoplastic flow in migmatites deduced from fabric anisotropy: An example from the Naxos dome, Greece, *Journal of Geophysical Research*, 115, B09401, doi:10.1029/2009JB007012.
- Kruckenberg, S. C., O. Vanderhaeghe, E. C. Ferré, C. Teyssier, and D. L. Whitney (2011), Flow of partially molten crust and the internal dynamics of a migmatite dome, Naxos, Greece, *Tectonics*, 30, TC3001, doi:10.1029/2010TC002751.
- Lenz, C., L.A.D. Fernandes, N.J. McNaughton, C.C. Porcher, and H. Masquelin (2011), U–Pb SHRIMP ages for the Cerro Bori Orthogneisses, Dom Feliciano Belt in Uruguay: Evidences of a ~800 Ma magmatic and ~650 Ma metamorphic event, *Precambrian Research*, 185, 149–163.
- Leite, R.J. (2003), Petrogênese e geocronologia U-Pb do magmatismo granítico tardi – a pós-orogênico no Batólito Agudos Grandes (SP), Ph.D. thesis, 218 pp., Institute of Geosciences, University of São Paulo, São Paulo.
- Martins, L., S.R.F. Vlach, and V.A. Janasi (2009), Reaction microtextures of monazite: Correlation between chemical and age domains in the Nazaré Paulista migmatite, SE Brazil, *Chemical Geology*, 261, 271–285.
- Matte, P. (2001), The Variscan collage and orogeny (480–290 Ma) and the tectonic definition of the Armorica microplate: a review, *Terra Nova*, 13, 122–128.
- McDonough, W.F., and S.S., Sun (1995), The composition of the Earth, *Chemical Geology*, 120, 223–253.

- McFadden, R.R., C. Teyssier, C.S. Siddoway, D.L. Whitney, and C.M. Fanning (2010a), Oblique dilation, melt transfer, and gneiss dome emplacement, *Geology*, 38(4), 375–378, doi: 10.1130/G30493.
- McFadden, R.R., C.S. Siddoway, C. Teyssier, and C.M. Fanning (2010b), Cretaceous oblique extensional deformation and magma accumulation in the Fosdick Mountains migmatite - cored gneiss dome, West Antarctica, *Tectonics*, 29, TC4022, doi:10.1029/2009TC002492.
- McKenzie, D., and R.L. Parker (1967), The North Pacific: an example of tectonics on a sphere, *Nature*, 216, 1276–1280.
- Meschede, M. (1986), A method of discrimination between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb–Zr–Y diagram, *Chemical Geology*, 56, 207–218.
- Meira, V.T., C. Juliani, J.H.D. Schorscher, A. Garcia-Casco, and T. Hyppolito (2014), Does the Pico do Papagaio Batholith indeed represent a Neoproterozoic Magmatic Arc?, paper presented at *IX South American Symposium on Isotope Geology*, Abstracts, São Paulo, Brazil.
- Miller, C.F., D.J. Furbish, B.A. Walker, L.L. Claiborne, G.C. Koteas, H.A. Bleick, J.S. Miller (2011), Growth of plutons by incremental emplacement of sheets in crystal-rich host: Evidence from Miocene intrusions of the Colorado River region, Nevada, USA, *Tectonophysics*, 500, 65–77.
- Morgan, W.J. (1968), Rises, Trenches, Great Faults, and Crustal Blocks, *Journal of Geophysical Research*, 73, 1959–1982.
- Neumann, R. (1993), Contribuição à petrologia das rochas charnockíticas de Ubatuba, leste do Estado de São Paulo. M.S. thesis, Institute of Geosciences, University of São Paulo, São Paulo.
- Neves, S.P. (2003), Proterozoic history of the Borborema Province (NE Brazil): correlations with neighboring cratons and Pan-African belts, and implications for the evolution of western Gondwana, *Tectonics*, 22, 1031, doi:10.1029/2001TC001352.
- Neves, S.P., A. Tommasi, A. Vauchez, R. Hassani (2008), Intraplate continental deformation: Influence of a heat-producing layer in the lithospheric mantle, *Earth and Planetary Science Letters*, 274, 392–400.
- Norlander, B.H., D.L. Whitney, C. Teyssier, O. Vanderhaeghe (2002), Partial melting and decompression of the Thor-Odin dome, Shuswap metamorphic core complex, Canadian Cordillera, *Lithos*, 61, 103–125.
- Passarelli, C.R., M.A.S. Basei, M.C. Campos Neto, O. Siga-Jr, H.J. Prazeres-Filho (2004), Geocronologia e Geologia Isotópica dos Terrenos Pré-Cambrianos da Porção Sul-Oriental do Estado de São Paulo, *Geologia USP*, 4(1), 55–74.
- Passarelli, C.R., M.A.S. Basei, H.J. Prazeres-Filho, O. Siga-Jr., G.A.J. Szabó, and J. Marco-Neto, (2007), Structural and geochronological constraints on the evolution of the Juréia Massif, Registro Domain, State of São Paulo, Brazil, *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 79(3), 441–455.
- Passarelli, C.R., I. McReath, M.A.S. Basei, and O. Siga-Jr. (2014), Geochronology of the granitic rocks of the Itariri Complex – Mongaguá Domain – Coastal Terrane – State of

- São Paulo, paper presented at *IX South American Symposium on Isotope Geology*, Abstracts, São Paulo, Brazil.
- Pearce, J.A. (1996), A user's guide to basalt discrimination diagrams; in Trace element geochemistry of volcanic rocks: applications for massive sulphide exploration, *Geological Association of Canada, Short Course Notes*, 12, 79–113.
- Pearce, J.A. (2008), Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust, *Lithos*, 100, 14–48.
- Pearce, J.A., and J.R. Cann (1973), Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis, *Earth and Planetary Science Letters*, 19, 290–300.
- Pearce, J.A., and M.J. Norry (1979), Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 69, 33–47.
- Perrotta, M.M., E.D. Salvador, R.C. Lopes, L.Z. D'Agostino, N. Peruffo, S.D. Gomes, L.L.B. Sachs, V.T. Meira, J.V. Lacerda Filho (2005), Mapa Geológico do Estado de São Paulo. Escala 1:750.000, *Programa Geologia do Brasil – PGB*, CPRM, São Paulo.
- Powell, R., and T.J.B. Holland (1994), Optimal geothermometry and geobarometry, *American Mineralogist* 79, 120–133.
- Powell, R., and T.J.B. Holland (1999), Relating formulations of the thermodynamics of mineral solid solutions: Activity modeling of pyroxenes, amphiboles, and micas, *American Mineralogist*, 84, 1–14.
- Raimondo, T., A.S. Collins, M. Hand, A. Walker-Hallam, R.H. Smithies, P.M. Evins, and H.M. Howard (2009), Ediacaran intracontinental channel flow, *Geology*, 37, 291–294, doi:10.1130/G25452A.1.
- Raimondo, T., A.S. Collins, M. Hand, A. Walker-Hallam, R.H. Smithies, P.M. Evins, and H.M. Howard (2010), The anatomy of a deep intracontinental orogen, *Tectonics* **29**, TC4024, doi:10.1029/2009TC002504.
- Raimondo, T., M. Hand, and W.J. Collins (2014), Compressional intracontinental orogens: Ancient and modern perspectives, *Earth-Science Reviews*, 130, 128–153.
- Reno, B.L., P.M. Piccoli, M. Brown, and R.A.J. Trouw (2012), *In situ* monazite (U–Th)–Pb ages from the Southern Brasília Belt, Brazil: constraints on the high-temperature retrograde evolution of HP granulites, *Journal of Metamorphic Geology*, 30, 81–112, doi:10.1111/j.1525-1314.2011.00957.x.
- Rey, P.F., C. Teyssier, and D.L. Whitney (2009a), Extension rates, crustal melting, and core complex dynamics, *Geology*, 37(5), 391–394, doi: 10.1130/G25460A.1.
- Rey, P.F., C. Teyssier, and D.L. Whitney (2009b), The role of partial melting and extensional strain rates in the development of metamorphic core complexes, *Tectonophysics*, 477, 135–144.
- Rey, P.F., C. Teyssier, S.C. Kruckenberg, and D.L. Whitney (2011), Viscous collision in channel explains double domes in metamorphic, *Geology*, 39(4), 387–390.
- Rogers, J.J.W., and M. Santosh (2003), Supercontinents in earth history, *Gondwana Research*, 6, 357–368.
- Rubatto, D. (2002), Zircon trace element geochemistry: distribution coefficients and the link between U–Pb ages and metamorphism, *Chemical Geology*, 184, 123–138.
- Santosh, M., S. Maruyama, S. Yamamoto (2009), The making and breaking of supercontinents: some speculations based on superplumes, super downwelling and the

- role of tectosphere, *Gondwana Research*, 15, 324–341, <http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2008.11.004>.
- Schaltegger, U., M. Fanning, D. Günther, J.C. Maurin, K. Schulmann, D. Gebauer (1999), Growth, annealing and recrystallization of zircon and preservation of monazite in high-grade metamorphism: conventional and in-situ U–Pb isotope, cathodoluminescence and microchemical evidence, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 134, 186–201.
- Schmitt, R.S., R.A.J. Trouw, W.R. Van Schmus, and M.M. Pimentel (2004), Late amalgamation in the central part of West Gondwana: new geochronological data and the characterization of a Cambrian orogeny in the Ribeira Belt —SE Brazil, *Precambrian Research*, 133, 29–61.
- Scrimgeour, I.R., and D. Close (1999), Regional high-pressure metamorphism during intracratonic deformation: The Petermann orogeny, central Australia, *Journal of Metamorphic Geology*, 17, 557–572, doi: 10.1046/j.1525-1314.1999.00217.x.
- Sengör, A.M.C. (1990), Plate Tectonics and Orogenic Research after 25 years: A Tethyan Perspective, *Earth-Science Reviews*, 27, 1–201.
- Shaw, R.D., M.A. Etheridge, and K. Lambeck (1991), Development of the Late Proterozoic to Mid Paleozoic, Intracratonic Amadeus Basin in central Australia: A key to understanding tectonic forces in plate interiors, *Tectonics*, 10, 688–721, doi:10.1029/90TC02417.
- Sawyer, E.W. (2008), *Atlas of migmatites*. Special Publications of the Canadian Mineralogist, 9, 386p.
- Silva, L.C., N. McNaughton, R. Armstrong, L. Hartmann, and I. Fletcher (2005), The Neoproterozoic Mantiqueira Province and its African connections, *Precambrian Research*, 136, 203–240.
- Spear, F.S., M.J., Kohn, and J.T., Cheney (1999), P -T paths from anatectic pelites, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 134, 17–32.
- Teyssier, C., and D. L. Whitney (2002), Gneiss domes and orogeny, *Geology*, 30, 1139–1142, doi:10.1130/0091-7613(2002)030<1139: GDAO>2.0.CO;2.
- Tirel, C., J.-P. Brun, and E. Burov (2004), Thermomechanical modeling of extensional gneiss domes, in *Gneiss Domes in Orogeny*, edited by D. L. Whitney et al., *Special Paper Geological Society of America*, 380, 67–78.
- Tommasi A., and A. Vauchez (1997), Continental-scale rheological heterogeneities and complex intraplate tectono-metamorphic patterns: insights from a case-study and numerical models, *Tectonophysics*, 279, 327–350.
- Torres-Roldán, R.L., A. García-Casco, and P.A. García-Sánchez (2000), CSpace: an integrated workplace for the graphical and algebraic analysis of phase assemblages on 32-bit Wintel platforms, *Computers and Geosciences*, 26, 779–793.
- Trouw, R.A.J., M. Heilbron, A. Ribeiro, F.V.P Paciullo, C.M. Valeriano, J.C.H. Almeida, M. Tupinambá, and R.R. Andreis (2000), The central segment of the Ribeira Belt, in *Tectonic Evolution of South America*, edited by Cordani, U.G., E.J. Milani, A. Thomaz Filho, D.A. Campos, 287–310.
- Trouw, R.A.J., R. Peternel, A. Ribeiro, M. Heilbron, R. Vinagre, P. Duffles, C.C. Trouw, M. Fontainha, H.H. Kussama (2013), A new interpretation for the interference zone

- between the southern Brasília belt and the central Ribeira belt, SE Brazil, *Journal of South American Earth Sciences*, 48, 43–57.
- Tupinambá, M., M. Heilbron, C.M. Valeriano, R. Porto Júnior, F. Blanco de Dios, N. Machado, L.G.E. Silva, J.C.H. Almeida (2012), Juvenile contribution of the Neoproterozoic Rio Negro Magmatic Arc (Ribeira Belt, Brazil): Implications for Western Gondwana amalgamation, *Gondwana Research*, 21, 422–438.
- Vanderhaeghe, O., and C. Teyssier (2001), Partial melting and flow of orogens, *Tectonophysics*, 342, 451–472, doi:10.1016/S0040-1951(01)00175-5.
- Vaucher, A., A. Tommasi, M. Egydio-Silva (1994), Self-indentation of continental lithosphere, *Geology*, 22, 967–970.
- Vaucher, A., S.P. Neves, R. Caby, M. Corsini, M. Egydio-Silva, M. Arthaud, V. Amaro (1995), The Borborema shear zone system. *Journal of South American Earth Sciences*, 8, 247–266.
- Vielzeuf, D., and M.W., Schmidt (2001), Melting reactions in hydrous systems revisited: applications to metapelites, metagreywackes and metabasalts. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 141, 251–267.
- Vlach, S.R.F. (2001), Microprobe monazite constraints for an early (Ca. 790 Ma) Brasiliano orogeny: the Embu Terrane, Southeastern Brazil, paper presented at *III South American Symposium on Isotope Geology*, Pucón, Chile, Extended Abstracts.
- Vlach, S.R.F., O. Siga Jr, O.M.M. Harara, G.A.R. Gualda, M.A.S Basei, and F.C.J. Vilalva (2011), Crystallization ages of the A-type magmatism of the Graciosa Province (Southern Brazil): Constraints from zircon U–Pb (ID-TIMS) dating of coeval K-rich gabbro-dioritic rocks, *Journal of South American Earth Sciences*, 32, 407–415.
- White, R.W., R. Powell, T.J.B. Holland, and B.A. Worley (2000), The effect of TiO₂ and Fe₂O₃ on metapelitic assemblages at greenschist and amphibolite facies conditions: mineral equilibria calculations in the system K₂O–FeO–MgO–Al₂O₃–SiO₂–H₂O–TiO₂–Fe₂O₃, *Journal of Metamorphic Geology*, 18, 497–511.
- White, R.W., R. Powell, and T.J.B. Holland (2001), Calculation of partial melting equilibria in the system Na₂O–CaO–K₂O–FeO–MgO–Al₂O₃–SiO₂–H₂O (NCKFMASH), *Journal of Metamorphic Geology*, 19, 139–153.
- Whitney, D.L., and B. W. Evans (2010), Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95, 185–187.
- Whitney, D.L., C. Teyssier, A.K. Fayon, M.A. Hamilton, and M. Heizler (2003), Tectonic controls on metamorphism, partial melting, and intrusion: timing and duration of regional metamorphism and magmatism in the Nigde Massif, Turkey, *Tectonophysics*, 376, 37–60.
- Whitney, D. L., C. Teyssier, and O. Vanderhaeghe (2004), Gneiss domes and crustal flow, in *Gneiss Domes in Orogeny*, edited by D. L. Whitney et al., *Special Paper Geological Society of America*, 380, 15–33, doi:10.1130/0-8137-2380-9.15.
- Whitney, D.L., C. Teyssier, P. Rey, and W.R. Buck (2013), Continental and oceanic core complexes, *GSA Bulletin*, 125(3/4), 273–298, doi: 10.1130/B30754.1.
- Wilson, J.T. (1965), A new class of faults and their bearing on continental drift. *Nature*, 207, 343–347.
- Wilson, M. (1989), *Igneous Petrogenesis*. London: Unwin Hyman, 466p.

- Winchester, J.A., and P.A. Floyd (1977), Geochemical discrimination of different magma series and the differentiation products using immobile elements, *Chemical Geology*, 20, 325–343.
- Ziegler, P.A., S. Cloetingh, and J.D. Van Wees (1995), Dynamics of intra-plate compressional deformation: the Alpine foreland and other examples, *Tectonophysics*, 252, 7–59.

Auxiliary Material 4.1

Descriptions of the analyzed samples for geochemistry

Migmatites and related rocks

Twelve samples of migmatites and related rocks, including one sample of garnet-two mica leucogranite, six samples of diatexites and four samples of metatextitic neosomes, were analyzed for major, trace and rare earth elements. Following is presented the description of the studied samples.

Peraluminous leucogranite

PSM-70B (UTM: 454550/7364766) – Eastern coast of Guaecá Beach

The sample PSM-70B represents the São Sebastião Leucogranite and comprises an inequigranular orange to whitish medium- to coarse-grained foliated garnet and two mica-bearing leucogranite. The rock is hololeucocratic and composed essentially of quartz and feldspar (~95%), minor mica flakes (mostly muscovite) and scattered fine-grained garnet grains.

Diatexites

PSM-58D (UTM: 447948/7363766) – Southeastern coast of Toque Toque Grande Beach

Inequigranular pinkish medium- to coarse-grained schlieren diatexite. The schlieren textures are defined by alignment of biotite aggregates. The structure of the rock is slightly foliated to nebulitic.

PSM-105B1 (UTM: 400111/7368511) – Northwestern coast of Maresias Beach

Foliated whitish to greyish coarse-grained biotite-bearing diatexite. The rock is homogeneous and the foliation is defined by aligned biotite aggregates and oriented K-feldspar megacrysts.

PSM-105B2 (UTM: 400111/7368511) – Northwestern coast of Maresias Beach

More homogeneous (nebulitic) and inequigranular coarse-grained pinkish biotite-bearing diatexite. Aligned megacrysts of K-feldspar and plagioclase, and aggregates of biotite define the foliation.

PSM-106E (UTM: 440083/7368459) – Northwestern coast of Maresias Beach

Coarse-grained transitional metatextite to diatexite with anastomosing protomylonitic foliation defined by aggregates of biotite with minor muscovite, and rounded to sigmoidal megacrysts of plagioclase and K-feldspar. Sample with color index of circa 15. Predominant rock type of the outcrop.

PSM-53C1 (UTM: 457611/7371548) – Abandoned quarry of São Francisco neighborhood

Nebulitic pinkish coarse-grained diatexite with rare biotite-rich schlieren. Sample collected next to big mafic boudin (sample PSM-53E).

PSM-53C2 (UTM: 457611/7371548) – Abandoned quarry of São Francisco neighborhood
Nebulitic pinkish coarse-grained diatexite richer in biotite-rich schlieren. Sample collected next to the massive mafic boudin (sample PSM-53E).

Neosomes

PSM-60G (UTM: 447857/7364400) – Northwestern coast of Toque Toque Grande Beach
Hololeucocratic vein associated with discrete shear zones cutting the amphibole-bearing biotite paragneiss. The rock is coarse-grained and composed mainly of plagioclase and quartz, minor K-feldspar and subordinate flakes of micas (biotite and muscovite) and scattered garnet grains.

PSM-61K (UTM: 446833/7364227) – Outcrops of Calhetas Peninsula (Ponta do Boqueirão)
Coarse-grained biotite-rich stromatic metatexite (residuum-rich). The metatexite is strongly foliated defined by biotite-rich bands. Occurs as bands within the metatextic sequence of the outcrop.

PSM-61L (UTM: 446833/7364227) – Outcrops of Calhetas Peninsula (Ponta do Boqueirão)
Homogeneous greyish medium-grained equigranular foliated biotite metatexite with muscovite. Occurs intercalated with the predominant garnet-bearing biotite metatexite of the outcrop.

PSM-108D (UTM: 444470/7366811) – Northern coast of Santiago Beach
Coarse-grained foliated muscovite-bearing biotite metatexite (transitional to diatexite), with sparse biotite-rich bands and predominance of quartz-feldspathic bands. Predominant rock type of the locality.

Amphibolitic rocks

The amphibolitic rocks include ordinary amphibolites, garnet amphibolites and clinopyroxene-bearing amphibolites. Below we describe individually the studied samples.

Garnet-bearing amphibolites

PSM-61A (UTM: 446833/7364227) – Outcrops of Calhetas Peninsula (Ponta do Boqueirão)
Medium- to coarse-grained garnet and biotite-bearing amphibolite. The rock is composed mostly of amphibole, plagioclase and quartz, and minor ilmenite and biotite. Sample collected from a “cigar”-shaped boudin of metamafic rock within the metatexite migmatites. See detailed descriptions in AM2.

PSM-61B1 (UTM: 446833/7364227) – Outcrops of Calhetas Peninsula (Ponta do Boqueirão)

More mafic sample of the same “cigar”-shaped metamafic boudin intercalated within the metatexite migmatites. Medium- to coarse-grained garnet-bearing amphibolite with minor amounts of biotite.

PSM-61B2 (UTM: 446833/7364227) – Outcrops of Calhetas Peninsula (Ponta do Boqueirão)

More mafic sample of the same “cigar”-shaped metamafic boudin intercalated within the metatexite migmatites. Medium- to coarse-grained garnet-bearing amphibolite with minor amounts of biotite.

PSM-104F (UTM: 435211/7369690) – Northwestern coast of Boiçucanga Beach

Medium- to fine-grained garnet amphibolite from boudins intercalated within metatexites of Boiçucanga Beach.

PSM-104G (UTM: 435211/7369690) – Northwestern coast of Boiçucanga Beach

Medium-grained garnet amphibolite from boudins intercalated within metatexites of Boiçucanga Beach.

PSM-106A (UTM: 440083/7368459) – Northwestern coast of Maresias Beach

Fine-grained garnet amphibolite forming rafts within transitional metatexite-diatexite migmatites in the Maresias Beach.

PSM-106D (UTM: 440083/7368459) – Northwestern coast of Maresias Beach

Foliated fine-grained garnet amphibolite. This sample is part of the folded rafts within transitional metatexite-diatexite migmatites.

Amphibolites

PSM-53E (UTM: 457611/7371548) – Abandoned quarry of São Francisco neighborhood

Fine-grained biotite-rich amphibolite that occur as a massive boudin within nebulitic diatexites.

PSM-106B (UTM: 440083/7368459) – Northwestern coast of Maresias Beach

Banded fine-grained amphibolite defined by millimeters-thick plagioclase-rich bands and centimeters-thick amphibole-rich bands. The banding foliation is folded. This sample is also part of the folded rafts within transitional metatexite-diatexite migmatites.

PSM-106C (UTM: 440083/7368459) – Northwestern coast of Maresias Beach

Medium-grained massive amphibolite from rafts within transitional metatexite-diatexite migmatites.

PSM-107A (UTM: 443478/7367694) – Northern coast of Paúba Beach

Foliated fine-grained amphibolite from boudins (rafts) within transitional metatexite-diatexite migmatites.

PSM-108A (UTM: 444470/7366811) – Northern coast of Santiago Beach

Light greenish boudin of coarse-grained diopside-bearing amphibolite intercalated within stromatic metatexites.

PSM-108E (UTM: 444470/7366811) – Northern coast of Santiago Beach

Fine-grained massive amphibolite intercalated within stromatic metatexites.

Auxiliary Material 4.2

Amphibole formulae normalization (23 oxygens) follows the procedures of Leake et al. (1997), and Fe^{3+} was estimated after the method of Schumacher (in Leake et al., 1997) using the average estimate of Fe^{3+} contents. Chlorite and mica were normalized to 28 and 11 oxygen, respectively, assuming $\text{Fe}_{\text{total}} = \text{Fe}^{2+}$. Garnet was normalized to 12 oxygen and 8 cations, with Fe^{3+} estimated by stoichiometry. Staurolite was normalized to 48 oxygens, $\text{Si} + \text{Al} + 2/3\text{Ti} + \text{Fe}^{3+} = 25.55$, and $\text{Fe}^{3+} = 3.5\%$ of Fe_{total} (Holdaway et al., 1991, 1995). Plagioclase, epidote, titanite and ilmenite were normalized to 8, 12.5, 5 and 3 oxygen, respectively, assuming Fe_{total} as Fe^{3+} . Mineral composition of representative analysis on all phases is presented in the **Auxiliary Material 4.3**.

Petrology of the analyzed samples: textures, mineral assemblages and mineral chemistry

Embu Complex

Two metasedimentary samples and one metagranite were studied to constrain the metamorphic evolution of the Embu Complex. The metasedimentary rocks (PSM-111A and PSM-111B) represent mylonitic staurolite-garnet-bearing mica schist and the metagranite (PSM-75C) comprises fine-grained garnet-bearing mica schist.

Metasedimentary rocks (PSM-111A, PSM-111B – UTM: 432680/7414258)

Mica-rich bands with fine-grained white mica and biotite grains and porphyroclasts of garnet and staurolite characterize the mylonitic garnet-staurolite-bearing mica schists (PSM-111A and PSM-111B). Deformed porphyroblasts (or porphyroclasts) of garnet and staurolite occur wrapped by the mylonitic foliation (S3), defined by the mica-rich bands. The garnet megacrysts are formed by the coalescence of smaller grains and the porphyroclasts reach up to 4 mm of diameter. The rims of the porphyroclasts and isolated small garnet grains comprise a younger stage of garnet growth (garnet 2). Staurolite megacrysts are syn-kinematic to the older foliation (pre-mylonitization – S2? foliation). The mylonitic foliation (S3) frequently rotates these megacrysts. In the pressure shadows of the megacrysts, the mica grains are usually coarser than the matrix (S3) micas. Late coarse-grained biotite grains have grown post-S3 mylonitic foliation. Quartz occurs in discontinuous bands with polygonal contacts. Rare plagioclase-rich bands also occur. The near-peak mineral assemblage was

composed of garnet, staurolite, biotite, white mica, quartz and ilmenite. The retrograde phases include fine-grained biotite, white mica, plagioclase and chlorite.

The coalescent coarser garnet grains exhibit a slight zonation (**Fig. 3.13** and **Fig. 1a – Auxiliary Material 4.4**). High spessartine ($X_{\text{sps}}=0.12$) and low grossular ($X_{\text{grs}}=0.04$) and almandine ($X_{\text{alm}}=0.74\text{--}0.75$) characterize the core composition. Towards the rim, spessartine contents decrease meanwhile almandine increases. A patchy zoning characterizes the grossular zonation. The pyrope contents vary smoothly and the higher values ($X_{\text{prp}}=0.10$; $\text{Mg\#}=0.12$) are concentrated in the outer mantle. The outermost rim is characterized by the lowest values of grossular ($X_{\text{grs}}=0.02$) and pyrope ($X_{\text{prp}}=0.07$), and the spessartine contents increase up to $X_{\text{sps}}=0.09\text{--}0.10$. From core to outer mantle the garnet zonation is interpreted as a prograde metamorphism and the outermost rim is related to retrograde processes (garnet 2). Staurolite megacrysts contain a fairly homogeneous composition ($\text{Si}=7.27\text{--}7.59$ a.p.f.u.; $\text{Ti}=0.09\text{--}0.13$ a.p.f.u.; $\text{Al}=17.76\text{--}18.10$ a.p.f.u.; $\text{Fe\#}=0.85\text{--}0.88$; $\text{Mg\#}=0.12\text{--}0.15$). A smooth zoning occurs with decreasing Mg and increasing Fe towards the rim (**Fig. 3.13**). An abrupt Fe-richer and Mg-poorer zone is evident in the outer rim of the megacrysts ($\text{Fe\#}=0.88$; $\text{Mg\#}=0.12$) and it is associated with retrograde re-equilibration (**Fig. 3.13**). All the different microstructural types of biotite and muscovite show the same faint zonation (**Fig. 1b** and **c – Auxiliary Material 4.4**). The composition of biotite vary slightly ($\text{Si}=5.24\text{--}5.49$ a.p.f.u.; $\text{Al}=3.48\text{--}3.65$ a.p.f.u.; $\text{Mg\#}=0.38\text{--}0.42$; $\text{Ti}=0.17\text{--}0.26$ a.p.f.u.) and the compositional variation in muscovite also vary smoothly ($\text{Si}=6.00\text{--}6.17$ a.p.f.u.; $\text{Ti}=0.02\text{--}0.06$ a.p.f.u.; $\text{Al}=5.58\text{--}5.80$ a.p.f.u.; $\text{Mg\#}=0.20\text{--}0.54$; $\text{K}=1.45\text{--}1.60$ a.p.f.u.; $\text{Na}=0.34\text{--}0.42$ a.p.f.u.). The plagioclase has sodic oligoclase composition ($X_{\text{an}}=0.15\text{--}0.17$) and comprises exclusively retrograde phases.

Strongly foliated peraluminous metagranite (PSM-75C – UTM: 409714/7409707)

The sample PSM-75C comprises fine-grained garnet-bearing mica schist constituted predominantly by well-defined mica-rich bands (biotite + white mica), lenticular quartzofeldspathic bands and scattered garnet grains. Mica-rich bands of ~0.1 mm-sized grains define the mylonitic syn-metamorphic foliation, as well mica-fish porphyroclasts that form sigmoidal S/C microstructures. The garnet corresponds to syn-kinematic ~0.5 mm-long grains with inclusions trails of ilmenite defining the internal foliation and shows corroded rims giving the aspect of subidioblastic to xenoblastic grains. Garnet, white mica, biotite, quartz, plagioclase and ilmenite constitute the peak mineral assemblage and the retrograde

phases include biotite replacing white mica and garnet, and chlorite growing in dispense of garnet and biotite.

Garnet shows a faint prograde zonation from core to mantle in which X_{sps} decreases ($X_{\text{sps}}=0.18-0.15$) and X_{prp} increases ($X_{\text{prp}}=0.08-0.10$) and retrograde rims where X_{sps} increases ($X_{\text{sps}}=0.15-0.21$) and $\text{Mg\#}$ ($=\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$) decreases ($\text{Mg\#}=0.11-0.09$). The biotite grains vary slightly in Si (5.32–5.38 a.p.f.u.) and Ti (0.17–0.21 a.p.f.u.) contents, therefore Al, Fe_t^{+2} and Mg contents (3.38–3.53, 2.78–2.97 and 1.79–1.91 a.p.f.u. respectively) vary considerably (**Fig. 1b – Auxiliary Material 4.4**). The higher Al biotite grains are closely associated with replacement of white mica. White mica has muscovite composition and yields low Si (<6.12 a.p.f.u.) and variable Ti (between 0.03 and 0.13 a.p.f.u.) contents (**Fig. 1c – Auxiliary Material 4.4**). The higher Ti (>0.10 a.p.f.u.) micas comprise the mica-fish porphyroclasts probably associated with a growth stage previous to the mylonitization. The matrix muscovite is associated with the re-equilibration syn- to post-mylonitization in retrograde processes. Plagioclase composition varies slightly with near-peak compositions of $X_{\text{an}}=0.28$ and retrograde compositions around $X_{\text{an}}=0.24-0.25$. The AFM phase diagram evaluation indicates that in the near-peak conditions the biotite composition should be richer in Mg than the analyzed grains (**Fig. 4.10a**). This evaluation also suggests that the dominant mylonitic fabric is associated with retrograde processes and the near-peak (higher pressures) assemblage is poorly preserved in the rock, including only the garnet grains and muscovite porphyroclasts (mica-fish).

Costeiro Complex

Amphibolitic and metasedimentary rocks were selected and studied to assess the metamorphic conditions that the Costeiro Complex was formed. The amphibolitic rocks comprise medium- to fine-grained amphibolites, medium-grained clinopyroxene-bearing amphibolites and medium-grained garnet-bearing amphibolites. Two major groups of metasedimentary rocks were previously selected to perform petrological studies. Sillimanite-bearing garnet-biotite paragneisses constitute the metapelitic group, while amphibole and garnet-bearing biotite paragneisses comprise the metagreywacke group.

Amphibolitic rocks

The amphibolitic rocks include amphibolites, garnet amphibolites and clinopyroxene-bearing amphibolites. Five samples of garnet amphibolites (PSM-61A, PSM-61B – UTM: 446833/7364227; PSM-104G – UTM: 435211/7369690; PSM-106A, PSM-106D – UTM:

440083/7368459) and one sample of clinopyroxene-bearing amphibolite (PSM-108A – UTM: 444470/7366811) were analyzed on microprobe.

The most of the garnet amphibolites are medium-grained and bear biotite. These rocks are banded with amphibole-rich bands defining the main syn-metamorphic foliation. Amphibole is idio- to subidioblastic and reaches up to 2 mm-length. Biotite is also elongated along the foliation. Discontinuous submillimeter-thick quartzofeldspathic bands complete the main fabric of these rocks. Garnet occurs as disseminated poikiloblastic and rare subidioblastic crystals with inclusions of amphibole, plagioclase, quartz and ilmenite. Ilmenite occurs also disseminated all over the rock, preferentially elongated parallel to the main foliation. Amphibole, garnet, plagioclase, quartz, ilmenite, $\pm$ biotite and apatite constitute the near-peak assemblage while retrograde phases are represented by ferromagnesian amphiboles (cummingtonite-grunerite series) and chlorite.

The compositional variation of the amphiboles suggests prograde and retrograde processes (**Fig. 2a – Auxiliary Material 4.5**). Inclusions within garnet of low Mg cummingtonite might record the beginning of the prograde metamorphism, although the composition of most amphibole inclusions described almost the entire prograde evolution with Mg-hornblende (low Mg) decreasing in Si towards the tschermakite/Fe-tschermackite field. The matrix Si-poorer Fe-tschermakite (low Fe) represents near-peak amphibole compositions and the matrix cummingtonite-grunerite amphiboles are interpreted as retrograde phases (**Fig. 2a – Auxiliary Material 4.5**). In general the garnet has flat compositional profile, however some grains showed a faint zonation with core richer in X_{prp} and poorer in X_{grs} , and some of them tend to increase grossular contents in the rim (**Fig. 2b – Auxiliary Material 4.5**). The pyrope-rich and grossular-poor core might represent the near-peak conditions and the rims record retrograde re-equilibration. Local variations should be controlled by chemical exchanges with close inclusions (e.g. plagioclase and biotite inclusions). The matrix biotite grains yield a small compositional variation (Si=5.45–5.55 a.p.f.u.; Ti=0.22–0.53 a.p.f.u.; Al=2.60–3.09 a.p.f.u.; Mg#=0.33–0.51) and this variation might represent prograde evolution in which higher Al and Ti biotite grains comprise the near-peak compositions (**Fig. 2c – Auxiliary Material 4.5**). The plagioclase has anorthite composition (X_{an} =0.89–0.95; X_{ab} =0.11–0.05) and the inclusions within garnet yield intermediate values of X_{an} (0.92–0.94). Retrograde chlorite varies considerably (Si=5.27–5.53 a.p.f.u.; Al=4.98–5.36 a.p.f.u.; Fe_t =4.72–6.13 a.p.f.u.; Mg=3.31–4.64 a.p.f.u.).

The clinopyroxene-bearing amphibolite (PSM-108A) comprises a greenish massive coarse-grained rock characterized by coarser diopside grains, zoned amphibole grains, titanite and

plagioclase interstitial crystals. The diopside occurs as coarse-grained subidioblastic agglomerates with inclusions of amphibole, apatite and plagioclase. Idioblastic to subidioblastic zoned amphiboles delineate the main foliation. Titanite is scattered all over the rock and occurs as subidioblastic grains. Plagioclase interstitial grains complete the mineral assemblage of this rock. The near-peak mineral assemblage is constrained by the cores of pyroxene and amphibole, titanite and plagioclase. The rims of amphibole might represent retrograde re-equilibrations.

The clinopyroxene has diopside composition and are chemically homogeneous ($\text{Si}=1.96\text{--}1.99$ a.p.f.u.; $\text{Mg}=0.77\text{--}0.79$ a.p.f.u.; $\text{Fe}=0.20\text{--}0.22$ a.p.f.u.; $\text{Ca}=0.95\text{--}0.99$ a.p.f.u.). The compositional zoning in the amphiboles includes a near-peak composition of Mg-hornblende (core of inclusion within diopside) and a continuous increasing in Si towards the rim until the actinolite field (**Fig. 2a – Auxiliary Material 4.5**). The actinolitic amphiboles probably represent retrogression. Plagioclase is almost pure anorthite ($X_{\text{an}}=0.96\text{--}0.97$). Titanite is also homogeneous compositionally ($\text{Si}=0.99\text{--}1.00$ a.p.f.u.; $\text{Ti}=0.91\text{--}0.92$ a.p.f.u.; $\text{Al}=0.07\text{--}0.08$ a.p.f.u.; $\text{Ca}=1.00$ a.p.f.u.).

Metasedimentary rocks

The metapelitic group is composed by sillimanite-bearing garnet-biotite migmatitic paragneisses (PSM-54F – UTM: 457271/7365168; PSM-104A1, PSM-104D – UTM: 435211/7369690; PSM-109E – UTM: 459467/7375362). These migmatitic rocks constitute metatexite varieties with interlayered leucosome-rich and residuum-rich bands. The leucosome-rich bands are composed predominantly by quartz, plagioclase, garnet, green biotite and minor garnet, sillimanite and K-feldspar. The residuum-rich bands (melanosome) include scattered garnet porphyroblasts, biotite-rich and sillimanite-bearing discontinuous layers and interstitial quartz-feldspathic lenses. The biotite-rich bands define the main foliation and isoclinal intrafolial microfolds delineated by biotite and sillimanite grains outline an older foliation. The porphyroblasts of garnet are usually subidioblastic and rarely idioblastic grains also occur. Inclusion-rich cores and inclusion-free rims characterize these porphyroblasts. Biotite, quartz and zircon are the most common inclusions. Late muscovite occurs exclusively replacing K-feldspar in the leucosomes or replacing biotite in the biotite-rich bands.

An inverted bell-shaped characterize the slightly zoned garnet grains with increasing of spessartine contents towards the rim (**Fig. 3a – Auxiliary Material 4.6**). The cores are constrained by high X_{prp} and low X_{sps} ($X_{\text{alm}}=0.76\text{--}0.77$; $X_{\text{prp}}=0.16\text{--}0.17$; $X_{\text{grs}}=0.03$;

$X_{\text{sps}}=0.04\text{--}0.05$; $\text{Mg}\#=0.17\text{--}0.18$) and represent crystals affected by volume diffusion at peak temperatures (near-peak conditions). In turn, the rims record dissolution in retrograde processes. The biotite was subdivided in four different microstructural domains (**Fig. 3b – Auxiliary Material 4.6**). In general, the biotite included in garnet contains higher Ti and Mg contents and lower Al^{VI} and Fe_t amounts ($\text{Al}^{\text{VI}}=0.64\text{--}0.83$ a.p.f.u.; $\text{Ti}=0.31\text{--}0.48$ a.p.f.u.; $\text{Mg}=2.14\text{--}2.61$ a.p.f.u.; $\text{Fe}_t=1.91\text{--}2.43$ a.p.f.u.). The S1 biotite grains have high Ti, Al^{IV} and Fe_t contents and low Mg amounts ($\text{Al}^{\text{IV}}=2.68\text{--}2.72$ a.p.f.u.; $\text{Ti}=0.32\text{--}0.35$ a.p.f.u.; $\text{Mg}=1.80\text{--}1.86$ a.p.f.u.; $\text{Fe}_t=2.75\text{--}2.81$ a.p.f.u.) and the matrix S2 grains vary considerably ($\text{Al}^{\text{IV}}=2.62\text{--}2.71$ a.p.f.u.; $\text{Ti}=0.14\text{--}0.41$ a.p.f.u.; $\text{Mg}=1.79\text{--}2.40$ a.p.f.u.; $\text{Fe}_t=2.24\text{--}2.82$ a.p.f.u.). The leucosome biotite comprises the grains with lowest Ti values, highest Al^{VI} contents and sum of cations in octahedral site ($\text{SumM1}+\text{M2}$) and high Mg and low Fe_t values (**Fig. 3b – Auxiliary Material 4.6** – $\text{Al}^{\text{IV}}=2.61\text{--}2.67$ a.p.f.u.; $\text{Al}^{\text{VI}}=1.03\text{--}1.13$ a.p.f.u.; $\text{Ti}=0.01\text{--}0.04$ a.p.f.u.; $\text{Mg}=2.22\text{--}2.58$ a.p.f.u.; $\text{Fe}_t=2.14\text{--}2.45$ a.p.f.u.; $\text{SumM1}+\text{M2}=5.75\text{--}5.82$ a.p.f.u.). The biotite included in garnet cores and the S1 biotite grains are interpreted as part of the near-peak assemblage. The compositional variation in the matrix S2 grains corresponds to retrograde processes and the leucosome biotite represents grains crystallized from the melt. The X_{an} in plagioclase varies from oligoclase to Na-rich andesine ($X_{\text{an}}=0.22\text{--}0.33$).

The sample PSM-60B (UTM: 447857/7364400) represents the medium-grained amphibole-bearing garnet-biotite paragneisses (metagreywacke group) and is composed of garnet porphyroblasts, biotite-rich bands and discontinuous quartzofeldspathic bands. Amphibole appears concentrated in dispersed submillimeter-sized bands associated with biotite. The biotite-rich bands define the main syn-metamorphic foliation. Garnet occurs as subidioblastic to xenoblastic porphyroblasts with up to 4mm of diameter and seems to be formed by multiple grains coalescence. The garnet porphyroblasts are rich in inclusions that include quartz, plagioclase, biotite, prehnite, clinozoisite, ilmenite and apatite, in which quartz is far the more abundant. Plagioclase is usually elongated along the foliation and has abundant rounded quartz inclusions. Clinozoisite was observed exclusively included in the garnet rims and prehnite is always associated with biotite. In the matrix prehnite occurs as lenticular leaves within the biotite plates. The near-peak mineral assemblage comprises garnet, quartz, plagioclase, biotite, ilmenite and apatite. Prehnite could represent one of the progressive (inclusion in garnet) and also retrograde phases (matrix).

The zonation of garnet porphyroblasts shows homogeneous cores/mantles, richer in X_{alm} , X_{prp} and $\text{Mg}\#$, and narrow rims characterized by some increase in X_{grs} and X_{sps} and decrease in

X_{alm} and X_{prp} (from core to rim – $X_{alm}=0.61-0.55$; $X_{prp}=0.13-0.09$; $X_{grs}=0.13-0.19$; $X_{sps}=0.13-0.18$; $Mg\#=0.17-0.14$). This zonation suggests that homogeneous garnet represents the high-grade crystals affected by volume diffusion at peak temperatures (near-peak conditions) with the rims recording dissolution in retrograde processes. Biotite shows faint zonation even when compare the grains included in garnet and the matrix crystals. In general the inclusion grains have higher contents of Si (up to 5.63 a.p.f.u.) and Mg (up to 2.90 a.p.f.u.) while the matrix grains show higher values of Ti (up to 0.34 a.p.f.u.) and Fe_t (up to 2.67 a.p.f.u.) (**Fig. 3c – Auxiliary Material 4.5**). Amphiboles vary from Mg-hornblende (core) to tschermachite (rim) showing progressive zonation with the rims crystallized at near-peak conditions (**Fig. 3a – Auxiliary Material 4.5**). Plagioclase yields high Ca bytownite. Its composition varies slightly and both inclusions in garnet and matrix grains have overlapped compositions (inclusions – $X_{an}=0.87-0.88$; $X_{ab}=0.11-0.13$; matrix – $X_{an}=0.85-0.89$; $X_{ab}=0.11-0.15$).

References

- Leake, B.E., Woolley, A.R., Arps, C.E.S., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J., Maresch, W.V., Nickel, E.H., Rock, N.M.S., Schumacher, J.C., Smith, D.C., Stephenson, N.C.N., Ungaretti, L., Whittaker, E.J. W., Youzhi, G. (1997), Nomenclature of amphiboles: report of the Subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names, *American Mineralogist*, 82, 1019–1037.
- Holdaway, M. J., Mukhopadhyay, B., Dyar, M. D., Dutrow, B. L., Rumble, D., Grambling, J. A. (1991), A new perspective on staurolite crystal chemistry: use of stoichiometric and chemical end-members for a mole fraction model, *American Mineralogist*, 76, 1910–1919.
- Holdaway, M. J., Mukhopadhyay, B. Dutrow, B. L. (1995), Thermodynamic properties of stoichiometric staurolite $H_2Fe_4Al_{18}Si_8O_{48}$ and $H_6Fe_2Al_{18}Si_8O_{48}$, *American Mineralogist*, 80, 520–533.

Auxiliary Material 4.3

Mineral composition of representative analysis of all phases

GARNET											
<i>Embu Complex</i>											
St-Grt-mica schist											
<i>PSM-111A</i>						<i>PSM-111B</i>					
core	man/rim	rim	core	man		rim	man	rim	rim	rim	man
SiO ₂	36.278	36.283	36.286	35.492	35.423	36.390	36.220	36.435	35.497	36.375	36.429
TiO ₂	0.006	0.005	0.000	0.007	0.000	0.006	0.002	0.008	0.000	0.003	0.002
Al ₂ O ₃	20.697	20.566	20.714	20.558	20.708	20.893	20.780	21.068	20.428	21.101	20.645
Cr ₂ O ₃	0.010	0.034	0.004	0.013	0.020	0.000	0.004	0.002	0.006	0.028	0.008
FeO _t	34.398	35.783	36.829	35.948	36.359	36.910	36.035	37.012	37.098	36.831	35.464
MnO	5.251	3.450	3.727	3.868	3.837	3.551	3.540	4.018	4.004	4.236	3.702
MgO	1.956	2.322	2.093	1.908	1.956	2.279	2.338	1.937	2.088	1.765	2.492
CaO	1.656	1.569	0.935	1.323	1.191	0.931	1.540	0.697	0.719	0.809	1.115
BaO	0.000	0.000	0.005	0.004	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Na ₂ O	0.020	0.008	0.027	0.026	0.018	0.003	0.003	0.011	0.014	0.013	0.005
K ₂ O	0.000	0.002	0.002	0.004	0.000	0.002	0.000	0.007	0.010	0.012	0.000
TOTAL	100.292	100.021	100.639	99.154	99.510	100.979	100.461	101.249	99.918	101.176	99.862
X(Alm)	0.747	0.778	0.799	0.787	0.790	0.796	0.775	0.806	0.794	0.805	0.779
X(Prp)	0.081	0.095	0.086	0.080	0.082	0.093	0.096	0.079	0.088	0.073	0.102
X(Grs)	0.049	0.046	0.028	0.040	0.036	0.027	0.046	0.021	0.022	0.024	0.033
X(Sps)	0.123	0.081	0.087	0.093	0.092	0.083	0.083	0.094	0.096	0.099	0.086
#Mg	0.097	0.109	0.097	0.093	0.095	0.105	0.110	0.090	0.100	0.083	0.116

<i>Embu Complex</i>						<i>Costeiro Complex</i>					
Mylonitized metagranite						Grt amphibolite					
<i>PSM-75C</i>						<i>PSM-61A</i>					
rim	man/rim	man	core	core	core	core	core	man	man/rim	rim	rim
SiO ₂	35.936	36.208	36.359	36.365	36.117	36.023	37.338	37.375	37.253	37.207	37.249
TiO ₂	0.024	0.026	0.000	0.001	0.090	0.036	0.028	0.015	0.062	0.011	0.062
Al ₂ O ₃	20.627	20.655	20.650	20.826	20.664	20.661	20.926	21.038	20.822	20.949	21.071
Cr ₂ O ₃	0.000	0.040	0.052	0.000	0.005	0.017	0.000	0.011	0.005	0.000	0.024
FeO _t	33.090	33.869	35.399	35.046	33.746	33.714	31.281	31.116	30.895	31.335	31.160
MnO	8.331	7.512	5.612	5.835	7.648	8.237	3.026	3.154	3.070	2.905	2.842
MgO	1.724	1.863	2.317	2.234	1.818	1.801	2.786	2.842	2.802	2.807	2.659
CaO	1.138	1.305	1.125	1.147	1.085	0.944	5.833	5.608	5.733	5.804	6.239
BaO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Na ₂ O	0.028	0.007	0.026	0.015	0.000	0.011	0.021	0.021	0.021	0.005	0.002
K ₂ O	0.007	0.012	0.000	0.020	0.015	0.003	0.000	0.010	0.009	0.013	0.027
TOTAL	100.905	101.497	101.540	101.495	101.190	101.447	101.249	101.190	100.682	101.044	101.334
X(Alm)	0.697	0.709	0.740	0.738	0.714	0.704	0.652	0.653	0.653	0.654	0.649
X(Prp)	0.072	0.077	0.095	0.092	0.075	0.075	0.111	0.114	0.112	0.113	0.106
X(Grs)	0.034	0.039	0.033	0.034	0.032	0.028	0.168	0.161	0.165	0.167	0.180
X(Sps)	0.197	0.176	0.131	0.136	0.179	0.194	0.069	0.072	0.070	0.066	0.065
#Mg	0.093	0.098	0.114	0.111	0.095	0.096	0.146	0.148	0.147	0.147	0.141

<i>Costeiro Complex</i>											
Grt amphibolite						Grt amphibolite					
<i>PSM-61B</i>						<i>PSM-104G</i>					
rim	man/rim	man	core	core	man	rim	man/rim	rim	core	core	rim
SiO ₂	37.249	37.185	37.138	37.246	36.873	37.004	36.950	37.152	36.887	36.820	37.000
TiO ₂	0.008	0.026	0.000	0.030	0.000	0.000	0.010	0.036	0.050	0.005	0.000
Al ₂ O ₃	21.052	21.045	20.907	20.971	21.035	21.026	20.902	20.977	20.875	20.749	20.724
Cr ₂ O ₃	0.000	0.000	0.000	0.000	0.047	0.012	0.018	0.000	0.025	0.025	0.011
FeO _t	30.851	31.204	30.902	31.225	30.960	31.539	31.507	31.032	33.301	33.181	32.619
MnO	3.126	3.254	2.991	3.163	3.048	3.308	3.452	3.155	0.771	0.820	0.979
MgO	2.473	2.844	3.028	3.091	3.046	2.771	2.589	2.417	2.251	2.291	2.572
CaO	6.478	5.795	5.872	5.858	5.845	5.695	5.702	6.515	6.392	6.459	6.476
BaO	0.000	0.000	0.000	0.014	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.026	0.000
Na ₂ O	0.024	0.004	0.002	0.000	0.003	0.008	0.000	0.000	0.013	0.015	0.012
K ₂ O	0.011	0.024	0.011	0.007	0.015	0.009	0.004	0.024	0.021	0.005	0.014
TOTAL	101.275	101.381	100.850	101.604	100.880	101.371	101.151	101.308	100.594	100.404	100.406
X(Alm)	0.643	0.644	0.641	0.636	0.637	0.647	0.651	0.643	0.705	0.700	0.686
X(Prp)	0.099	0.114	0.122	0.124	0.123	0.112	0.104	0.097	0.091	0.093	0.104
X(Grs)	0.187	0.167	0.170	0.169	0.170	0.165	0.165	0.188	0.186	0.188	0.188
X(Sps)	0.071	0.074	0.068	0.072	0.070	0.076	0.079	0.072	0.018	0.019	0.022
#Mg	0.134	0.151	0.160	0.163	0.162	0.147	0.138	0.131	0.114	0.117	0.132

Costeiro Complex											
Grt amphibolite											
	PSM-104G		PSM-106A						PSM-106D		
	man	man	rim	man	core	core	man	man/rim	rim	rim	man
SiO ₂	36.937	37.070	36.857	36.928	37.094	37.035	36.919	36.979	36.756	37.134	36.875
TiO ₂	0.018	0.064	0.010	0.137	0.036	0.050	0.027	0.044	0.042	0.022	0.017
Al ₂ O ₃	20.812	20.851	20.759	20.782	20.794	20.818	20.631	20.714	20.852	20.991	20.763
Cr ₂ O ₃	0.002	0.045	0.000	0.000	0.000	0.000	0.017	0.021	0.005	0.011	0.000
FeO _t	32.660	33.236	31.955	31.429	31.557	31.088	31.630	31.254	31.611	32.282	31.611
MnO	0.995	0.725	1.387	1.405	1.413	1.706	1.483	1.685	1.545	2.171	2.390
MgO	2.621	2.602	2.060	2.284	2.419	2.378	2.272	2.397	2.186	2.662	2.496
CaO	6.313	5.833	7.254	6.940	7.186	7.514	7.017	7.494	7.025	5.968	5.904
BaO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.016	0.000	0.000	0.003	0.004
Na ₂ O	0.008	0.011	0.007	0.025	0.015	0.016	0.013	0.023	0.012	0.025	0.006
K ₂ O	0.018	0.017	0.013	0.014	0.024	0.019	0.007	0.007	0.007	0.025	0.004
TOTAL	100.384	100.454	100.324	99.942	100.538	100.631	100.041	100.617	100.044	101.300	100.071
X(Alm)	0.688	0.710	0.673	0.674	0.662	0.647	0.670	0.647	0.671	0.670	0.672
X(Prp)	0.106	0.105	0.083	0.092	0.097	0.096	0.092	0.097	0.089	0.107	0.101
X(Grs)	0.183	0.169	0.211	0.201	0.208	0.218	0.204	0.218	0.205	0.173	0.172
X(Sps)	0.023	0.017	0.032	0.032	0.032	0.039	0.034	0.039	0.036	0.050	0.055
#Mg	0.133	0.129	0.110	0.120	0.128	0.129	0.121	0.130	0.117	0.138	0.131

Costeiro Complex													
Grt amphibolite							Metapelitic group						
PSM-106D							PSM-54F						
man	core	core	man	man	man/rim	rim	rim	man	core	core	man	rim	
SiO ₂	36.999	36.825	37.055	36.965	37.224	37.047	36.948	36.850	36.886	36.683	36.686	36.663	36.752
TiO ₂	0.009	0.056	0.060	0.025	0.057	0.056	0.000	0.004	0.018	0.007	0.009	0.014	0.011
Al ₂ O ₃	20.989	20.855	20.832	20.924	20.828	20.885	20.826	21.076	21.026	21.058	21.084	21.024	20.912
Cr ₂ O ₃	0.000	0.033	0.026	0.037	0.034	0.000	0.000	0.000	0.000	0.027	0.000	0.000	0.019
FeO _t	31.481	31.694	31.508	31.768	31.718	32.182	32.723	32.116	32.158	32.264	31.856	31.936	31.798
MnO	2.474	2.317	2.568	2.440	2.548	2.363	2.173	6.656	6.255	6.429	6.416	6.959	7.081
MgO	2.555	2.332	2.537	2.504	2.545	2.476	2.418	3.641	3.842	3.820	3.776	3.597	3.526
CaO	6.026	6.336	6.050	5.936	5.897	5.835	5.710	1.096	1.058	1.080	1.098	1.061	1.069
BaO	0.000	0.013	0.025	0.000	0.000	0.000	0.000	0.009	0.027	0.000	0.004	0.003	0.000
Na ₂ O	0.029	0.013	0.050	0.000	0.019	0.001	0.019	0.009	0.020	0.014	0.016	0.000	0.028
K ₂ O	0.001	0.000	0.003	0.019	0.008	0.008	0.000	0.007	0.000	0.007	0.011	0.011	0.001
TOTAL	100.563	100.474	100.751	100.617	100.879	100.869	100.826	101.487	101.295	101.388	100.973	101.268	101.197
X(Alm)	0.665	0.668	0.663	0.671	0.670	0.678	0.686	0.667	0.670	0.664	0.666	0.662	0.662
X(Prp)	0.103	0.094	0.103	0.101	0.102	0.100	0.098	0.148	0.156	0.156	0.154	0.146	0.143
X(Grs)	0.175	0.184	0.176	0.172	0.170	0.169	0.166	0.032	0.031	0.032	0.032	0.031	0.031
X(Sps)	0.057	0.053	0.059	0.056	0.058	0.054	0.050	0.153	0.144	0.149	0.148	0.161	0.164
#Mg	0.134	0.124	0.134	0.131	0.132	0.128	0.125	0.181	0.188	0.190	0.188	0.181	0.178

Costeiro Complex										
Metapelitic group										
	PSM-104A1					PSM-104D				
	rim	man	core	man	rim	man	man	core	core	rim
SiO ₂	36.364	36.390	36.453	36.270	36.354	36.874	36.871	36.702	36.649	36.457
TiO ₂	0.016	0.000	0.001	0.000	0.017	0.015	0.000	0.000	0.006	0.026
Al ₂ O ₃	20.822	20.875	20.884	20.759	20.891	21.076	21.023	20.943	20.796	20.808
Cr ₂ O ₃	0.050	0.017	0.014	0.020	0.014	0.040	0.032	0.025	0.020	0.015
FeO _t	32.634	32.815	32.636	32.362	32.886	35.907	35.996	35.656	35.380	34.703
MnO	6.869	6.419	6.348	6.657	6.639	1.605	1.663	2.931	4.076	4.843
MgO	2.769	2.996	2.981	2.893	2.827	4.140	4.098	3.434	2.873	2.515
CaO	1.010	1.025	1.083	1.239	1.077	0.886	0.911	0.907	0.944	0.908
BaO	0.000	0.003	0.015	0.010	0.000	0.011	0.012	0.000	0.000	0.000
Na ₂ O	0.008	0.026	0.030	0.012	0.018	0.018	0.013	0.028	0.026	0.001
K ₂ O	0.010	0.002	0.008	0.021	0.008	0.009	0.000	0.005	0.008	0.006
TOTAL	100.574	100.568	100.458	100.241	100.730	100.600	100.632	100.631	100.781	100.283
X(Alm)	0.696	0.697	0.698	0.688	0.697	0.769	0.769	0.766	0.761	0.758
X(Prp)	0.114	0.123	0.122	0.119	0.116	0.168	0.166	0.140	0.117	0.103
X(Grs)	0.030	0.030	0.032	0.037	0.032	0.026	0.027	0.027	0.028	0.027
X(Sps)	0.160	0.150	0.148	0.156	0.155	0.037	0.038	0.068	0.095	0.113
#Mg	0.140	0.150	0.149	0.148	0.143	0.179	0.177	0.155	0.134	0.119

	Costeiro Complex										
	Metapelitic group						Metagreywacke group				
	PSM-109E						PSM-60B				
	rim	man	core	man	man	rim	core	man	man	rim	rim
SiO ₂	36.698	37.068	36.958	37.000	36.893	36.715	37.077	37.066	36.948	37.033	36.777
TiO ₂	0.005	0.019	0.000	0.000	0.000	0.000	0.034	0.042	0.030	0.000	0.034
Al ₂ O ₃	20.885	20.850	21.003	21.018	20.948	20.832	20.817	20.860	20.763	20.952	20.650
Cr ₂ O ₃	0.000	0.021	0.000	0.049	0.009	0.000	0.035	0.044	0.003	0.009	0.000
FeO _t	33.558	33.656	33.734	33.810	33.743	33.518	28.564	28.604	28.816	28.656	28.901
MnO	6.093	4.296	4.294	4.090	4.265	6.205	6.567	6.534	6.403	6.412	6.520
MgO	2.372	3.476	3.469	3.533	3.604	2.661	2.887	2.929	2.941	2.882	2.735
CaO	1.186	1.360	1.319	1.299	1.199	1.243	4.849	4.793	4.881	5.023	4.949
BaO	0.023	0.033	0.029	0.000	0.000	0.000	0.000	0.005	0.000	0.009	0.000
Na ₂ O	0.014	0.011	0.018	0.005	0.025	0.008	0.001	0.016	0.005	0.004	0.009
K ₂ O	0.028	0.014	0.012	0.003	0.014	0.017	0.012	0.000	0.010	0.022	0.004
TOTAL	100.874	100.835	100.845	100.806	100.705	101.200	100.856	100.894	100.809	101.037	100.578
X(Alm)	0.727	0.722	0.723	0.726	0.721	0.712	0.594	0.594	0.593	0.591	0.595
X(Prp)	0.097	0.140	0.140	0.142	0.146	0.108	0.116	0.118	0.119	0.116	0.111
X(Grs)	0.035	0.039	0.038	0.038	0.035	0.036	0.140	0.139	0.142	0.146	0.144
X(Sps)	0.141	0.098	0.099	0.094	0.098	0.143	0.150	0.149	0.147	0.147	0.150
#Mg	0.117	0.162	0.163	0.164	0.169	0.132	0.164	0.166	0.167	0.164	0.157

STAUROLITE

	St-Grt-mica schist									
	PSM-111A									
	rim	core	rim	core	core/man	man	rim	man	man	
SiO ₂	26.714	26.559	26.829	26.526	26.864	26.503	26.602	26.723	26.560	
TiO ₂	0.518	0.500	0.411	0.486	0.443	0.458	0.564	0.474	0.529	
Al ₂ O ₃	53.967	54.033	54.400	54.031	54.132	54.306	52.878	53.812	54.192	
Cr ₂ O ₃	0.011	0.041	0.007	0.030	0.025	0.000	0.014	0.000	0.026	
FeO _t	14.491	14.543	14.369	14.308	14.573	14.429	14.267	14.635	14.567	
MnO	0.219	0.199	0.179	0.200	0.177	0.189	0.210	0.202	0.202	
ZnO	0.403	0.425	0.404	0.466	0.415	0.476	0.463	0.437	0.476	
MgO	1.280	1.325	1.169	1.368	1.424	1.355	1.358	1.320	1.251	
CaO	0.003	0.002	0.001	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	
BaO	0.000	0.007	0.000	0.013	0.011	0.007	0.000	0.000	0.002	
Na ₂ O	0.024	0.024	0.032	0.011	0.012	0.022	0.015	0.022	0.020	
K ₂ O	0.018	0.010	0.008	0.009	0.016	0.004	0.008	0.009	0.003	
TOTAL	97.649	97.668	97.809	97.452	98.091	97.746	96.389	97.642	97.839	
Si	7.500	7.464	7.486	7.459	7.517	7.428	7.584	7.519	7.447	
Ti	0.109	0.106	0.086	0.103	0.093	0.096	0.121	0.100	0.112	
Al (T1)	0.609	0.642	0.600	0.644	0.576	0.668	0.537	0.582	0.664	
SUM (T1)	8.219	8.212	8.173	8.205	8.186	8.193	8.242	8.201	8.223	
Al (M2/M3)	17.249	17.254	17.289	17.261	17.275	17.271	17.229	17.262	17.245	
Fe ³⁺	0.119	0.120	0.117	0.118	0.119	0.118	0.119	0.121	0.120	
SUM (M2/M3)	17.368	17.374	17.406	17.379	17.395	17.389	17.349	17.383	17.364	
Fe ²⁺	3.283	3.298	3.236	3.247	3.291	3.264	3.282	3.323	3.296	
Mn	0.052	0.047	0.042	0.048	0.042	0.045	0.051	0.048	0.048	
Zn	0.083	0.088	0.083	0.097	0.086	0.098	0.097	0.091	0.099	
Mg	0.536	0.555	0.486	0.573	0.594	0.566	0.577	0.554	0.523	
Ca	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	
Na	0.013	0.013	0.017	0.006	0.007	0.012	0.008	0.012	0.011	
K	0.006	0.004	0.003	0.003	0.006	0.001	0.003	0.003	0.001	
SUM (M4)	3.975	4.006	3.868	3.974	4.025	3.986	4.020	4.031	3.977	
H	3.700	3.679	3.977	3.748	3.609	3.770	3.497	3.584	3.737	
Fe#	0.860	0.856	0.869	0.850	0.847	0.852	0.850	0.857	0.863	
Mg#	0.140	0.144	0.131	0.150	0.153	0.148	0.150	0.143	0.137	

St-Grt-mica schist										
PSM-111B										
	rim	rim	man	man	core	core	rim	rim	rim	rim
SiO ₂	26.846	27.056	26.488	26.943	26.435	26.818	26.774	26.278	26.295	26.629
TiO ₂	0.583	0.553	0.543	0.501	0.561	0.450	0.561	0.560	0.560	0.564
Al ₂ O ₃	53.781	54.427	53.863	53.563	53.521	53.640	53.923	54.141	53.888	53.925
Cr ₂ O ₃	0.039	0.041	0.042	0.010	0.015	0.004	0.023	0.039	0.039	0.017
FeO _t	14.674	14.593	14.725	14.469	14.482	14.496	14.200	14.217	14.555	14.337
MnO	0.213	0.202	0.227	0.210	0.216	0.189	0.174	0.234	0.246	0.192
ZnO	0.331	0.392	0.366	0.367	0.375	0.346	0.380	0.415	0.362	0.349
MgO	1.327	1.111	1.258	1.362	1.196	1.365	1.171	1.072	1.115	1.276
CaO	0.000	0.001	0.000	0.017	0.000	0.000	0.006	0.001	0.003	0.000
BaO	0.000	0.000	0.004	0.000	0.000	0.000	0.000	0.008	0.000	0.003
Na ₂ O	0.009	0.009	0.005	0.018	0.018	0.018	0.014	0.010	0.000	0.020
K ₂ O	0.010	0.016	0.012	0.013	0.008	0.008	0.020	0.016	0.007	0.004
TOTAL	97.822	98.415	97.544	97.495	96.825	97.334	97.253	96.991	97.072	97.344
Si	7.541	7.522	7.464	7.586	7.486	7.556	7.515	7.396	7.423	7.486
Ti	0.123	0.116	0.115	0.106	0.119	0.095	0.119	0.118	0.119	0.119
Al (T1)	0.582	0.594	0.651	0.520	0.633	0.540	0.603	0.723	0.696	0.633
SUM (T1)	8.246	8.231	8.230	8.212	8.239	8.191	8.237	8.237	8.238	8.239
Al (M2/M3)	17.224	17.238	17.237	17.254	17.231	17.272	17.236	17.235	17.232	17.233
Fe ₃ ⁺	0.121	0.119	0.121	0.119	0.120	0.120	0.117	0.117	0.120	0.118
SUM (M2/M3)	17.345	17.357	17.358	17.373	17.351	17.391	17.352	17.353	17.352	17.351
Fe ₂ ⁺	3.327	3.274	3.349	3.288	3.310	3.296	3.217	3.229	3.316	3.253
Mn	0.051	0.048	0.054	0.050	0.052	0.045	0.041	0.056	0.059	0.046
Zn	0.069	0.080	0.076	0.076	0.078	0.072	0.079	0.086	0.075	0.072
Mg	0.556	0.460	0.529	0.571	0.505	0.573	0.490	0.450	0.469	0.535
Ca	0.000	0.000	0.000	0.005	0.000	0.000	0.002	0.000	0.001	0.000
Na	0.005	0.005	0.003	0.010	0.010	0.010	0.008	0.005	0.000	0.011
K	0.004	0.006	0.004	0.005	0.003	0.003	0.007	0.006	0.002	0.001
SUM (M4)	4.010	3.874	4.015	4.005	3.958	3.999	3.843	3.832	3.922	3.918
H	3.551	3.861	3.633	3.556	3.722	3.619	3.926	4.064	3.848	3.802
Fe [#]	0.857	0.877	0.864	0.852	0.868	0.852	0.868	0.878	0.876	0.859
Mg [#]	0.143	0.123	0.136	0.148	0.132	0.148	0.132	0.122	0.124	0.141

BIOTITE

Embu Complex													
St-Grt-mica schist													
PSM-111A													
	mtx	mtx	mtx	mtx	mtx post-S3	mtx post-S3	mtx post-S3	mtx post-S3	mtx post-S3	Pres shad (S2)	Pres shad (S2)	Pres shad (S2)	Pres shad (S2)
SiO ₂	35.829	34.590	34.248	34.075	34.481	34.534	34.626	34.944	35.698	34.946	34.803	34.030	34.030
TiO ₂	1.608	1.782	2.200	1.670	1.540	1.530	1.689	1.700	1.700	1.676	1.610	1.885	1.885
Al ₂ O ₃	20.427	19.434	19.660	19.171	19.472	19.463	19.415	19.489	19.988	20.051	19.526	19.142	19.142
Cr ₂ O ₃	0.005	0.017	0.037	0.031	0.021	0.026	0.034	0.024	0.027	0.018	0.006	0.024	0.024
FeO _t	20.870	22.097	20.911	21.924	21.903	21.768	21.823	21.745	21.846	21.276	21.761	21.906	21.906
MnO	0.048	0.086	0.080	0.078	0.080	0.050	0.097	0.065	0.060	0.052	0.076	0.080	0.080
MgO	8.261	8.119	7.832	8.421	8.509	8.574	8.128	8.062	7.648	7.649	8.009	8.319	8.319
CaO	0.008	0.002	0.000	0.003	0.010	0.013	0.011	0.020	0.001	0.018	0.004	0.003	0.003
BaO	0.087	0.098	0.103	0.081	0.093	0.080	0.077	0.088	0.117	0.084	0.091	0.105	0.105
Na ₂ O	0.293	0.340	0.300	0.366	0.412	0.429	0.399	0.390	0.384	0.310	0.313	0.350	0.350
K ₂ O	8.244	8.299	8.118	8.258	8.119	8.122	8.305	8.360	8.286	7.953	8.255	8.235	8.235
Cl	0.009	0.014	0.003	0.021	0.009	0.053	0.013	0.030	0.026	0.019	0.012	0.000	0.000
TOTAL	95.705	94.913	93.547	94.099	94.694	94.707	94.635	94.961	95.783	94.076	94.465	94.107	94.107
Si	5.414	5.337	5.329	5.309	5.325	5.331	5.352	5.377	5.426	5.393	5.378	5.302	5.302
AlIV	2.586	2.663	2.671	2.691	2.675	2.669	2.648	2.623	2.574	2.607	2.622	2.698	2.698
Sum T	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
AlVI	1.051	0.871	0.934	0.829	0.869	0.871	0.888	0.911	1.006	1.039	0.934	0.816	0.816
Ti	0.183	0.207	0.258	0.196	0.179	0.178	0.196	0.197	0.194	0.195	0.187	0.221	0.221
Mg	1.861	1.867	1.817	1.956	1.959	1.973	1.873	1.849	1.733	1.760	1.845	1.932	1.932
Fet	2.637	2.851	2.721	2.857	2.829	2.810	2.821	2.798	2.777	2.746	2.812	2.854	2.854
Mn	0.006	0.011	0.011	0.010	0.010	0.007	0.013	0.008	0.008	0.007	0.010	0.011	0.011
Sum M1+M2	5.738	5.808	5.740	5.848	5.846	5.839	5.790	5.763	5.718	5.746	5.789	5.834	5.834
K	1.589	1.634	1.612	1.641	1.600	1.599	1.637	1.641	1.607	1.566	1.627	1.637	1.637
Na	0.086	0.102	0.091	0.110	0.123	0.128	0.120	0.116	0.113	0.093	0.094	0.106	0.106
Ba	0.005	0.006	0.006	0.005	0.006	0.005	0.005	0.005	0.007	0.005	0.005	0.006	0.006
Ca	0.001	0.000	0.000	0.001	0.002	0.002	0.002	0.003	0.000	0.003	0.001	0.000	0.000
Sum A	1.681	1.741	1.708	1.757	1.730	1.735	1.764	1.766	1.727	1.666	1.727	1.749	1.749
AlIV+AlVI	3.638	3.534	3.605	3.520	3.544	3.541	3.537	3.534	3.580	3.647	3.556	3.515	3.515
Fe+Mg+Ti+(Si-6)	4.094	4.263	4.124	4.317	4.292	4.291	4.241	4.221	4.130	4.093	4.223	4.309	4.309
Fe+Mg	4.498	4.719	4.538	4.813	4.788	4.783	4.693	4.647	4.510	4.505	4.657	4.786	4.786
Fe/(Fe+Mg)	0.586	0.604	0.600	0.594	0.591	0.588	0.601	0.602	0.616	0.609	0.604	0.596	0.596
Mg/Fe	0.706	0.655	0.668	0.685	0.692	0.702	0.664	0.661	0.624	0.641	0.656	0.677	0.677
Ti-(o)VI	-0.079	0.015	-0.002	0.044	0.025	0.016	-0.013	-0.040	-0.088	-0.059	-0.024	0.055	0.055
Mg [#]	0.414	0.396	0.400	0.406	0.409	0.412	0.399	0.398	0.384	0.391	0.396	0.404	0.404

<i>Embu Complex</i>												
<i>St-Grt-mica schist</i>												
<i>PSM-111B</i>												
	mtx	mtx	mtx	mtx	Pres shad (S2)	mtx post-s3	mtx post-s3	Pres shad (S2)	mtx	mtx	mtx	mtx
SiO ₂	33.347	34.379	34.550	34.668	33.971	34.453	34.721	34.777	34.737	34.659	34.557	34.796
TiO ₂	1.726	1.712	1.730	1.642	1.685	1.791	1.790	1.655	1.837	1.816	1.768	1.593
Al ₂ O ₃	18.708	19.298	19.544	19.417	19.139	19.384	19.521	19.606	19.430	19.367	19.525	19.661
Cr ₂ O ₃	0.027	0.000	0.030	0.047	0.040	0.000	0.021	0.000	0.025	0.019	0.042	0.027
FeOt	23.068	21.893	21.942	21.553	21.742	21.752	21.768	21.986	21.566	21.840	22.118	21.631
MnO	0.090	0.081	0.085	0.062	0.065	0.079	0.080	0.072	0.070	0.093	0.076	0.081
MgO	7.875	7.895	8.165	8.086	8.188	7.882	8.172	8.142	8.131	8.010	8.173	8.235
CaO	0.000	0.000	0.014	0.000	0.008	0.000	0.011	0.000	0.000	0.000	0.000	0.006
BaO	0.075	0.099	0.089	0.087	0.117	0.108	0.097	0.086	0.102	0.104	0.104	0.096
Na ₂ O	0.276	0.311	0.352	0.291	0.299	0.348	0.332	0.291	0.326	0.323	0.310	0.324
K ₂ O	7.826	8.241	8.328	8.336	8.008	8.088	8.276	8.369	8.311	8.184	8.321	8.270
Cl	0.011	0.005	0.010	0.000	0.009	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004	0.011	0.005
TOTAL	93.036	93.916	94.840	94.190	93.268	93.899	94.807	94.984	94.535	94.449	95.027	94.737
Si	5.286	5.357	5.331	5.373	5.329	5.359	5.350	5.352	5.363	5.362	5.326	5.359
AlIV	2.714	2.643	2.669	2.627	2.671	2.641	2.650	2.648	2.637	2.638	2.674	2.641
Sum T	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
AlVI	0.780	0.900	0.885	0.919	0.867	0.913	0.894	0.909	0.899	0.894	0.872	0.927
Ti	0.206	0.201	0.201	0.191	0.199	0.210	0.207	0.192	0.213	0.211	0.205	0.185
Mg	1.861	1.834	1.878	1.868	1.915	1.828	1.877	1.868	1.871	1.848	1.878	1.891
Fet	3.058	2.853	2.831	2.794	2.852	2.830	2.805	2.830	2.785	2.826	2.851	2.786
Mn	0.012	0.011	0.011	0.008	0.009	0.010	0.010	0.009	0.009	0.012	0.010	0.011
Sum M1+M2	5.917	5.798	5.806	5.781	5.841	5.791	5.794	5.808	5.778	5.791	5.815	5.799
K	1.582	1.638	1.639	1.648	1.603	1.605	1.627	1.643	1.637	1.615	1.636	1.625
Na	0.085	0.094	0.105	0.087	0.091	0.105	0.099	0.087	0.097	0.097	0.093	0.097
Ba	0.005	0.006	0.005	0.005	0.007	0.007	0.006	0.005	0.006	0.006	0.006	0.006
Ca	0.000	0.000	0.002	0.000	0.001	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001
Sum A	1.672	1.738	1.752	1.741	1.702	1.716	1.733	1.735	1.741	1.719	1.728	1.728
AlIV+AlVI	3.495	3.544	3.554	3.547	3.538	3.554	3.545	3.556	3.536	3.532	3.546	3.568
Fe+Mg+Ti+(Si-6)	4.410	4.244	4.241	4.226	4.294	4.227	4.239	4.242	4.233	4.247	4.259	4.220
Fe-Mg	4.919	4.687	4.709	4.662	4.767	4.658	4.682	4.698	4.656	4.673	4.728	4.677
Fe/(Fe+Mg)	0.622	0.609	0.601	0.599	0.598	0.608	0.599	0.602	0.598	0.605	0.603	0.596
Mg/Fe	0.609	0.643	0.663	0.669	0.671	0.646	0.669	0.660	0.672	0.654	0.659	0.679
Ti-(o)VI	0.123	-0.001	0.007	-0.028	0.040	0.001	0.002	-0.001	-0.009	0.002	0.020	-0.017
Mg#	0.378	0.391	0.399	0.401	0.402	0.392	0.401	0.398	0.402	0.395	0.397	0.404

<i>Embu Complex</i>												
<i>St-Grt-mica schist</i>				<i>Mylonitized metagranite</i>								
<i>PSM-111B</i>				<i>PSM-75B</i>								
	mtx	Pres shad (S2)	Pres shad (S2)	mtx	mtx	inc	mtx	mtx	mtx	mtx	mtx	mtx
SiO ₂	34.643	32.805	35.165	34.270	34.226	34.017	34.455	33.840	34.430	33.528	34.088	
TiO ₂	1.716	1.520	2.211	1.715	1.553	1.622	1.566	1.701	1.618	1.609	1.606	
Al ₂ O ₃	19.305	18.583	19.793	18.611	18.539	18.801	19.169	18.389	18.477	18.526	18.338	
Cr ₂ O ₃	0.014	0.030	0.002	0.032	0.057	0.048	0.036	0.066	0.061	0.076	0.034	
FeOt	21.743	22.584	21.244	21.970	22.345	22.081	21.299	22.307	22.200	22.399	21.665	
MnO	0.082	0.069	0.077	0.162	0.189	0.383	0.227	0.174	0.195	0.189	0.218	
MgO	8.026	8.398	7.830	7.796	8.127	7.678	7.741	7.936	8.005	7.903	7.948	
CaO	0.000	0.020	0.029	0.009	0.000	0.032	0.017	0.008	0.000	0.000	0.004	
BaO	0.133	0.096	0.112	0.213	0.184	0.201	0.160	0.161	0.173	0.171	0.165	
Na ₂ O	0.331	0.351	0.359	0.143	0.116	0.133	0.142	0.145	0.113	0.123	0.098	
K ₂ O	8.149	8.042	8.082	9.364	9.300	9.196	9.110	9.106	9.347	8.648	9.333	
Cl	0.005	0.019	0.001	0.049	0.068	0.045	0.096	0.113	0.109	0.074	0.086	
TOTAL	94.146	92.531	94.905	94.335	94.703	94.237	94.016	93.946	94.727	93.246	93.585	
Si	5.375	5.238	5.382	5.370	5.351	5.341	5.385	5.338	5.378	5.318	5.383	
AlIV	2.625	2.762	2.618	2.630	2.649	2.659	2.615	2.662	2.622	2.682	2.617	
Sum T	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	
AlVI	0.905	0.735	0.953	0.807	0.767	0.821	0.916	0.756	0.780	0.782	0.796	
Ti	0.200	0.183	0.255	0.202	0.183	0.192	0.184	0.202	0.190	0.192	0.191	
Mg	1.856	1.999	1.787	1.821	1.894	1.797	1.804	1.866	1.864	1.869	1.871	
Fet	2.821	3.016	2.719	2.879	2.922	2.900	2.784	2.943	2.900	2.971	2.861	
Mn	0.011	0.009	0.010	0.022	0.025	0.051	0.030	0.023	0.026	0.025	0.029	
Sum M1+M2	5.793	5.941	5.723	5.731	5.791	5.760	5.717	5.789	5.760	5.839	5.748	
K	1.613	1.638	1.578	1.872	1.855	1.842	1.816	1.832	1.863	1.750	1.880	
Na	0.100	0.109	0.107	0.043	0.035	0.040	0.043	0.044	0.034	0.038	0.030	
Ba	0.008	0.006	0.007	0.013	0.011	0.012	0.010	0.010	0.011	0.011	0.010	
Ca	0.000	0.003	0.005	0.002	0.000	0.005	0.003	0.001	0.000	0.000	0.001	
Sum A	1.721	1.756	1.696	1.930	1.901	1.900	1.872	1.888	1.908	1.798	1.921	
AlIV+AlVI	3.530	3.497	3.570	3.437	3.416	3.479	3.531	3.418	3.402	3.463	3.413	
Fe+Mg+Ti+(Si-6)	4.252	4.435	4.143	4.272	4.350	4.229	4.156	4.348	4.333	4.350	4.306	
Fe+Mg	4.677	5.015	4.506	4.700	4.816	4.697	4.587	4.808	4.764	4.840	4.732	
Fe/(Fe+Mg)	0.603	0.601	0.603	0.613	0.607	0.617	0.607	0.612	0.609	0.614	0.605	
Mg/Fe	0.658	0.663	0.657	0.632	0.648	0.620	0.648	0.634	0.643	0.629	0.654	
Ti-(o)VI	-0.007	0.124	-0.022	-0.067	-0.026	-0.049	-0.099	-0.009	-0.050	0.031	-0.061	
Mg#	0.397	0.399	0.397	0.387	0.393	0.383	0.393	0.388	0.391	0.386	0.395	

Costeiro Complex												
Grt amphibolite												
	PSM-61A							PSM-104G				
	mtx	mtx	mtx	mtx	mtx	mtx	mtx	inc	inc	inc	mtx	
SiO ₂	36.357	36.202	36.294	36.135	35.916	36.288	36.130	35.813	35.285	35.108	35.688	
TiO ₂	2.115	1.953	1.979	1.948	2.117	2.250	2.312	4.571	3.461	3.525	3.271	
Al ₂ O ₃	16.266	16.041	16.173	16.130	16.111	16.040	16.111	14.385	15.312	14.802	14.705	
Cr ₂ O ₃	0.000	0.025	0.030	0.087	0.000	0.047	0.041	0.000	0.052	0.000	0.000	
FeOt	20.449	20.642	20.301	20.263	20.436	20.661	20.511	20.310	21.573	22.865	22.269	
MnO	0.061	0.071	0.039	0.072	0.053	0.086	0.038	0.000	0.028	0.000	0.035	
MgO	11.095	11.291	11.318	11.324	11.175	10.924	11.126	10.747	10.012	9.412	10.125	
CaO	0.009	0.015	0.007	0.020	0.022	0.007	0.003	0.041	0.042	0.035	0.052	
BaO	0.185	0.159	0.131	0.148	0.173	0.165	0.155	0.314	0.321	0.322	0.305	
Na ₂ O	0.172	0.175	0.179	0.201	0.195	0.179	0.208	0.246	0.097	0.116	0.121	
K ₂ O	9.060	8.773	8.679	8.722	8.823	8.779	8.884	9.275	9.386	9.296	9.210	
Cl	0.030	0.057	0.035	0.083	0.027	0.036	0.000	0.046	0.003	0.042	0.009	
TOTAL	95.798	95.403	95.165	95.132	95.047	95.462	95.519	95.749	95.570	95.522	95.788	
Si	5.540	5.541	5.551	5.538	5.518	5.550	5.521	5.500	5.461	5.476	5.521	
AlIV	2.460	2.459	2.449	2.462	2.482	2.450	2.479	2.500	2.539	2.524	2.479	
Sum T	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	
AlVI	0.462	0.435	0.466	0.452	0.435	0.441	0.422	0.103	0.254	0.197	0.202	
Ti	0.242	0.225	0.228	0.225	0.245	0.259	0.266	0.528	0.403	0.414	0.381	
Mg	2.520	2.576	2.580	2.587	2.559	2.490	2.534	2.460	2.310	2.189	2.335	
Fet	2.606	2.642	2.597	2.597	2.626	2.642	2.621	2.608	2.792	2.983	2.881	
Mn	0.008	0.009	0.005	0.009	0.007	0.011	0.005	0.000	0.004	0.000	0.005	
Sum M1+M2	5.838	5.888	5.876	5.870	5.871	5.844	5.849	5.700	5.763	5.782	5.804	
K	1.761	1.713	1.693	1.705	1.729	1.713	1.732	1.817	1.853	1.850	1.818	
Na	0.051	0.052	0.053	0.060	0.058	0.053	0.062	0.073	0.029	0.035	0.036	
Ba	0.011	0.010	0.008	0.009	0.010	0.010	0.009	0.019	0.019	0.020	0.018	
Ca	0.001	0.002	0.001	0.003	0.004	0.001	0.000	0.007	0.007	0.006	0.009	
Sum A	1.825	1.777	1.755	1.777	1.801	1.777	1.803	1.916	1.909	1.910	1.881	
AlIV+AlVI	2.921	2.894	2.915	2.914	2.917	2.891	2.902	2.603	2.793	2.721	2.681	
Fe+Mg+Ti+(Si-6)	4.909	4.985	4.956	4.947	4.947	4.941	4.942	5.096	4.966	5.061	5.118	
Fe+Mg	5.126	5.219	5.177	5.184	5.185	5.133	5.156	5.069	5.102	5.171	5.216	
Fe/(Fe+Mg)	0.508	0.506	0.502	0.501	0.506	0.515	0.508	0.515	0.547	0.577	0.552	
Mg/Fe	0.967	0.975	0.994	0.996	0.975	0.942	0.967	0.943	0.827	0.734	0.810	
Ti-(o)VI	0.081	0.113	0.104	0.095	0.116	0.102	0.114	0.228	0.166	0.196	0.184	
Mg#	0.492	0.494	0.498	0.499	0.494	0.485	0.492	0.485	0.453	0.423	0.448	

Costeiro Complex												
Grt amphibolite												
	PSM-104G		PSM-106A									
	mtx	mtx	mtx	mtx	mtx	mtx	inc	inc	inc	mtx	mtx	mtx
SiO ₂	34.796	35.221	35.066	34.699	34.893	34.619	35.399	34.690	34.759	34.716	34.888	34.587
TiO ₂	3.394	3.314	2.392	2.441	2.553	3.053	3.241	3.770	2.821	3.294	3.344	3.133
Al ₂ O ₃	14.426	14.685	15.740	15.646	15.681	15.126	14.958	14.759	15.156	15.196	15.174	15.144
Cr ₂ O ₃	0.013	0.000	0.021	0.007	0.039	0.032	0.000	0.000	0.005	0.003	0.008	0.000
FeOt	22.607	22.415	25.275	24.376	24.875	24.081	24.062	24.649	23.991	24.072	24.459	24.550
MnO	0.011	0.005	0.103	0.061	0.078	0.038	0.048	0.058	0.028	0.025	0.046	0.046
MgO	9.788	9.674	7.921	8.144	7.614	8.613	8.359	8.039	8.790	8.337	8.282	8.297
CaO	0.032	0.021	0.017	0.000	0.000	0.071	0.017	0.096	0.016	0.063	0.000	0.018
BaO	0.392	0.435	0.168	0.332	0.285	0.309	0.326	0.338	0.289	0.220	0.304	0.317
Na ₂ O	0.148	0.119	0.085	0.091	0.078	0.210	0.118	0.112	0.103	0.101	0.099	0.104
K ₂ O	9.055	9.156	9.185	9.170	9.233	7.479	9.008	9.182	9.401	9.184	9.240	8.955
Cl	0.037	0.043	0.017	0.045	0.015	0.077	0.023	0.026	0.000	0.020	0.004	0.000
TOTAL	94.698	95.088	95.989	95.011	95.344	93.707	95.558	95.717	95.359	95.231	95.848	95.151
Si	5.475	5.507	5.485	5.477	5.495	5.487	5.533	5.452	5.463	5.457	5.459	5.452
AlIV	2.525	2.493	2.515	2.523	2.505	2.513	2.467	2.548	2.537	2.543	2.541	2.548
Sum T	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
AlVI	0.149	0.213	0.387	0.387	0.406	0.313	0.289	0.185	0.270	0.273	0.258	0.266
Ti	0.402	0.390	0.281	0.290	0.302	0.364	0.381	0.446	0.334	0.390	0.394	0.372
Mg	2.296	2.255	1.847	1.916	1.788	2.035	1.948	1.883	2.060	1.954	1.932	1.950
Fet	2.975	2.931	3.307	3.218	3.276	3.192	3.145	3.240	3.153	3.165	3.201	3.237
Mn	0.001	0.001	0.014	0.008	0.010	0.005	0.006	0.008	0.004	0.003	0.006	0.006
Sum M1+M2	5.823	5.789	5.836	5.819	5.783	5.910	5.769	5.761	5.820	5.784	5.790	5.830
K	1.818	1.826	1.833	1.846	1.855	1.512	1.796	1.841	1.885	1.842	1.845	1.801
Na	0.045	0.036	0.026	0.028	0.024	0.065	0.036	0.034	0.031	0.031	0.030	0.032
Ba	0.024	0.027	0.010	0.021	0.018	0.019	0.020	0.021	0.018	0.014	0.019	0.020
Ca	0.005	0.003	0.003	0.000	0.000	0.012	0.003	0.016	0.003	0.011	0.000	0.003
Sum A	1.892	1.892	1.872	1.895	1.897	1.608	1.855	1.912	1.937	1.897	1.893	1.855
AlIV+AlVI	2.675	2.706	2.902	2.911	2.911	2.826	2.756	2.734	2.807	2.815	2.798	2.814
Fe+Mg+Ti+(Si-6)	5.147	5.082	4.920	4.901	4.862	5.079	5.007	5.020	5.009	4.966	4.986	5.011
Fe+Mg	5.270	5.186	5.154	5.134	5.064	5.227	5.093	5.123	5.213	5.118	5.133	5.187
Fe/(Fe+Mg)	0.564	0.565	0.642	0.627	0.647	0.611	0.618	0.632	0.605	0.618	0.624	0.624
Mg/Fe	0.772	0.769	0.559	0.596	0.546	0.638	0.619	0.581	0.653	0.617	0.604	0.602
Ti-(o)VI	0.225	0.179	0.117	0.109	0.085	0.274	0.150	0.207	0.154	0.174	0.184	0.202
Mg#	0.436	0.435	0.358	0.373	0.353	0.389	0.382	0.368	0.395	0.382	0.376	0.376

Costeiro Complex											
Grt amphibolite									Metapelitic group		
PSM-106D									PSM-54F		
inc	mtx	mtx	mtx	inc	inc	inc	mtx		mtx	mtx	mtx
SiO ₂	35.171	35.572	35.720	35.508	35.232	34.719	34.766	35.494	34.178	34.347	34.050
TiO ₂	3.477	2.580	2.145	2.165	3.901	2.188	3.221	2.652	2.677	3.125	3.016
Al ₂ O ₃	15.082	15.497	15.680	15.588	14.860	15.175	14.725	15.417	18.420	18.017	17.860
Cr ₂ O ₃	0.018	0.016	0.000	0.027	0.000	0.037	0.024	0.021	0.035	0.091	0.049
FeOt	22.842	21.761	22.368	21.918	19.928	22.753	21.345	21.913	20.771	21.178	20.235
MnO	0.088	0.069	0.018	0.064	0.090	0.119	0.095	0.037	0.126	0.213	0.214
MgO	9.294	10.174	10.012	10.013	10.795	8.720	9.899	10.097	8.145	8.078	8.328
CaO	0.027	0.027	0.000	0.100	0.052	0.056	0.043	0.032	0.011	0.003	0.000
BaO	0.342	0.283	0.295	0.246	0.271	0.188	0.335	0.304	0.244	0.220	0.233
Na ₂ O	0.203	0.250	0.202	0.225	0.387	0.307	0.341	0.163	0.131	0.153	0.133
K ₂ O	8.987	8.835	8.978	8.708	8.815	8.817	8.863	9.004	9.543	9.490	9.453
Cl	0.018	0.065	0.013	0.045	0.077	0.177	0.156	0.021	0.074	0.065	0.056
TOTAL	95.549	95.129	95.431	94.607	94.407	93.255	93.814	95.155	94.353	94.977	93.625
Si	5.473	5.516	5.531	5.534	5.474	5.544	5.491	5.510	5.335	5.337	5.349
AlIV	2.527	2.484	2.469	2.466	2.526	2.456	2.509	2.490	2.665	2.663	2.651
Sum T	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
AlVI	0.239	0.348	0.393	0.398	0.195	0.399	0.232	0.330	0.724	0.637	0.656
Ti	0.407	0.301	0.250	0.254	0.456	0.263	0.383	0.310	0.314	0.365	0.356
Mg	2.156	2.352	2.311	2.327	2.500	2.076	2.331	2.337	1.896	1.871	1.950
Fet	2.973	2.822	2.897	2.857	2.589	3.038	2.820	2.845	2.712	2.752	2.659
Mn	0.012	0.009	0.002	0.008	0.012	0.016	0.013	0.005	0.017	0.028	0.028
Sum M1+M2	5.786	5.831	5.853	5.844	5.753	5.792	5.778	5.826	5.663	5.653	5.650
K	1.784	1.748	1.774	1.732	1.747	1.796	1.786	1.783	1.900	1.881	1.894
Na	0.061	0.075	0.061	0.068	0.116	0.095	0.105	0.049	0.040	0.046	0.041
Ba	0.021	0.017	0.018	0.015	0.016	0.012	0.021	0.018	0.015	0.013	0.014
Ca	0.004	0.005	0.000	0.017	0.009	0.010	0.007	0.005	0.002	0.000	0.000
Sum A	1.871	1.844	1.852	1.831	1.889	1.912	1.919	1.856	1.957	1.941	1.949
AlIV+AlVI	2.766	2.832	2.862	2.863	2.721	2.856	2.741	2.821	3.389	3.300	3.307
Fe+Mg+Ti+(Si-6)	5.009	4.990	4.989	4.972	5.020	4.920	5.024	5.001	4.257	4.326	4.315
Fe+Mg	5.129	5.174	5.208	5.184	5.090	5.114	5.150	5.181	4.607	4.623	4.609
Fe/(Fe+Mg)	0.580	0.545	0.556	0.551	0.509	0.594	0.547	0.549	0.589	0.595	0.577
Mg/Fe	0.725	0.833	0.798	0.814	0.966	0.683	0.827	0.821	0.699	0.680	0.734
Ti-(o)VI	0.193	0.132	0.103	0.097	0.209	0.055	0.161	0.136	-0.023	0.019	0.006
Mg#	0.420	0.455	0.444	0.449	0.491	0.406	0.453	0.451	0.411	0.405	0.423

Costeiro Complex											
Metapelitic group											
PSM-54F					PSM-104A1						
mtx	mtx	mtx	mtx		inc	inc	inc	mtx	mtx	leuc	leuc
SiO ₂	33.883	33.406	34.415	34.438	35.001	34.387	34.863	35.156	34.639	35.417	35.461
TiO ₂	3.076	3.106	3.111	3.180	3.122	3.176	2.976	3.447	3.199	0.087	0.058
Al ₂ O ₃	17.710	17.823	18.226	18.109	18.846	18.489	18.804	18.918	18.626	20.485	20.597
Cr ₂ O ₃	0.075	0.116	0.068	0.101	0.078	0.073	0.085	0.078	0.096	0.003	0.010
FeOt	20.909	20.490	20.558	20.694	18.657	18.875	18.512	18.865	18.741	17.296	17.045
MnO	0.210	0.247	0.206	0.205	0.135	0.121	0.187	0.140	0.152	0.134	0.171
MgO	8.156	8.165	8.080	8.228	9.398	9.390	9.426	8.898	8.818	11.332	11.324
CaO	0.000	0.000	0.010	0.000	0.009	0.001	0.013	0.010	0.000	0.000	0.000
BaO	0.259	0.260	0.209	0.271	0.214	0.250	0.256	0.214	0.218	0.071	0.087
Na ₂ O	0.180	0.149	0.145	0.155	0.143	0.197	0.141	0.171	0.132	0.145	0.145
K ₂ O	9.354	9.361	9.457	9.482	9.495	9.607	9.628	9.651	9.541	9.779	9.800
Cl	0.090	0.040	0.068	0.088	0.066	0.084	0.076	0.106	0.087	0.067	0.068
TOTAL	93.903	93.163	94.553	94.952	95.164	94.649	94.966	95.654	94.247	94.815	94.765
Si	5.330	5.292	5.351	5.341	5.343	5.304	5.340	5.348	5.352	5.371	5.375
AlIV	2.670	2.708	2.649	2.659	2.657	2.696	2.660	2.652	2.648	2.629	2.625
Sum T	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
AlVI	0.613	0.620	0.691	0.652	0.733	0.665	0.735	0.740	0.744	1.033	1.055
Ti	0.364	0.370	0.364	0.371	0.359	0.369	0.343	0.395	0.372	0.010	0.007
Mg	1.913	1.928	1.873	1.903	2.139	2.159	2.152	2.018	2.031	2.562	2.559
Fet	2.751	2.715	2.673	2.684	2.382	2.435	2.371	2.400	2.422	2.194	2.161
Mn	0.028	0.033	0.027	0.027	0.017	0.016	0.024	0.018	0.020	0.017	0.022
Sum M1+M2	5.668	5.667	5.628	5.636	5.630	5.644	5.625	5.571	5.589	5.816	5.803
K	1.877	1.892	1.876	1.876	1.849	1.890	1.881	1.873	1.881	1.892	1.895
Na	0.055	0.046	0.044	0.047	0.042	0.059	0.042	0.050	0.039	0.043	0.043
Ba	0.016	0.016	0.013	0.016	0.013	0.015	0.015	0.013	0.013	0.004	0.005
Ca	0.000	0.000	0.002	0.000	0.001	0.000	0.002	0.002	0.000	0.000	0.000
Sum A	1.948	1.954	1.934	1.939	1.905	1.964	1.941	1.938	1.933	1.939	1.943
AlIV+AlVI	3.283	3.328	3.340	3.310	3.391	3.361	3.395	3.392	3.392	3.662	3.679
Fe+Mg+Ti+(Si-6)	4.357	4.306	4.261	4.299	4.222	4.267	4.206	4.161	4.177	4.137	4.101
Fe+Mg	4.663	4.643	4.546	4.587	4.520	4.594	4.524	4.418	4.453	4.756	4.720
Fe/(Fe+Mg)	0.590	0.585	0.588	0.585	0.527	0.530	0.524	0.543	0.544	0.461	0.458
Mg/Fe	0.695	0.710	0.701	0.709	0.898	0.887	0.908	0.841	0.839	1.168	1.184
Ti-(o)VI	0.032	0.037	-0.008	0.007	-0.012	0.012	-0.032	-0.034	-0.039	-0.174	-0.191
Mg#	0.410	0.415	0.412	0.415	0.473	0.470	0.476	0.457	0.456	0.539	0.542

Capítulo 4 – Evolução tectono-metamórfica dos complexos Embu e Costeiro

Costeiro Complex												
Metapelitic group												
PSM-104A1						PSM-104D						
leuc	mtx	mtx	leuc	leuc		s2	s2	s2	s2	s2	s1	
SiO2	35.621	35.321	35.428	35.234	35.405	34.253	34.215	34.316	34.074	34.354	34.384	
TiO2	0.062	1.204	1.248	0.074	0.056	2.871	2.854	2.924	2.922	2.962	2.892	
Al2O3	20.543	19.807	19.808	20.678	20.546	19.051	18.831	18.573	18.682	19.041	18.816	
Cr2O3	0.012	0.033	0.043	0.000	0.002	0.056	0.029	0.013	0.011	0.097	0.023	
FeOt	17.449	17.625	17.622	16.685	17.105	21.254	21.383	21.792	21.427	21.151	21.517	
MnO	0.148	0.174	0.166	0.145	0.208	0.180	0.156	0.152	0.153	0.113	0.172	
MgO	11.324	10.596	10.558	10.874	11.175	7.847	7.864	7.873	7.865	7.781	7.939	
CaO	0.000	0.006	0.012	0.027	0.000	0.000	0.000	0.000	0.022	0.000	0.000	
BaO	0.090	0.104	0.102	0.052	0.053	0.107	0.135	0.133	0.117	0.124	0.107	
Na2O	0.127	0.176	0.151	0.148	0.146	0.182	0.199	0.154	0.186	0.173	0.149	
K2O	9.711	9.562	9.668	9.574	9.693	9.426	9.445	9.636	9.493	9.470	9.544	
Cl	0.069	0.077	0.086	0.068	0.095	0.101	0.086	0.078	0.102	0.090	0.081	
TOTAL	95.154	94.685	94.890	93.559	94.484	95.328	95.197	95.643	95.053	95.356	95.623	
Si	5.382	5.377	5.383	5.393	5.383	5.291	5.299	5.305	5.292	5.301	5.303	
AlIV	2.618	2.623	2.617	2.607	2.617	2.709	2.701	2.695	2.708	2.699	2.697	
Sum T	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	
AlVI	1.040	0.931	0.931	1.124	1.064	0.759	0.736	0.688	0.711	0.763	0.722	
Ti	0.007	0.138	0.143	0.009	0.006	0.334	0.333	0.340	0.341	0.344	0.335	
Mg	2.550	2.405	2.392	2.481	2.533	1.807	1.815	1.814	1.821	1.790	1.825	
Fet	2.205	2.244	2.239	2.136	2.175	2.746	2.769	2.817	2.783	2.729	2.775	
Mn	0.019	0.022	0.021	0.019	0.027	0.024	0.020	0.020	0.020	0.015	0.022	
Sum M1+M2	5.821	5.740	5.725	5.769	5.805	5.669	5.674	5.680	5.676	5.641	5.680	
K	1.872	1.857	1.874	1.870	1.880	1.857	1.866	1.900	1.881	1.864	1.878	
Na	0.037	0.052	0.044	0.044	0.043	0.055	0.060	0.046	0.056	0.052	0.044	
Ba	0.005	0.006	0.006	0.003	0.003	0.006	0.008	0.008	0.007	0.007	0.006	
Ca	0.000	0.001	0.002	0.004	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004	0.000	0.000	
Sum A	1.914	1.916	1.927	1.921	1.926	1.918	1.934	1.954	1.948	1.923	1.929	
AlIV+AlVI	3.658	3.554	3.547	3.730	3.681	3.468	3.437	3.384	3.419	3.463	3.420	
Fe+Mg+Ti+(Si-6)	4.144	4.164	4.157	4.019	4.097	4.177	4.216	4.276	4.237	4.164	4.238	
Fe+Mg	4.755	4.649	4.631	4.617	4.708	4.552	4.585	4.632	4.604	4.519	4.600	
Fe/(Fe+Mg)	0.464	0.483	0.484	0.463	0.462	0.603	0.604	0.608	0.604	0.604	0.603	
Mg/Fe	1.157	1.072	1.068	1.162	1.165	0.658	0.656	0.644	0.654	0.656	0.658	
Ti-(o)VI	-0.172	-0.122	-0.132	-0.223	-0.189	0.002	0.006	0.020	0.017	-0.015	0.016	
Mg#	0.536	0.517	0.516	0.537	0.538	0.397	0.396	0.392	0.396	0.396	0.397	

Costeiro Complex												
Metapelitic group												
PSM-104D						PSM-109E						
s1	s1	leuc	leuc	s2	s2	inc	inc		inc	inc	inc	
SiO2	34.297	34.197	35.099	34.756	34.988	34.692	35.478	35.457	35.046	35.092	35.707	
TiO2	2.753	2.998	0.322	0.291	1.235	1.476	3.260	3.368	4.183	4.166	3.815	
Al2O3	18.881	18.706	20.616	20.348	19.969	19.975	18.996	19.066	18.503	18.736	18.470	
Cr2O3	0.007	0.051	0.000	0.031	0.056	0.035	0.000	0.058	0.020	0.002	0.025	
FeOt	21.171	21.381	18.241	18.676	19.430	19.634	17.575	17.413	16.615	16.638	16.860	
MnO	0.148	0.143	0.184	0.092	0.084	0.082	0.056	0.022	0.084	0.092	0.095	
MgO	7.853	7.774	9.686	9.824	9.309	9.037	10.245	10.199	10.232	10.249	10.672	
CaO	0.000	0.000	0.006	0.015	0.007	0.000	0.000	0.008	0.018	0.000	0.000	
BaO	0.116	0.152	0.031	0.039	0.065	0.026	0.105	0.138	0.218	0.197	0.177	
Na2O	0.154	0.174	0.192	0.189	0.200	0.191	0.383	0.365	0.312	0.311	0.321	
K2O	9.459	9.512	9.417	9.463	9.542	9.518	9.202	9.233	9.272	9.260	9.294	
Cl	0.093	0.085	0.075	0.083	0.101	0.090	0.020	0.055	0.030	0.033	0.028	
TOTAL	94.931	95.173	93.869	93.808	94.987	94.755	95.319	95.382	94.534	94.774	95.463	
Si	5.318	5.301	5.393	5.364	5.356	5.330	5.355	5.348	5.330	5.319	5.372	
AlIV	2.682	2.699	2.607	2.636	2.644	2.670	2.645	2.652	2.670	2.681	2.628	
Sum T	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	
AlVI	0.768	0.719	1.126	1.065	0.959	0.947	0.735	0.738	0.646	0.667	0.647	
Ti	0.321	0.350	0.037	0.034	0.142	0.171	0.370	0.382	0.479	0.475	0.432	
Mg	1.815	1.797	2.219	2.260	2.124	2.070	2.305	2.294	2.320	2.316	2.393	
Fet	2.745	2.772	2.344	2.410	2.488	2.523	2.219	2.197	2.113	2.109	2.121	
Mn	0.019	0.019	0.024	0.012	0.011	0.011	0.007	0.003	0.011	0.012	0.012	
Sum M1+M2	5.669	5.655	5.749	5.781	5.724	5.721	5.636	5.613	5.569	5.579	5.605	
K	1.871	1.881	1.846	1.863	1.864	1.866	1.772	1.777	1.799	1.791	1.784	
Na	0.046	0.052	0.057	0.056	0.059	0.057	0.112	0.107	0.092	0.091	0.094	
Ba	0.007	0.009	0.002	0.002	0.004	0.002	0.006	0.008	0.013	0.012	0.010	
Ca	0.000	0.000	0.001	0.003	0.001	0.000	0.000	0.001	0.003	0.000	0.000	
Sum A	1.924	1.943	1.906	1.924	1.928	1.924	1.890	1.893	1.907	1.894	1.888	
AlIV+AlVI	3.450	3.417	3.733	3.701	3.603	3.617	3.380	3.390	3.316	3.347	3.275	
Fe+Mg+Ti+(Si-6)	4.199	4.219	3.992	4.068	4.110	4.094	4.250	4.221	4.241	4.220	4.318	
Fe+Mg	4.560	4.568	4.562	4.671	4.612	4.593	4.524	4.490	4.433	4.425	4.515	
Fe/(Fe+Mg)	0.602	0.607	0.514	0.516	0.539	0.549	0.490	0.489	0.477	0.477	0.470	
Mg/Fe	0.661	0.648	0.947	0.938	0.854	0.820	1.039	1.044	1.098	1.098	1.128	
Ti-(o)VI	-0.010	0.005	-0.214	-0.185	-0.134	-0.108	0.007	-0.005	0.047	0.054	0.037	
Mg#	0.398	0.393	0.486	0.484	0.461	0.451	0.510	0.511	0.523	0.523	0.530	

Costeiro Complex												
Metapelitic group												
PSM-109E												
	inc	mtx	mtx	mtx	inc	mtx	mtx	mtx	mtx	inc	mtx	mtx
SiO ₂	35.696	34.873	34.946	34.741	35.894	34.788	34.719	34.815	34.609	35.716	34.867	34.750
TiO ₂	3.865	2.878	2.923	3.130	2.777	3.041	3.136	3.157	3.264	2.930	3.438	3.528
Al ₂ O ₃	18.435	19.128	19.183	18.844	19.445	19.158	18.908	18.650	18.386	19.328	18.772	18.809
Cr ₂ O ₃	0.000	0.024	0.000	0.062	0.005	0.036	0.032	0.032	0.021	0.010	0.011	0.023
FeOt	16.934	20.004	20.114	19.973	15.915	19.937	20.114	20.141	20.076	15.242	19.859	20.180
MnO	0.116	0.090	0.134	0.124	0.103	0.148	0.119	0.076	0.141	0.082	0.167	0.162
MgO	10.660	8.644	8.659	8.457	11.123	8.361	8.491	8.557	8.531	11.668	8.481	8.484
CaO	0.002	0.005	0.000	0.048	0.003	0.028	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
BaO	0.139	0.164	0.176	0.215	0.135	0.143	0.189	0.199	0.156	0.140	0.202	0.187
Na ₂ O	0.298	0.208	0.208	0.271	0.295	0.160	0.197	0.193	0.186	0.257	0.200	0.202
K ₂ O	9.289	9.466	9.419	9.275	9.188	9.463	9.410	9.421	9.312	9.290	9.544	9.501
Cl	0.036	0.039	0.035	0.049	0.027	0.041	0.021	0.044	0.027	0.023	0.027	0.033
TOTAL	95.470	95.522	95.796	95.189	94.910	95.302	95.340	95.285	94.708	94.687	95.568	95.858
Si	5.371	5.331	5.327	5.333	5.389	5.330	5.324	5.344	5.365	5.332	5.306	
AlIV	2.629	2.669	2.673	2.667	2.611	2.670	2.676	2.656	2.656	2.635	2.668	2.694
Sum T	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
AlVI	0.640	0.777	0.773	0.743	0.830	0.789	0.741	0.718	0.691	0.787	0.715	0.691
Ti	0.437	0.331	0.335	0.361	0.314	0.351	0.362	0.365	0.379	0.331	0.396	0.405
Mg	2.391	1.970	1.968	1.935	2.490	1.909	1.941	1.958	1.964	2.613	1.933	1.931
Fet	2.131	2.557	2.564	2.564	1.998	2.554	2.579	2.585	2.593	1.915	2.540	2.577
Mn	0.015	0.012	0.017	0.016	0.013	0.019	0.016	0.010	0.018	0.010	0.022	0.021
Sum M1+M2	5.614	5.646	5.658	5.620	5.645	5.622	5.639	5.636	5.645	5.656	5.606	5.626
K	1.783	1.846	1.832	1.816	1.760	1.849	1.841	1.845	1.834	1.780	1.862	1.851
Na	0.087	0.062	0.062	0.081	0.086	0.048	0.059	0.057	0.056	0.075	0.059	0.060
Ba	0.008	0.010	0.011	0.013	0.008	0.009	0.011	0.012	0.009	0.008	0.012	0.011
Ca	0.000	0.001	0.000	0.008	0.000	0.005	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Sum A	1.878	1.918	1.904	1.918	1.854	1.910	1.911	1.914	1.900	1.863	1.933	1.922
AlIV+AlVI	3.269	3.446	3.446	3.409	3.441	3.459	3.417	3.374	3.346	3.422	3.383	3.385
Fe+Mg+Ti+(Si-6)	4.330	4.189	4.194	4.194	4.191	4.144	4.206	4.252	4.280	4.223	4.201	4.220
Fe+Mg	4.522	4.527	4.532	4.500	4.488	4.464	4.520	4.544	4.557	4.527	4.473	4.508
Fe/(Fe+Mg)	0.471	0.565	0.566	0.570	0.445	0.572	0.571	0.569	0.569	0.423	0.568	0.572
Mg/Fe	1.122	0.770	0.767	0.755	1.246	0.748	0.752	0.757	0.757	1.364	0.761	0.749
Ti-(o)VI	0.051	-0.023	-0.007	-0.019	-0.042	-0.027	0.000	0.000	0.024	-0.013	0.001	0.031
Mg#	0.529	0.435	0.434	0.430	0.555	0.428	0.429	0.431	0.431	0.577	0.432	0.428

Costeiro Complex												
Metagreywacke group												
PSM-60B												
	inc	mtx	mtx	mtx	inc	inc	mtx	inc	inc	mtx	mtx	mtx
SiO ₂	36.311	35.947	35.962	35.661	35.957	36.659	35.875	36.594	35.498	36.243	36.151	35.998
TiO ₂	2.404	2.668	2.659	2.701	2.782	2.576	2.741	2.109	2.390	2.697	2.624	2.359
Al ₂ O ₃	15.410	15.494	15.487	15.406	15.366	15.850	15.664	15.858	15.384	15.573	15.666	15.502
Cr ₂ O ₃	0.022	0.021	0.014	0.024	0.040	0.052	0.036	0.030	0.000	0.048	0.033	0.025
FeOt	19.076	20.350	20.395	20.654	19.595	19.309	20.161	17.964	18.405	19.059	19.046	18.955
MnO	0.110	0.226	0.243	0.239	0.206	0.219	0.219	0.133	0.232	0.256	0.195	0.272
MgO	11.880	10.849	10.891	10.846	10.869	10.583	10.558	12.763	12.538	11.576	11.535	11.650
CaO	0.054	0.000	0.000	0.031	0.037	0.079	0.008	0.010	0.043	0.000	0.045	0.005
BaO	0.136	0.193	0.244	0.162	0.182	0.152	0.195	0.145	0.146	0.165	0.186	0.197
Na ₂ O	0.214	0.182	0.185	0.189	0.181	0.438	0.186	0.234	0.225	0.177	0.185	0.177
K ₂ O	8.754	9.061	9.147	8.951	8.877	8.144	8.831	8.959	8.847	9.087	9.005	9.072
Cl	0.043	0.005	0.000	0.026	0.027	0.045	0.035	0.010	0.030	0.035	0.041	0.009
TOTAL	94.413	94.995	95.227	94.888	94.118	94.105	94.510	94.806	93.737	94.916	94.712	94.221
Si	5.580	5.540	5.535	5.514	5.570	5.634	5.547	5.567	5.498	5.553	5.549	5.559
AlIV	2.420	2.460	2.465	2.486	2.430	2.366	2.453	2.433	2.502	2.447	2.451	2.441
Sum T	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
AlVI	0.371	0.355	0.345	0.321	0.375	0.505	0.401	0.411	0.307	0.366	0.383	0.380
Ti	0.278	0.309	0.308	0.314	0.324	0.298	0.319	0.241	0.278	0.311	0.303	0.274
Mg	2.722	2.493	2.499	2.500	2.510	2.425	2.433	2.895	2.895	2.644	2.640	2.682
Fet	2.451	2.623	2.625	2.671	2.539	2.482	2.607	2.286	2.384	2.442	2.445	2.448
Mn	0.014	0.030	0.032	0.031	0.027	0.028	0.029	0.017	0.030	0.033	0.025	0.036
Sum M1+M2	5.836	5.810	5.809	5.838	5.775	5.738	5.789	5.850	5.895	5.796	5.797	5.819
K	1.716	1.782	1.796	1.766	1.754	1.597	1.742	1.739	1.748	1.776	1.763	1.787
Na	0.064	0.054	0.055	0.057	0.054	0.130	0.056	0.069	0.068	0.053	0.055	0.053
Ba	0.008	0.012	0.015	0.010	0.011	0.009	0.012	0.009	0.009	0.010	0.011	0.012
Ca	0.009	0.000	0.000	0.005	0.006	0.013	0.001	0.002	0.007	0.000	0.007	0.001
Sum A	1.797	1.848	1.866	1.837	1.826	1.749	1.811	1.818	1.832	1.839	1.837	1.853
AlIV+AlVI	2.791	2.814	2.809	2.807	2.805	2.871	2.854	2.843	2.808	2.812	2.834	2.821
Fe+Mg+Ti+(Si-6)	5.031	4.966	4.968	4.999	4.942	4.838	4.906	4.989	5.056	4.951	4.937	4.962
Fe+Mg	5.173	5.116	5.125	5.171	5.048	4.907	5.040	5.180	5.279	5.087	5.085	5.130
Fe/(Fe+Mg)	0.474	0.513	0.512	0.517	0.503	0.506	0.517	0.441	0.452	0.480	0.481	0.477
Mg/Fe	1.110	0.950	0.952	0.936	0.989	0.977	0.933	1.266	1.214	1.083	1.080	1.096
Ti-(o)VI	0.114	0.119	0.117	0.152	0.099	0.035	0.108	0.091	0.174	0.107	0.100	0.093
Mg#	0.526	0.487	0.488	0.483	0.497	0.494	0.483	0.559	0.548	0.520	0.519	0.523

<i>MUSCOVITE</i>												
<i>Embu Complex</i>												
<i>St-Grt-mica schist</i>												
<i>PSM-111A</i>											<i>PSM-111B</i>	
pres shad	mtx	mtx	mtx	mtx	mtx	mtx	mtx	mtx	mtx	mtx	mtx	mtx
SiO ₂	45.69	44.65	45.26	45.25	44.87	45.92	46.41	45.28	45.64	45.46	45.13	45.16
TiO ₂	0.50	0.51	0.52	0.54	0.50	0.40	0.44	0.34	0.58	0.52	0.23	0.30
Al ₂ O ₃	35.89	35.93	35.49	36.24	35.97	36.70	35.63	36.20	35.73	36.00	36.60	36.56
Cr ₂ O ₃	0.04	0.04	0.04	0.00	0.03	0.04	0.00	0.02	0.01	0.02	0.00	0.02
FeOt	0.90	1.43	0.94	1.09	0.93	1.01	0.91	0.76	0.99	0.91	0.84	0.86
MnO	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	0.50	0.41	0.43	0.38	0.43	0.42	0.60	0.39	0.54	0.47	0.34	0.34
CaO	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
BaO	0.15	0.28	0.22	0.26	0.26	0.25	0.17	0.27	0.19	0.22	0.22	0.22
Na ₂ O	1.41	1.46	1.42	1.48	1.50	1.39	1.34	1.50	1.40	1.44	1.55	1.48
K ₂ O	9.21	8.97	9.13	8.95	9.05	9.18	9.14	9.13	9.22	9.17	9.06	9.04
Cl	0.00	0.02	0.00	0.05	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01
TOTAL	94.31	93.72	93.45	94.28	93.56	95.32	94.68	93.92	94.31	94.21	94.02	93.99
Si	6.11	6.04	6.12	6.07	6.06	6.08	6.17	6.09	6.11	6.09	6.06	6.06
AlIV	1.89	1.96	1.88	1.93	1.94	1.92	1.83	1.91	1.89	1.91	1.94	1.94
Sum T	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
AlVI	3.77	3.76	3.77	3.79	3.79	3.81	3.76	3.82	3.75	3.78	3.85	3.84
Ti	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.04	0.04	0.03	0.06	0.05	0.02	0.03
Mg	0.10	0.08	0.09	0.08	0.09	0.08	0.12	0.08	0.11	0.09	0.07	0.07
Fet	0.10	0.16	0.11	0.12	0.10	0.11	0.10	0.09	0.11	0.10	0.09	0.10
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sum M1+M2	4.02	4.06	4.01	4.04	4.03	4.04	4.03	4.02	4.03	4.03	4.03	4.04
K	1.57	1.55	1.57	1.53	1.56	1.55	1.55	1.57	1.58	1.57	1.55	1.55
Na	0.37	0.38	0.37	0.38	0.39	0.36	0.35	0.39	0.36	0.37	0.40	0.39
Ba	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sum A	1.95	1.95	1.96	1.93	1.97	1.92	1.91	1.97	1.95	1.95	1.97	1.94
AlIV+AlVI	5.66	5.73	5.65	5.73	5.73	5.73	5.59	5.73	5.64	5.69	5.79	5.78
Fe+Mg+Ti+(Si-6)	0.36	0.33	0.36	0.32	0.30	0.32	0.44	0.28	0.39	0.34	0.24	0.26
Fe+Mg	0.20	0.24	0.19	0.20	0.19	0.19	0.22	0.16	0.22	0.20	0.16	0.16
Fe/(Fe+Mg)	0.50	0.66	0.55	0.62	0.55	0.57	0.46	0.52	0.51	0.52	0.58	0.59
Mg/Fe	1.00	0.51	0.82	0.62	0.82	0.74	1.16	0.91	0.98	0.92	0.72	0.70
Ti-(o)VI	-1.93	-1.89	-1.93	-1.90	-1.92	-1.92	-1.93	-1.95	-1.91	-1.92	-1.95	-1.93
Mg#	0.50	0.34	0.45	0.38	0.45	0.43	0.54	0.48	0.49	0.48	0.42	0.41

<i>Embu Complex</i>												
<i>St-Grt-mica schist</i>												
<i>PSM-111B</i>												
mtx	mtx	mtx	pres shad	mtx	mtx	mtx	pres shad	mtx	pres shad	mtx	pres shad	pres shad
SiO ₂	44.82	44.92	44.12	45.05	45.71	45.64	45.30	45.85	44.52	45.84	45.55	45.34
TiO ₂	0.38	0.43	0.50	0.37	0.52	0.54	0.45	0.41	0.47	0.46	0.48	0.37
Al ₂ O ₃	35.75	35.31	34.65	36.52	35.32	35.65	36.22	35.29	35.45	35.73	35.76	36.38
Cr ₂ O ₃	0.02	0.05	0.01	0.03	0.02	0.03	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02
FeOt	0.99	2.33	3.10	0.88	1.03	0.98	0.98	1.00	2.45	0.94	1.00	0.90
MnO	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00
MgO	0.36	0.49	0.75	0.35	0.57	0.49	0.42	0.58	0.37	0.50	0.50	0.41
CaO	0.00	0.04	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
BaO	0.24	0.19	0.18	0.21	0.18	0.20	0.25	0.09	0.25	0.18	0.19	0.20
Na ₂ O	1.45	1.29	1.34	1.48	1.29	1.40	1.41	1.34	1.39	1.34	1.40	1.46
K ₂ O	9.00	8.42	8.56	9.12	9.24	9.22	9.13	9.26	8.82	9.22	9.21	9.08
Cl	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
TOTAL	93.02	93.47	93.25	94.05	93.88	94.20	94.21	93.84	93.76	94.24	94.08	94.17
Si	6.09	6.09	6.04	6.05	6.15	6.12	6.07	6.16	6.04	6.14	6.11	6.07
AlIV	1.91	1.91	1.96	1.95	1.85	1.88	1.93	1.84	1.96	1.86	1.89	1.93
Sum T	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
AlVI	3.81	3.72	3.62	3.83	3.74	3.75	3.80	3.75	3.71	3.77	3.77	3.82
Ti	0.04	0.04	0.05	0.04	0.05	0.05	0.05	0.04	0.05	0.05	0.05	0.04
Mg	0.07	0.10	0.15	0.07	0.11	0.10	0.08	0.12	0.08	0.10	0.10	0.08
Fet	0.11	0.26	0.36	0.10	0.12	0.11	0.11	0.11	0.28	0.10	0.11	0.10
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sum M1+M2	4.03	4.13	4.18	4.03	4.03	4.02	4.04	4.03	4.11	4.03	4.03	4.04
K	1.56	1.45	1.49	1.56	1.58	1.58	1.56	1.59	1.53	1.57	1.58	1.55
Na	0.38	0.34	0.35	0.39	0.34	0.37	0.37	0.35	0.37	0.35	0.36	0.38
Ba	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01
Ca	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sum A	1.95	1.81	1.86	1.96	1.93	1.95	1.94	1.94	1.91	1.93	1.95	1.94
AlIV+AlVI	5.72	5.64	5.59	5.78	5.60	5.63	5.72	5.59	5.67	5.64	5.66	5.74
Fe+Mg+Ti+(Si-6)	0.31	0.49	0.59	0.25	0.43	0.38	0.31	0.43	0.44	0.39	0.37	0.29
Fe+Mg	0.18	0.36	0.51	0.17	0.23	0.21	0.19	0.23	0.35	0.20	0.21	0.18
Fe/(Fe+Mg)	0.61	0.73	0.70	0.58	0.50	0.53	0.57	0.49	0.79	0.51	0.53	0.55
Mg/Fe	0.64	0.38	0.43	0.72	0.98	0.90	0.76	1.03	0.27	0.96	0.89	0.81
Ti-(o)VI	-1.93	-1.82	-1.77	-1.93	-1.92	-1.93	-1.92	-1.93	-1.84	-1.93	-1.92	-1.93
Mg#	0.39	0.27	0.30	0.42	0.50	0.47	0.43	0.51	0.21	0.49	0.47	0.45

	<i>Embu Complex</i>											
	<i>St-Grt-mica schist</i>				<i>Mylonitized metagranite</i>							
	<i>PSM-111B</i>				<i>PSM-75C</i>							
	mtx	pres shad	mtx	mtx	mtx	mtx	mtx	mtx	mtx	mtx	mtx	mtx
SiO ₂	44.07	44.35	45.60	44.91	44.78	44.66	44.74	44.79	44.83	44.91	45.03	44.45
TiO ₂	0.36	0.44	0.54	0.47	0.58	0.63	0.72	0.71	0.71	0.37	0.34	0.54
Al ₂ O ₃	35.43	35.11	35.39	35.81	35.07	34.90	35.11	35.20	35.19	35.28	35.23	35.33
Cr ₂ O ₃	0.00	0.02	0.03	0.02	0.01	0.04	0.01	0.06	0.07	0.05	0.00	0.03
FeOt	3.24	2.77	1.02	1.55	1.17	1.15	1.24	1.32	1.21	1.07	1.21	1.29
MnO	0.00	0.00	0.03	0.02	0.00	0.03	0.03	0.03	0.05	0.05	0.01	0.07
MgO	0.44	0.43	0.55	0.47	0.55	0.57	0.52	0.54	0.52	0.54	0.57	0.49
CaO	0.02	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
BaO	0.26	0.23	0.18	0.26	0.44	0.46	0.43	0.47	0.45	0.44	0.48	0.49
Na ₂ O	1.48	1.40	1.31	1.46	0.79	0.75	0.83	0.84	0.84	0.81	0.82	0.78
K ₂ O	8.44	8.76	9.15	8.99	9.98	10.22	10.05	10.11	10.00	10.16	10.11	10.14
Cl	0.01	0.02	0.01	0.01	0.03	0.00	0.00	0.01	0.00	0.03	0.00	0.01
TOTAL	93.76	93.60	93.80	93.98	93.40	93.41	93.69	94.08	93.87	93.70	93.80	93.62
Si	6.00	6.04	6.14	6.06	6.10	6.09	6.08	6.07	6.08	6.10	6.11	6.06
AlIV	2.00	1.96	1.86	1.94	1.90	1.91	1.92	1.93	1.92	1.90	1.89	1.94
Sum T	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
AlVI	3.68	3.68	3.75	3.75	3.73	3.70	3.70	3.69	3.70	3.75	3.74	3.73
Ti	0.04	0.05	0.05	0.05	0.06	0.06	0.07	0.07	0.07	0.04	0.03	0.06
Mg	0.09	0.09	0.11	0.10	0.11	0.11	0.11	0.11	0.10	0.11	0.12	0.10
Fet	0.37	0.32	0.11	0.17	0.13	0.13	0.14	0.15	0.14	0.12	0.14	0.15
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01
Sum M1+M2	4.18	4.13	4.03	4.07	4.03	4.02	4.03	4.03	4.02	4.02	4.03	4.04
K	1.47	1.52	1.57	1.55	1.73	1.78	1.74	1.75	1.73	1.76	1.75	1.76
Na	0.39	0.37	0.34	0.38	0.21	0.20	0.22	0.22	0.22	0.21	0.22	0.21
Ba	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.03	0.03
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sum A	1.87	1.91	1.92	1.94	1.97	2.00	1.98	1.99	1.98	2.00	1.99	1.99
AlIV+AlVI	5.68	5.64	5.61	5.69	5.63	5.61	5.62	5.62	5.63	5.65	5.63	5.67
Fe+Mg+Ti+(Si-6)	0.49	0.49	0.42	0.37	0.40	0.40	0.40	0.40	0.39	0.37	0.40	0.36
Fe+Mg	0.46	0.40	0.22	0.27	0.24	0.25	0.25	0.26	0.24	0.23	0.25	0.25
Fe/(Fe+Mg)	0.80	0.78	0.51	0.65	0.55	0.53	0.57	0.58	0.57	0.53	0.54	0.60
Mg/Fe	0.24	0.28	0.96	0.54	0.83	0.88	0.75	0.73	0.76	0.90	0.84	0.68
Ti-(o)VI	-1.79	-1.83	-1.91	-1.88	-1.91	-1.92	-1.90	-1.90	-1.90	-1.94	-1.93	-1.91
Mg#	0.20	0.22	0.49	0.35	0.45	0.47	0.43	0.42	0.43	0.47	0.46	0.40

	<i>Embu Complex</i>						<i>Costeiro Complex</i>					
	<i>Mylonitized metagranite</i>						<i>Metapelitic group</i>					
	<i>PSM-75C</i>						<i>PSM-104D</i>					
	mtx	porphy	porphy	porphy	porphy	porphy	mtx	mtx	mtx	leuc	leuc	leuc
SiO ₂	44.79	44.44	44.39	44.21	44.69	44.57	45.03	44.75	44.67	43.43	43.61	44.19
TiO ₂	0.72	0.69	0.56	1.09	1.15	0.66	0.69	0.69	0.67	0.02	0.02	0.00
Al ₂ O ₃	35.32	35.11	35.17	34.60	34.47	35.04	34.69	35.10	34.80	36.20	35.93	35.81
Cr ₂ O ₃	0.02	0.05	0.04	0.05	0.01	0.04	0.06	0.03	0.04	0.01	0.00	0.00
FeOt	1.20	1.00	0.95	0.99	1.07	1.27	1.11	1.13	1.33	0.54	0.63	0.85
MnO	0.02	0.00	0.00	0.04	0.03	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00
MgO	0.52	0.53	0.47	0.52	0.55	0.53	0.54	0.45	0.50	0.12	0.20	0.33
CaO	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.03
BaO	0.42	0.41	0.52	0.63	0.61	0.54	0.27	0.17	0.11	1.73	1.53	1.17
Na ₂ O	0.83	0.83	0.61	0.78	0.76	0.58	0.56	0.57	0.59	0.59	0.52	0.51
K ₂ O	10.04	10.18	10.40	10.01	10.14	10.49	10.65	10.53	10.83	10.15	10.36	10.38
Cl	0.02	0.00	0.00	0.03	0.01	0.00	0.02	0.03	0.03	0.00	0.01	0.02
TOTAL	93.92	93.24	93.11	92.95	93.48	93.74	93.63	93.45	93.60	92.79	92.82	93.29
Si	6.07	6.07	6.07	6.07	6.10	6.07	6.13	6.09	6.09	6.00	6.02	6.06
AlIV	1.93	1.93	1.93	1.93	1.90	1.93	1.87	1.91	1.91	2.00	1.98	1.94
Sum T	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
AlVI	3.71	3.72	3.75	3.66	3.64	3.70	3.69	3.73	3.69	3.89	3.87	3.84
Ti	0.07	0.07	0.06	0.11	0.12	0.07	0.07	0.07	0.07	0.00	0.00	0.00
Mg	0.10	0.11	0.10	0.11	0.11	0.11	0.11	0.09	0.10	0.02	0.04	0.07
Fet	0.14	0.11	0.11	0.11	0.12	0.15	0.13	0.13	0.15	0.06	0.07	0.10
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sum M1+M2	4.03	4.01	4.01	4.00	4.00	4.02	4.00	4.02	4.01	3.98	3.99	4.01
K	1.74	1.77	1.82	1.75	1.76	1.82	1.85	1.83	1.88	1.79	1.82	1.81
Na	0.22	0.22	0.16	0.21	0.20	0.15	0.15	0.15	0.16	0.16	0.14	0.14
Ba	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.01	0.01	0.01	0.09	0.08	0.06
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sum A	1.98	2.02	2.01	1.99	2.00	2.01	2.01	1.99	2.05	2.04	2.05	2.02
AlIV+AlVI	5.64	5.65	5.67	5.60	5.54	5.63	5.56	5.63	5.59	5.89	5.85	5.78
Fe+Mg+Ti+(Si-6)	0.38	0.36	0.34	0.40	0.45	0.39	0.43	0.38	0.41	0.09	0.14	0.22
Fe+Mg	0.24	0.22	0.20	0.22	0.23	0.25	0.24	0.22	0.25	0.09	0.11	0.17
Fe/(Fe+Mg)	0.56	0.51	0.53	0.52	0.52	0.58	0.54	0.58	0.60	0.72	0.64	0.59
Mg/Fe	0.77	0.95	0.89	0.93	0.92	0.74	0.86	0.71	0.67	0.40	0.57	0.69
Ti-(o)VI	-1.90	-1.92	-1.93	-1.89	-1.89	-1.91	-1.93	-1.91	-1.92	-2.01	-2.01	-1.99
Mg#	0.44	0.49	0.47	0.48	0.48	0.42	0.46	0.42	0.40	0.28	0.36	0.41

AMPHIBOLE												
Costeiro Complex												
Grt amphibolite												
PSM-61A												
	core	rim	core	inc core	inc rim	inc core	inc rim	inc	inc core	inc rim	core	rim
SiO ₂	44.861	44.723	43.841	44.292	43.904	45.971	53.200	45.494	45.432	45.516	45.093	44.446
TiO ₂	0.598	0.660	0.573	0.639	0.541	0.557	0.017	0.361	0.705	0.704	0.635	0.527
Al ₂ O ₃	11.529	11.553	12.676	12.255	12.882	10.552	0.532	11.151	10.583	10.426	10.936	12.219
Cr ₂ O ₃	0.083	0.061	0.079	0.000	0.023	0.053	0.044	0.056	0.053	0.097	0.014	0.080
FeO _t	17.929	17.550	17.926	17.553	17.476	17.929	27.531	17.977	17.968	18.379	18.858	18.301
MnO	0.216	0.217	0.209	0.222	0.220	0.211	0.608	0.260	0.217	0.244	0.221	0.210
MgO	9.952	9.576	8.968	9.409	9.194	10.340	15.248	9.912	10.174	10.148	9.805	9.147
CaO	10.770	11.389	11.096	11.409	11.330	11.011	0.595	11.184	10.892	10.612	10.611	11.116
BaO	0.000	0.000	0.000	0.014	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
Na ₂ O	0.868	0.842	0.976	0.937	0.974	0.785	0.022	0.832	0.813	0.778	0.849	0.887
K ₂ O	0.427	0.425	0.477	0.444	0.380	0.332	0.012	0.298	0.417	0.450	0.460	0.424
Cl	0.000	0.005	0.016	0.025	0.039	0.029	0.026	0.027	0.029	0.011	0.016	0.004
TOTAL	97.234	97.001	96.835	97.197	96.962	97.771	97.834	97.554	97.283	97.366	97.496	97.360
Si	6.639	6.649	6.543	6.578	6.530	6.760	7.916	6.706	6.727	6.744	6.682	6.589
AlIV	1.361	1.351	1.457	1.422	1.470	1.240	0.084	1.294	1.273	1.256	1.318	1.411
Sum T	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
AlVI	0.650	0.674	0.773	0.723	0.788	0.589	0.010	0.643	0.574	0.565	0.592	0.724
Ti	0.067	0.074	0.064	0.071	0.061	0.062	0.002	0.040	0.079	0.078	0.071	0.059
Fe ³⁺	0.485	0.396	0.413	0.398	0.413	0.458	0.063	0.507	0.456	0.436	0.495	0.473
Cr	0.015	0.011	0.014	0.000	0.004	0.009	0.008	0.010	0.009	0.017	0.003	0.014
Mg	2.196	2.122	1.995	2.083	2.039	2.267	3.382	2.178	2.246	2.242	2.166	2.022
Fe ²⁺	1.588	1.723	1.741	1.724	1.696	1.616	1.536	1.622	1.637	1.662	1.675	1.708
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Sum C	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ²⁺	0.146	0.063	0.084	0.058	0.065	0.131	1.828	0.086	0.132	0.179	0.168	0.088
Mn	0.027	0.027	0.026	0.028	0.028	0.026	0.077	0.032	0.027	0.031	0.028	0.026
Ca	1.708	1.814	1.774	1.816	1.805	1.735	0.095	1.766	1.728	1.685	1.685	1.766
Na	0.119	0.095	0.115	0.098	0.102	0.108	0.001	0.115	0.113	0.105	0.120	0.120
Sum B	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Na	0.130	0.147	0.167	0.171	0.179	0.116	0.006	0.123	0.121	0.118	0.124	0.135
K	0.081	0.081	0.091	0.084	0.072	0.062	0.002	0.056	0.079	0.085	0.087	0.080
Sum A	0.211	0.228	0.258	0.256	0.251	0.178	0.008	0.179	0.199	0.203	0.211	0.215
Mg#	0.559	0.543	0.522	0.539	0.537	0.565	0.501	0.560	0.559	0.549	0.540	0.530
Ca+Na(B)	1.827	1.910	1.890	1.914	1.908	1.843	0.095	1.881	1.841	1.790	1.805	1.886
100*Al/(Al+Si)	23.248	23.340	25.415	24.590	25.696	21.293	1.165	22.413	21.541	21.258	22.230	24.472
100*Na/(Na+Ca)	12.726	11.801	13.731	12.933	13.458	11.429	6.218	11.867	11.893	11.718	12.641	12.620
AlVI+Fe ³⁺ +Ti	1.202	1.144	1.250	1.193	1.261	1.108	0.074	1.190	1.108	1.079	1.157	1.256

Costeiro Complex												
Grt amphibolite												
PSM-61A												
	rim	inc core	inc rim	rim	core	core	mantle	rim	core	mantle	core	rim
SiO ₂	44.164	45.126	45.227	45.434	45.666	43.565	43.652	43.667	45.026	44.565	52.286	44.796
TiO ₂	0.557	0.635	0.532	0.435	0.611	0.576	0.573	0.536	0.534	0.650	0.039	0.760
Al ₂ O ₃	12.520	10.896	10.560	10.712	10.253	13.156	13.082	12.964	11.151	11.641	1.487	10.969
Cr ₂ O ₃	0.063	0.058	0.088	0.053	0.037	0.045	0.000	0.000	0.022	0.078	0.029	0.034
FeO _t	18.045	18.146	18.837	18.799	18.244	18.110	18.598	17.974	18.167	18.129	27.096	18.144
MnO	0.196	0.215	0.272	0.230	0.229	0.192	0.214	0.191	0.157	0.205	0.577	0.230
MgO	8.900	9.676	9.774	9.843	10.275	8.761	8.825	8.890	9.772	9.474	14.389	9.688
CaO	11.322	11.111	10.654	10.525	10.883	11.326	11.205	11.383	11.219	11.063	1.536	11.003
BaO	0.000	0.000	0.032	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.027	0.000	0.000
Na ₂ O	0.936	0.795	0.748	0.779	0.751	1.019	0.960	0.968	0.858	0.830	0.111	0.821
K ₂ O	0.411	0.382	0.382	0.365	0.370	0.450	0.471	0.436	0.377	0.453	0.047	0.415
Cl	0.018	0.024	0.027	0.019	0.029	0.015	0.014	0.001	0.015	0.026	0.003	0.018
TOTAL	97.132	97.063	97.132	97.194	97.345	97.214	97.594	97.011	97.295	97.141	97.599	96.877
Si	6.576	6.706	6.728	6.745	6.756	6.487	6.471	6.508	6.668	6.622	7.808	6.672
AlIV	1.424	1.294	1.272	1.255	1.244	1.513	1.529	1.492	1.332	1.378	0.192	1.328
Sum T	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
AlVI	0.773	0.614	0.579	0.619	0.544	0.796	0.756	0.785	0.614	0.660	0.070	0.597
Ti	0.062	0.071	0.060	0.049	0.068	0.064	0.064	0.060	0.059	0.073	0.004	0.085
Fe ³⁺	0.376	0.457	0.492	0.463	0.489	0.408	0.514	0.418	0.513	0.477	0.101	0.476
Cr	0.011	0.010	0.015	0.009	0.006	0.008	0.000	0.000	0.004	0.014	0.005	0.006
Mg	1.976	2.143	2.167	2.178	2.266	1.945	1.950	1.975	2.157	2.099	3.203	2.151
Fe ²⁺	1.801	1.704	1.687	1.682	1.627	1.778	1.715	1.762	1.652	1.677	1.616	1.685
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Sum C	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ²⁺	0.070	0.094	0.165	0.189	0.141	0.069	0.076	0.061	0.085	0.098	1.667	0.099
Mn	0.025	0.027	0.034	0.029	0.029	0.024	0.027	0.024	0.020	0.026	0.073	0.029
Ca	1.806	1.769	1.698	1.674	1.725	1.807	1.780	1.818	1.780	1.761	0.246	1.756
Na	0.099	0.110	0.103	0.108	0.105	0.100	0.117	0.097	0.116	0.115	0.014	0.116
Sum B	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Na	0.171	0.119	0.113	0.116	0.111	0.194	0.159	0.183	0.131	0.124	0.018	0.121
K	0.078	0.072	0.072	0.069	0.070	0.086	0.089	0.083	0.071	0.086	0.009	0.079
Sum A	0.249	0.191	0.185	0.185	0.180	0.280	0.248	0.266	0.202	0.210	0.027	0.200
Mg#	0.514	0.544	0.539	0.538	0.562	0.513	0.521	0.520	0.554	0.542	0.494	0.547
Ca+Na(B)	1.906	1.879	1.801	1.782	1.830	1.907	1.897	1.915	1.896	1.876	0.260	1.872
100*Al/(Al+Si)	25.044	22.153	21.579	21.745	20.924	26.249	26.101	25.920	22.593	23.538	3.244	22.395
100*Na/(Na+Ca)	13.009	11.458	11.270	11.817	11.095	13.999	13.421	13.338	12.158	11.956	11.538	11.896
AlVI+Fe ³⁺ +Ti	1.212	1.142	1.130	1.130	1.100	1.269	1.335	1.263	1.186	1.210	0.175	1.158

Costeiro Complex												
Grt amphibolite												
PSM-61A												
	rim	inc core	inc rim	rim	core	core	mantle	rim	core	mantle	core	rim
SiO ₂	44.164	45.126	45.227	45.434	45.666	43.565	43.652	43.667	45.026	44.565	52.286	44.796
TiO ₂	0.557	0.635	0.532	0.435	0.611	0.576	0.573	0.536	0.534	0.650	0.039	0.760
Al ₂ O ₃	12.520	10.896	10.560	10.712	10.253	13.156	13.082	12.964	11.151	11.641	1.487	10.969
Cr ₂ O ₃	0.063	0.058	0.088	0.053	0.037	0.045	0.000	0.000	0.022	0.078	0.029	0.034
FeO _t	18.045	18.146	18.837	18.799	18.244	18.110	18.598	17.974	18.167	18.129	27.096	18.144
MnO	0.196	0.215	0.272	0.230	0.229	0.192	0.214	0.191	0.157	0.205	0.577	0.230
MgO	8.900	9.676	9.774	9.843	10.275	8.761	8.825	8.890	9.772	9.474	14.389	9.688
CaO	11.322	11.111	10.654	10.525	10.883	11.326	11.205	11.383	11.219	11.063	1.536	11.003
BaO	0.000	0.000	0.032	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.027	0.000	0.000
Na ₂ O	0.936	0.795	0.748	0.779	0.751	1.019	0.960	0.968	0.858	0.830	0.111	0.821
K ₂ O	0.411	0.382	0.382	0.365	0.370	0.450	0.471	0.436	0.377	0.453	0.047	0.415
Cl	0.018	0.024	0.027	0.019	0.029	0.015	0.014	0.001	0.015	0.026	0.003	0.018
TOTAL	97.132	97.063	97.132	97.194	97.345	97.214	97.594	97.011	97.295	97.141	97.599	96.877
Si	6.576	6.706	6.728	6.745	6.756	6.487	6.471	6.508	6.668	6.622	7.808	6.672
AlIV	1.424	1.294	1.272	1.255	1.244	1.513	1.529	1.492	1.332	1.378	0.192	1.328
Sum T	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
AlVI	0.773	0.614	0.579	0.619	0.544	0.796	0.756	0.785	0.614	0.660	0.070	0.597
Ti	0.062	0.071	0.060	0.049	0.068	0.064	0.064	0.060	0.059	0.073	0.004	0.085
Fe ₃₊	0.376	0.457	0.492	0.463	0.489	0.408	0.514	0.418	0.513	0.477	0.101	0.476
Cr	0.011	0.010	0.015	0.009	0.006	0.008	0.000	0.000	0.004	0.014	0.005	0.006
Mg	1.976	2.143	2.167	2.178	2.266	1.945	1.950	1.975	2.157	2.099	3.203	2.151
Fe ₂₊	1.801	1.704	1.687	1.682	1.627	1.778	1.715	1.762	1.652	1.677	1.616	1.685
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Sum C	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ₂₊	0.070	0.094	0.165	0.189	0.141	0.069	0.076	0.061	0.085	0.098	1.667	0.099
Mn	0.025	0.027	0.034	0.029	0.029	0.024	0.027	0.024	0.020	0.026	0.073	0.029
Ca	1.806	1.769	1.698	1.674	1.725	1.807	1.780	1.818	1.780	1.761	0.246	1.756
Na	0.099	0.110	0.103	0.108	0.105	0.100	0.117	0.097	0.116	0.115	0.014	0.116
Sum B	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Na	0.171	0.119	0.113	0.116	0.111	0.194	0.159	0.183	0.131	0.124	0.018	0.121
K	0.078	0.072	0.072	0.069	0.070	0.086	0.089	0.083	0.071	0.086	0.009	0.079
Sum A	0.249	0.191	0.185	0.185	0.180	0.280	0.248	0.266	0.202	0.210	0.027	0.200
Mg#	0.514	0.544	0.539	0.538	0.562	0.513	0.521	0.520	0.554	0.542	0.494	0.547
Ca+Na(B)	1.906	1.879	1.801	1.782	1.830	1.907	1.897	1.915	1.896	1.876	0.260	1.872
100*Al/(Al+Si)	25.044	22.153	21.579	21.745	20.924	26.249	26.101	25.920	22.593	23.538	3.244	22.395
100*Na/(Na+Ca)	13.009	11.458	11.270	11.817	11.095	13.999	13.421	13.338	12.158	11.956	11.538	11.896
AlVI+Fe ₃ +Ti	1.212	1.142	1.130	1.130	1.100	1.269	1.335	1.263	1.186	1.210	0.175	1.158

Costeiro Complex												
Grt amphibolite												
PSM-61B												
	core	rim	core	mantle	rim	rim	core	mantle	rim	rim	core	rim
SiO ₂	44.878	45.437	44.648	44.198	45.470	44.002	44.757	43.519	44.167	45.299	45.750	45.339
TiO ₂	0.865	0.627	0.594	0.726	0.596	0.569	0.895	0.602	0.665	0.528	0.509	0.674
Al ₂ O ₃	10.713	10.184	11.017	11.423	10.498	12.361	10.496	12.603	12.028	10.707	10.364	10.563
Cr ₂ O ₃	0.000	0.042	0.042	0.016	0.039	0.042	0.000	0.034	0.000	0.037	0.088	0.059
FeO _t	18.009	18.169	17.790	18.033	17.746	18.098	18.362	18.417	18.199	18.303	17.711	18.142
MnO	0.229	0.229	0.231	0.257	0.211	0.225	0.235	0.213	0.188	0.241	0.215	0.250
MgO	9.600	9.836	9.426	9.183	9.826	8.835	9.272	8.710	8.949	9.652	9.870	9.734
CaO	11.340	11.052	11.246	11.291	11.440	11.336	11.539	11.357	11.426	11.093	11.578	11.323
BaO	0.032	0.000	0.000	0.004	0.000	0.011	0.012	0.004	0.000	0.000	0.009	0.000
Na ₂ O	0.868	0.788	0.814	0.869	0.804	0.947	0.792	0.953	0.954	0.825	0.755	0.819
K ₂ O	0.468	0.390	0.420	0.471	0.381	0.405	0.518	0.504	0.475	0.361	0.348	0.417
Cl	0.026	0.024	0.033	0.048	0.001	0.025	0.030	0.019	0.000	0.018	0.027	0.033
TOTAL	97.026	96.776	96.259	96.519	97.010	96.856	96.909	96.934	97.051	97.062	97.222	97.351
Si	6.696	6.775	6.699	6.632	6.761	6.579	6.709	6.513	6.598	6.733	6.788	6.728
AlIV	1.304	1.225	1.301	1.368	1.239	1.421	1.291	1.487	1.402	1.267	1.212	1.272
Sum T	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
AlVI	0.579	0.565	0.648	0.652	0.601	0.757	0.564	0.736	0.715	0.608	0.600	0.575
Ti	0.097	0.070	0.067	0.082	0.067	0.064	0.101	0.068	0.075	0.059	0.057	0.075
Fe ₃₊	0.390	0.438	0.401	0.403	0.386	0.376	0.352	0.429	0.353	0.467	0.375	0.438
Cr	0.000	0.007	0.007	0.003	0.007	0.007	0.000	0.006	0.000	0.006	0.016	0.010
Mg	2.135	2.186	2.108	2.054	2.178	1.969	2.072	1.943	1.993	2.139	2.183	2.153
Fe ₂₊	1.798	1.733	1.768	1.805	1.762	1.827	1.911	1.818	1.864	1.721	1.769	1.748
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Sum C	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ₂₊	0.059	0.095	0.063	0.055	0.059	0.060	0.039	0.059	0.056	0.087	0.053	0.066
Mn	0.029	0.029	0.029	0.033	0.027	0.028	0.030	0.027	0.024	0.030	0.027	0.031
Ca	1.813	1.766	1.808	1.815	1.823	1.816	1.853	1.821	1.829	1.767	1.840	1.800
Na	0.100	0.111	0.100	0.097	0.092	0.096	0.078	0.093	0.091	0.116	0.080	0.103
Sum B	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Na	0.151	0.117	0.137	0.155	0.140	0.179	0.152	0.183	0.185	0.122	0.137	0.133
K	0.089	0.074	0.080	0.090	0.072	0.077	0.099	0.096	0.090	0.068	0.066	0.079
Sum A	0.241	0.191	0.217	0.246	0.212	0.256	0.251	0.280	0.276	0.190	0.203	0.212
Mg#	0.535	0.545	0.535	0.525	0.545	0.511	0.515	0.509	0.509	0.542	0.545	0.543
Ca+Na(B)	1.912	1.876	1.908	1.913	1.915	1.911	1.932	1.914	1.920	1.882	1.920	1.903
100*Al/(Al+Si)	21.957	20.896	22.530	23.348	21.390	24.873	21.654	25.446	24.297	21.788	21.072	21.542
100*Na/(Na+Ca)	12.166	11.422	11.576	12.218	11.285	13.132	11.051	13.185	13.131	11.861	10.556	11.574
AlVI+Fe ₃ +Ti	1.066	1.074	1.116	1.138	1.053	1.197	1.017	1.233	1.143	1.134	1.032	1.088

<i>Costeiro Complex</i>												
<i>Grt amphibolite</i>												
<i>PSM-61B</i>												
	inc	inc core	rim	core	rim	core	rim	rim	rim	core	core	core
SiO ₂	52.996	45.086	45.242	45.436	45.925	45.557	45.578	45.192	45.566	45.707	45.439	44.898
TiO ₂	0.029	0.555	0.632	0.515	0.659	0.688	0.515	0.551	0.511	0.595	0.610	0.557
Al ₂ O ₃	0.540	11.037	10.969	10.429	10.164	10.248	10.315	11.021	10.559	10.532	10.464	11.190
Cr ₂ O ₃	0.021	0.034	0.063	0.045	0.031	0.029	0.042	0.027	0.008	0.042	0.002	0.048
FeO _t	27.200	17.792	17.721	17.961	18.284	18.687	17.807	17.797	17.769	17.933	18.322	18.099
MnO	0.660	0.234	0.202	0.238	0.244	0.187	0.245	0.209	0.248	0.208	0.266	0.226
MgO	15.365	9.730	9.644	9.872	9.973	9.869	9.766	9.481	9.806	9.870	9.645	9.495
CaO	0.682	11.443	11.637	11.309	11.047	10.771	11.490	11.547	11.471	11.502	10.983	11.331
BaO	0.012	0.000	0.000	0.008	0.000	0.003	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000	0.004
Na ₂ O	0.035	0.807	0.780	0.744	0.739	0.695	0.748	0.807	0.763	0.789	0.746	0.791
K ₂ O	0.013	0.422	0.415	0.359	0.391	0.406	0.345	0.367	0.352	0.370	0.393	0.381
Cl	0.000	0.020	0.015	0.004	0.028	0.013	0.017	0.001	0.011	0.015	0.000	0.006
TOTAL	97.552	97.160	97.318	96.920	97.483	97.153	96.868	97.000	97.064	97.566	96.869	97.027
Si	7.903	6.694	6.715	6.753	6.798	6.774	6.788	6.728	6.767	6.758	6.772	6.677
Al _{IV}	0.097	1.306	1.285	1.247	1.202	1.226	1.212	1.272	1.233	1.242	1.228	1.323
Sum T	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al _{VI}	-0.002	0.626	0.633	0.580	0.571	0.569	0.598	0.662	0.615	0.593	0.610	0.638
Ti	0.003	0.062	0.071	0.058	0.073	0.077	0.058	0.062	0.057	0.066	0.068	0.062
Fe ₃ ⁺	0.070	0.431	0.360	0.475	0.405	0.421	0.390	0.348	0.403	0.405	0.404	0.461
Cr	0.004	0.006	0.011	0.008	0.005	0.005	0.007	0.005	0.001	0.007	0.000	0.008
Mg	3.416	2.154	2.134	2.187	2.201	2.187	2.168	2.104	2.171	2.175	2.143	2.105
Fe ₂ ⁺	1.509	1.722	1.791	1.692	1.744	1.740	1.779	1.819	1.752	1.753	1.774	1.725
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Sum C	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ₂ ⁺	1.813	0.056	0.048	0.066	0.114	0.163	0.049	0.049	0.051	0.059	0.106	0.065
Mn	0.083	0.029	0.025	0.030	0.031	0.024	0.031	0.026	0.031	0.026	0.034	0.028
Ca	0.109	1.820	1.851	1.801	1.752	1.716	1.833	1.842	1.825	1.822	1.754	1.806
Na	-0.005	0.094	0.076	0.103	0.104	0.098	0.086	0.083	0.093	0.092	0.107	0.101
Sum B	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Na	0.015	0.139	0.148	0.111	0.109	0.102	0.130	0.150	0.127	0.134	0.109	0.127
K	0.002	0.080	0.078	0.068	0.074	0.077	0.066	0.070	0.067	0.070	0.075	0.072
Sum A	0.018	0.219	0.227	0.179	0.182	0.179	0.195	0.220	0.194	0.204	0.183	0.200
Mg#	0.507	0.548	0.537	0.554	0.542	0.535	0.543	0.530	0.546	0.546	0.533	0.540
Ca+Na(B)	0.104	1.914	1.927	1.904	1.855	1.814	1.920	1.925	1.918	1.914	1.861	1.906
100*Al/(Al+Si)	1.187	22.391	22.224	21.291	20.687	20.957	21.057	22.326	21.453	21.358	21.346	22.704
100*Na/(Na+Ca)	8.433	11.315	10.817	10.643	10.799	10.451	10.540	11.223	10.746	11.045	10.949	11.218
Al _{VI} +Fe ₃ +Ti	0.071	1.119	1.064	1.113	1.050	1.068	1.046	1.072	1.075	1.064	1.083	1.161

<i>Costeiro Complex</i>											
<i>Grt amphibolite</i>											
<i>PSM-104G</i>											
<i>PSM-106A</i>											
	core	inc core	inc rim	rim	rim	mantle	core	mantle	core	rim	mantle
SiO ₂	45.019	43.445	43.881	44.035	44.592	42.428	42.121	41.978	51.672	42.499	42.860
TiO ₂	0.669	1.039	0.821	0.880	0.811	1.571	1.680	1.849	0.065	0.805	0.869
Al ₂ O ₃	9.867	10.810	10.820	10.479	11.043	11.390	11.479	11.407	1.301	11.740	11.288
Cr ₂ O ₃	0.003	0.007	0.054	0.010	0.056	0.018	0.039	0.008	0.033	0.013	0.000
FeO _t	19.896	20.716	19.729	19.535	19.779	20.567	20.743	21.060	28.162	21.034	21.078
MnO	0.006	0.018	0.030	0.063	0.024	0.055	0.031	0.031	0.167	0.087	0.048
MgO	8.862	8.263	8.593	8.623	8.403	7.611	7.531	7.438	14.176	7.312	7.364
CaO	11.554	11.487	11.587	11.677	11.813	11.597	11.549	11.456	1.410	11.527	11.643
BaO	0.000	0.000	0.026	0.031	0.013	0.010	0.015	0.020	0.000	0.025	0.011
Na ₂ O	0.664	0.812	0.789	0.713	0.752	0.881	0.887	0.844	0.080	0.803	0.789
K ₂ O	0.674	1.056	0.877	0.771	0.863	1.265	1.303	1.408	0.054	0.926	0.909
Cl	0.000	0.012	0.018	0.000	0.000	0.000	0.008	0.011	0.022	0.034	0.014
TOTAL	97.215	97.663	97.223	96.815	98.148	97.393	97.384	97.511	97.142	96.806	96.872
Si	6.760	6.553	6.615	6.659	6.662	6.465	6.427	6.408	7.775	6.487	6.542
Al _{IV}	1.240	1.447	1.385	1.341	1.338	1.535	1.573	1.592	0.225	1.513	1.458
Sum T	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al _{VI}	0.506	0.475	0.538	0.527	0.607	0.511	0.491	0.460	0.006	0.599	0.573
Ti	0.076	0.118	0.093	0.100	0.091	0.180	0.193	0.212	0.007	0.092	0.100
Fe ₃ ⁺	0.410	0.448	0.392	0.371	0.276	0.269	0.296	0.317	0.189	0.432	0.378
Cr	0.001	0.001	0.010	0.002	0.010	0.003	0.007	0.001	0.006	0.002	0.000
Mg	1.984	1.858	1.931	1.944	1.872	1.729	1.713	1.693	3.180	1.664	1.676
Fe ₂ ⁺	2.024	2.100	2.036	2.057	2.145	2.308	2.301	2.316	1.613	2.211	2.274
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Sum C	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ₂ ⁺	0.065	0.065	0.059	0.043	0.051	0.044	0.051	0.055	1.743	0.043	0.039
Mn	0.001	0.002	0.004	0.008	0.003	0.007	0.004	0.004	0.021	0.011	0.006
Ca	1.859	1.856	1.872	1.892	1.891	1.893	1.888	1.874	0.227	1.885	1.904
Na	0.075	0.076	0.065	0.057	0.055	0.056	0.057	0.067	0.009	0.060	0.051
Sum B	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Na	0.118	0.161	0.165	0.152	0.163	0.205	0.205	0.183	0.014	0.177	0.182
K	0.129	0.203	0.169	0.149	0.164	0.246	0.254	0.274	0.010	0.180	0.177
Sum A	0.247	0.364	0.334	0.301	0.327	0.450	0.458	0.457	0.025	0.358	0.359
Mg#	0.487	0.462	0.480	0.481	0.460	0.424	0.421	0.416	0.487	0.425	0.420
Ca+Na(B)	1.934	1.933	1.937	1.949	1.946	1.949	1.945	1.941	0.236	1.946	1.955
100*Al/(Al+Si)	20.529	22.676	22.518	21.904	22.592	24.035	24.311	24.257	2.883	24.560	23.688
100*Na/(Na+Ca)	9.416	11.340	10.964	9.946	10.328	12.090	12.200	11.765	9.266	11.200	10.923
Al _{VI} +Fe ₃ +Ti	0.992	1.041	1.023	0.997	0.974	0.960	0.979	0.989	0.202	1.123	1.050

Costeiro Complex													
Grt amphibolite													
PSM-106A													
	core	rim	mantle	rim	rim	rim	inc	rim	core	core	rim	mantle	
SiO ₂	42.871	42.934	43.333	43.833	43.612	41.813	41.411	40.578	42.515	42.501	42.895	42.193	
TiO ₂	0.894	0.771	0.963	0.948	0.860	0.735	0.611	0.669	0.759	1.047	0.666	0.790	
Al ₂ O ₃	11.211	11.507	10.696	10.032	10.459	12.346	13.388	14.172	11.853	11.372	11.259	11.935	
Cr ₂ O ₃	0.035	0.000	0.002	0.000	0.000	0.025	0.020	0.000	0.031	0.015	0.000	0.000	
FeO _t	20.902	20.992	21.217	21.230	20.874	21.326	21.673	21.454	21.063	21.335	21.108	21.211	
MnO	0.108	0.050	0.087	0.082	0.095	0.077	0.224	0.096	0.098	0.106	0.118	0.088	
MgO	7.536	7.315	7.776	7.950	7.924	6.847	6.366	6.179	7.153	7.141	7.355	7.075	
CaO	11.585	11.718	11.535	11.420	11.544	11.644	11.406	11.532	11.658	11.588	11.514	11.662	
BaO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.006	0.004	0.000	0.000	0.023	0.025	0.013	0.000	
Na ₂ O	0.775	0.766	0.756	0.762	0.754	0.800	0.715	0.858	0.785	0.754	0.759	0.811	
K ₂ O	0.925	0.931	0.825	0.794	0.750	1.041	0.771	1.241	0.960	0.979	0.877	1.008	
Cl	0.015	0.000	0.000	0.034	0.013	0.000	0.018	0.032	0.010	0.008	0.023	0.018	
TOTAL	96.858	96.982	97.190	97.085	96.891	96.657	96.602	96.810	96.908	96.870	96.586	96.791	
Si	6.537	6.542	6.574	6.656	6.626	6.412	6.329	6.228	6.490	6.502	6.558	6.457	
AlIV	1.463	1.458	1.426	1.344	1.374	1.588	1.671	1.772	1.510	1.498	1.442	1.543	
Sum T	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	
AlVI	0.551	0.609	0.486	0.452	0.499	0.643	0.740	0.791	0.623	0.553	0.586	0.610	
Ti	0.103	0.088	0.110	0.108	0.098	0.085	0.070	0.077	0.087	0.120	0.077	0.091	
Fe ³⁺	0.408	0.358	0.471	0.449	0.440	0.424	0.568	0.439	0.389	0.395	0.428	0.408	
Cr	0.006	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004	0.004	0.000	0.006	0.003	0.000	0.000	
Mg	1.713	1.662	1.759	1.800	1.795	1.565	1.450	1.414	1.628	1.629	1.676	1.614	
Fe ²⁺	2.219	2.284	2.174	2.192	2.168	2.278	2.168	2.279	2.267	2.300	2.233	2.277	
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	
Sum C	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	
Fe ²⁺	0.038	0.034	0.047	0.056	0.044	0.032	0.034	0.036	0.033	0.034	0.038	0.030	
Mn	0.014	0.006	0.011	0.011	0.012	0.010	0.029	0.012	0.013	0.014	0.015	0.011	
Ca	1.893	1.913	1.875	1.858	1.879	1.913	1.868	1.896	1.907	1.899	1.886	1.912	
Na	0.055	0.046	0.067	0.076	0.064	0.045	0.069	0.055	0.048	0.053	0.061	0.047	
Sum B	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	
Na	0.174	0.180	0.156	0.149	0.158	0.193	0.143	0.200	0.184	0.171	0.164	0.194	
K	0.180	0.181	0.160	0.154	0.145	0.204	0.150	0.243	0.187	0.191	0.171	0.197	
Sum A	0.354	0.361	0.315	0.302	0.303	0.397	0.293	0.443	0.371	0.362	0.335	0.390	
Mg#	0.431	0.418	0.442	0.445	0.448	0.404	0.397	0.379	0.414	0.411	0.425	0.412	
Ca+Na(B)	1.948	1.960	1.942	1.934	1.944	1.958	1.937	1.952	1.955	1.952	1.947	1.959	
100*Al/(Al+Si)	23.560	24.005	22.535	21.243	22.036	25.815	27.591	29.159	24.731	23.974	23.626	25.003	
100*Na/(Na+Ca)	10.799	10.580	10.600	10.768	10.567	11.054	10.192	11.869	10.855	10.538	10.662	11.171	
AlVI+Fe ³⁺ +Ti	1.062	1.055	1.067	1.009	1.037	1.152	1.378	1.307	1.099	1.068	1.091	1.108	

Costeiro Complex													
Grt amphibolite													
PSM-106A						PSM-106D							
	mantle	core	core	core	rim	core	rim	rim	rim	mantle	core		
SiO ₂	42.035	42.432	41.834	43.024	41.967	44.228	44.271	43.262	43.494	43.250	43.240		
TiO ₂	1.166	1.176	1.541	0.952	0.694	0.595	0.642	0.385	0.870	1.431	1.511		
Al ₂ O ₃	11.528	11.112	11.237	11.113	12.259	11.188	11.195	12.580	11.360	11.260	11.163		
Cr ₂ O ₃	0.000	0.073	0.000	0.000	0.015	0.049	0.000	0.077	0.059	0.002	0.046		
FeO _t	21.770	21.644	21.525	21.326	21.360	19.532	19.614	20.113	19.271	19.395	19.556		
MnO	0.080	0.083	0.078	0.126	0.088	0.156	0.148	0.142	0.114	0.111	0.148		
MgO	7.088	7.135	6.895	7.383	6.778	8.547	8.780	7.517	8.582	8.498	8.471		
CaO	11.598	11.601	11.464	11.497	11.614	11.421	11.358	11.474	11.353	11.300	11.403		
BaO	0.021	0.035	0.068	0.007	0.013	0.000	0.004	0.000	0.000	0.010	0.003		
Na ₂ O	0.799	0.783	0.799	0.793	0.775	0.891	0.884	0.930	0.916	0.920	0.926		
K ₂ O	1.136	1.035	1.425	0.950	1.017	0.534	0.613	0.528	0.682	0.943	0.876		
Cl	0.019	0.015	0.017	0.013	0.021	0.000	0.044	0.003	0.021	0.001	0.000		
TOTAL	97.241	97.124	96.881	97.184	96.600	97.141	97.553	97.011	96.721	97.121	97.343		
Si	6.426	6.491	6.454	6.549	6.440	6.639	6.615	6.529	6.568	6.534	6.522		
AlIV	1.574	1.509	1.546	1.451	1.560	1.361	1.385	1.471	1.432	1.466	1.478		
Sum T	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000		
AlVI	0.503	0.495	0.497	0.543	0.657	0.619	0.587	0.767	0.590	0.539	0.506		
Ti	0.134	0.135	0.179	0.109	0.080	0.067	0.072	0.044	0.099	0.163	0.171		
Fe ³⁺	0.451	0.405	0.284	0.405	0.408	0.414	0.473	0.388	0.411	0.333	0.352		
Cr	0.000	0.013	0.000	0.000	0.003	0.009	0.000	0.014	0.011	0.000	0.008		
Mg	1.615	1.627	1.586	1.675	1.551	1.913	1.956	1.691	1.932	1.914	1.905		
Fe ²⁺	2.296	2.324	2.454	2.268	2.302	1.979	1.912	2.096	1.957	2.051	2.058		
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000		
Sum C	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000		
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000		
Fe ²⁺	0.036	0.039	0.039	0.042	0.032	0.059	0.066	0.054	0.065	0.066	0.057		
Mn	0.010	0.011	0.010	0.016	0.011	0.020	0.019	0.018	0.015	0.014	0.019		
Ca	1.900	1.902	1.895	1.875	1.909	1.837	1.819	1.855	1.837	1.829	1.843		
Na	0.054	0.048	0.056	0.067	0.047	0.084	0.097	0.073	0.083	0.091	0.081		
Sum B	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000		
Na	0.183	0.184	0.183	0.168	0.183	0.175	0.160	0.199	0.185	0.179	0.190		
K	0.222	0.202	0.281	0.184	0.199	0.102	0.117	0.102	0.131	0.182	0.169		
Sum A	0.405	0.386	0.463	0.352	0.382	0.278	0.276	0.301	0.316	0.360	0.358		
Mg#	0.409	0.408	0.389	0.420	0.399	0.484	0.497	0.440	0.489	0.475	0.474		
Ca+Na(B)	1.953	1.950	1.951	1.942	1.957	1.921	1.915	1.928	1.920	1.920	1.924		
100*Al/(Al+Si)	24.427	23.584	24.046	23.337	25.610	22.966	22.960	25.524	23.538	23.479	23.328		
100*Na/(Na+Ca)	11.088	10.885	11.197	11.101	10.777	12.373	12.349	12.785	12.744	12.845	12.815		
AlVI+Fe ³⁺ +Ti	1.088	1.035	0.960	1.057	1.145	1.100	1.133	1.199	1.100	1.034	1.029		

Costeiro Complex												
Grt amphibolite												
PSM-106D												
	mantle	rim	rim	inc core	inc rim	inc core	inc rim	inc core	rim	rim	core	mantle
SiO ₂	44.155	44.336	43.892	44.400	44.598	44.611	44.943	44.736	44.272	44.183	42.151	42.482
TiO ₂	1.084	0.695	0.659	0.698	0.679	0.656	0.757	0.641	0.616	0.790	1.718	1.617
Al ₂ O ₃	10.613	11.180	11.338	11.321	11.445	10.557	10.452	10.639	11.454	11.205	11.575	11.524
Cr ₂ O ₃	0.011	0.015	0.000	0.053	0.028	0.000	0.054	0.023	0.034	0.016	0.000	0.000
FeO _T	19.959	19.231	18.987	18.034	17.728	19.259	18.320	18.318	19.366	19.489	19.978	19.783
MnO	0.106	0.144	0.134	0.180	0.183	0.174	0.147	0.125	0.100	0.195	0.153	0.106
MgO	8.930	8.852	8.574	9.551	9.558	9.310	9.765	9.471	8.700	8.774	8.046	8.187
CaO	10.678	11.343	11.309	11.454	11.474	11.251	11.459	11.320	11.523	11.341	11.261	11.181
BaO	0.011	0.000	0.010	0.000	0.000	0.009	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.056
Na ₂ O	0.879	0.891	0.931	0.872	0.896	0.846	0.858	0.915	0.940	0.895	0.914	0.917
K ₂ O	0.672	0.555	0.573	0.628	0.592	0.533	0.535	0.551	0.598	0.605	1.217	1.103
Cl	0.015	0.020	0.010	0.027	0.000	0.016	0.000	0.033	0.019	0.025	0.005	0.025
TOTAL	97.113	97.262	96.417	97.220	97.180	97.222	97.290	96.771	97.621	97.519	97.017	96.981
Si	6.632	6.634	6.634	6.616	6.640	6.662	6.690	6.704	6.613	6.605	6.415	6.454
AlIV	1.368	1.366	1.366	1.384	1.360	1.338	1.310	1.296	1.387	1.395	1.585	1.546
Sum T	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
AlVI	0.511	0.606	0.654	0.604	0.648	0.520	0.523	0.583	0.630	0.579	0.492	0.518
Ti	0.122	0.078	0.075	0.078	0.076	0.074	0.085	0.072	0.069	0.089	0.197	0.185
Fe ₃₊	0.481	0.431	0.358	0.429	0.366	0.537	0.445	0.389	0.394	0.458	0.368	0.366
Cr	0.002	0.003	0.000	0.009	0.005	0.000	0.010	0.004	0.006	0.003	0.000	0.000
Mg	1.999	1.974	1.932	2.122	2.121	2.073	2.167	2.116	1.937	1.955	1.826	1.854
Fe ₂₊	1.885	1.908	1.981	1.758	1.783	1.797	1.770	1.836	1.963	1.917	2.118	2.077
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Sum C	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ₂₊	0.142	0.068	0.062	0.060	0.058	0.071	0.065	0.071	0.062	0.062	0.057	0.070
Mn	0.014	0.018	0.017	0.023	0.023	0.022	0.018	0.016	0.013	0.025	0.020	0.014
Ca	1.718	1.818	1.832	1.829	1.830	1.800	1.828	1.818	1.844	1.816	1.836	1.820
Na	0.126	0.096	0.090	0.088	0.089	0.106	0.089	0.096	0.081	0.097	0.087	0.096
Sum B	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Na	0.129	0.163	0.183	0.164	0.170	0.139	0.159	0.170	0.191	0.163	0.182	0.174
K	0.129	0.106	0.110	0.119	0.113	0.102	0.102	0.105	0.114	0.115	0.236	0.214
Sum A	0.258	0.269	0.293	0.283	0.282	0.240	0.261	0.275	0.305	0.278	0.419	0.388
Mg#	0.497	0.500	0.486	0.538	0.535	0.526	0.541	0.526	0.489	0.497	0.456	0.463
Ca+Na(B)	1.845	1.914	1.921	1.917	1.919	1.907	1.916	1.913	1.925	1.913	1.924	1.916
100*Al/(Al+Si)	22.074	22.910	23.339	23.108	23.222	21.808	21.513	21.892	23.366	23.011	24.451	24.225
100*Na/(Na+Ca)	12.963	12.451	12.962	12.113	12.375	11.975	11.927	12.762	12.857	12.501	12.801	12.928
AlVI+Fe ₃₊ +Ti	1.114	1.115	1.087	1.111	1.090	1.131	1.053	1.044	1.093	1.125	1.056	1.069

Costeiro Complex												
Grt amphibolite			Cpx amphibolite									
PSM-106D			PSM-108A									
core	rim		core	mantle	rim	core	mantle	mantle	rim	core	mantle	rim
SiO ₂	43.801	43.679	49.566	49.678	53.028	52.367	53.501	54.310	55.593	50.314	50.357	53.587
TiO ₂	0.676	0.633	0.373	0.314	0.093	0.122	0.087	0.048	0.010	0.329	0.338	0.084
Al ₂ O ₃	11.421	11.443	6.625	6.360	3.388	4.060	2.846	2.215	0.833	5.914	5.781	2.731
Cr ₂ O ₃	0.002	0.000	0.030	0.018	0.000	0.010	0.011	0.007	0.026	0.018	0.005	0.018
FeO _T	19.426	19.562	11.551	11.561	10.183	10.578	10.142	9.881	9.348	11.299	11.135	10.122
MnO	0.111	0.151	0.374	0.357	0.359	0.329	0.332	0.364	0.344	0.349	0.339	0.359
MgO	8.649	8.645	14.710	14.725	16.706	16.176	16.879	17.130	17.819	15.061	15.153	16.799
CaO	11.243	11.350	12.489	12.388	12.539	12.577	12.565	12.740	12.897	12.439	12.428	12.642
BaO	0.046	0.017	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.005	0.023	0.000
Na ₂ O	0.897	0.902	0.554	0.564	0.289	0.341	0.248	0.172	0.040	0.535	0.491	0.219
K ₂ O	0.602	0.606	0.377	0.367	0.157	0.191	0.119	0.085	0.022	0.326	0.311	0.123
Cl	0.018	0.014	0.020	0.005	0.005	0.000	0.014	0.000	0.008	0.000	0.013	0.001
TOTAL	96.893	97.001	96.716	96.346	96.763	96.758	96.744	96.986	96.949	96.641	96.454	96.690
Si	6.589	6.566	7.204	7.244	7.610	7.539	7.675	7.765	7.929	7.302	7.317	7.696
AlIV	1.411	1.434	0.796	0.756	0.390	0.461	0.325	0.235	0.071	0.698	0.683	0.304
Sum T	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
AlVI	0.614	0.593	0.339	0.337	0.183	0.228	0.157	0.138	0.069	0.314	0.307	0.158
Ti	0.077	0.072	0.041	0.034	0.010	0.013	0.009	0.005	0.001	0.036	0.037	0.009
Fe ₃₊	0.467	0.502	0.205	0.188	0.156	0.140	0.126	0.072	0.003	0.169	0.175	0.101
Cr	0.000	0.000	0.005	0.003	0.000	0.002	0.002	0.001	0.004	0.003	0.001	0.003
Mg	1.940	1.937	3.187	3.201	3.574	3.472	3.610	3.651	3.789	3.259	3.282	3.596
Fe ₂₊	1.903	1.896	1.199	1.222	1.067	1.134	1.091	1.110	1.112	1.202	1.178	1.114
Mn	0.000	0.000	0.024	0.014	0.011	0.012	0.005	0.023	0.022	0.017	0.020	0.018
Sum C	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ₂₊	0.074	0.061	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mn	0.014	0.019	0.022	0.030	0.032	0.028	0.035	0.021	0.019	0.026	0.022	0.026
Ca	1.812	1.828	1.945	1.936	1.928	1.940	1.931	1.952	1.971	1.934	1.935	1.945
Na	0.100	0.092	0.033	0.035	0.040	0.032	0.034	0.027	0.010	0.040	0.043	0.029
Sum B	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Na	0.162	0.171	0.123	0.125	0.040	0.063	0.035	0.020	0.001	0.111	0.095	0.032
K	0.116	0.116	0.070	0.068	0.029	0.035	0.022	0.015	0.004	0.060	0.058	0.022
Sum A	0.277	0.287	0.193	0.193	0.069	0.098	0.057	0.036	0.005	0.171	0.153	0.055
Mg#	0.495	0.497	0.727	0.724	0.770	0.754	0.768	0.767	0.773	0.730	0.736	0.763
Ca+Na(B)	1.912	1.920	1.978	1.970	1.968	1.972	1.965	1.979	1.981	1.974	1.978	1.974
100*Al/(Al+Si)	23.507	23.592	13.610	13.110	7.002	8.373	5.900	4.587	1.736	12.168	11.918	5.666
100*Na/(Na+Ca)	12.620	12.568	7.426	7.615	4.000	4.679	3.443	2.383	0.562	7.220	6.670	3.038
AlVI+Fe ₃₊ +Ti	1.157	1.167	0.585	0.560	0.348	0.381	0.292	0.215	0.073	0.519	0.519	0.268

	Costeiro Complex											
	Cpx amphibolite				Metagreywacke group							
	PSM-108A				PSM-60B							
	mantle	inc core	inc mantle	inc rim	core	core	rim	core	rim	core	rim	rim
SiO ₂	51.553	49.305	50.202	51.319	44.380	44.289	43.010	43.342	42.830	44.156	43.956	43.577
TiO ₂	0.185	0.452	0.353	0.226	0.639	0.602	0.641	0.674	0.693	0.569	0.638	0.634
Al ₂ O ₃	4.650	6.727	6.007	4.830	11.177	11.216	12.658	12.270	12.786	11.458	11.702	11.961
Cr ₂ O ₃	0.016	0.011	0.027	0.020	0.000	0.058	0.021	0.024	0.002	0.019	0.000	0.011
FeO _t	10.620	11.290	11.018	10.418	17.060	17.218	17.327	17.448	17.734	17.031	17.243	17.225
MnO	0.352	0.347	0.344	0.350	0.666	0.678	0.585	0.661	0.608	0.618	0.583	0.616
MgO	15.795	14.738	15.265	15.838	9.807	9.802	8.957	9.207	8.891	9.677	9.600	9.273
CaO	12.299	12.432	12.447	12.520	11.367	11.354	11.345	11.291	11.348	11.399	11.513	11.453
BaO	0.010	0.000	0.000	0.006	0.026	0.015	0.032	0.033	0.000	0.009	0.002	0.028
Na ₂ O	0.426	0.640	0.553	0.413	0.981	0.986	1.079	1.083	1.126	1.005	1.036	1.040
K ₂ O	0.215	0.408	0.344	0.250	0.440	0.464	0.636	0.536	0.570	0.480	0.485	0.506
Cl	0.019	0.017	0.006	0.005	0.025	0.001	0.037	0.007	0.031	0.000	0.000	0.022
TOTAL	96.184	96.381	96.582	96.195	96.568	96.683	96.327	96.576	96.619	96.422	96.758	96.345
Si	7.475	7.192	7.281	7.442	6.637	6.616	6.483	6.504	6.438	6.616	6.571	6.554
Al ^{IV}	0.525	0.808	0.719	0.558	1.363	1.384	1.517	1.496	1.562	1.384	1.429	1.446
Sum T	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al ^{VI}	0.270	0.349	0.308	0.268	0.607	0.591	0.732	0.674	0.703	0.639	0.632	0.675
Ti	0.020	0.050	0.038	0.025	0.072	0.068	0.073	0.076	0.078	0.064	0.072	0.072
Fe ³⁺	0.149	0.162	0.182	0.134	0.434	0.471	0.379	0.446	0.448	0.412	0.427	0.390
Cr	0.003	0.002	0.005	0.003	0.000	0.010	0.004	0.004	0.000	0.003	0.000	0.002
Mg	3.414	3.205	3.301	3.424	2.186	2.183	2.013	2.060	1.992	2.161	2.139	2.079
Fe ²⁺	1.139	1.215	1.155	1.129	1.700	1.677	1.801	1.740	1.778	1.720	1.729	1.777
Mn	0.005	0.017	0.012	0.017	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.006
Sum C	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ²⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.005	0.004	0.003	0.002	0.000	0.000
Mn	0.038	0.026	0.030	0.027	0.084	0.086	0.075	0.084	0.077	0.078	0.073	0.073
Ca	1.911	1.943	1.934	1.945	1.821	1.817	1.832	1.815	1.828	1.830	1.844	1.846
Na	0.052	0.031	0.036	0.028	0.095	0.094	0.088	0.097	0.092	0.089	0.083	0.082
Sum B	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Na	0.068	0.150	0.120	0.088	0.189	0.192	0.227	0.218	0.237	0.203	0.217	0.222
K	0.040	0.076	0.064	0.046	0.084	0.088	0.122	0.103	0.109	0.092	0.093	0.097
Sum A	0.108	0.225	0.184	0.134	0.273	0.280	0.350	0.321	0.346	0.294	0.310	0.319
Mg#	0.750	0.725	0.741	0.752	0.563	0.565	0.527	0.542	0.528	0.557	0.553	0.539
Ca+Na(B)	1.962	1.974	1.970	1.973	1.916	1.911	1.920	1.912	1.919	1.919	1.927	1.927
100*Al/(Al+Si)	9.610	13.852	12.359	9.985	22.889	22.986	25.753	25.018	26.026	23.420	23.882	24.443
100*Na/(Na+Ca)	5.902	8.516	7.446	5.632	13.508	13.580	14.681	14.791	15.226	13.764	14.004	14.111
Al ^{VI} +Fe ³⁺ +Ti	0.439	0.561	0.528	0.427	1.113	1.130	1.183	1.196	1.229	1.115	1.131	1.137

CLINOPYROXENE

	Costeiro Complex											
	Cpx amphibolite				PSM-108A							
	PSM-108A				PSM-108A							
	core	mantle	mantle-rim	rim	core	core-mantle	mantle	rim	rim	core	mantle	
SiO ₂	52.960	52.889	52.994	53.006	52.760	52.242	52.442	52.672	52.499	52.590	52.990	53.074
TiO ₂	0.065	0.057	0.072	0.002	0.092	0.148	0.092	0.082	0.124	0.123	0.069	0.062
Al ₂ O ₃	0.567	0.684	0.693	0.395	0.959	1.717	1.120	0.996	1.190	1.115	0.657	0.633
Cr ₂ O ₃	0.022	0.023	0.000	0.019	0.000	0.010	0.017	0.015	0.000	0.000	0.000	0.037
FeO _t	6.615	6.685	6.734	6.828	6.647	7.027	6.814	6.894	6.906	6.933	6.631	6.803
MnO	0.428	0.445	0.403	0.424	0.364	0.392	0.353	0.411	0.402	0.431	0.407	0.420
ZnO	0.000	0.031	0.000	0.000	0.004	0.000	0.005	0.011	0.000	0.019	0.040	0.016
MgO	14.050	14.008	14.007	13.722	13.856	13.727	13.843	13.935	13.822	13.917	14.167	14.131
CaO	24.109	24.349	24.361	24.471	24.554	23.790	23.881	23.954	24.022	24.014	24.395	24.215
BaO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Na ₂ O	0.105	0.108	0.110	0.083	0.096	0.160	0.116	0.118	0.135	0.131	0.101	0.122
K ₂ O	0.015	0.008	0.005	0.005	0.007	0.019	0.014	0.018	0.014	0.008	0.013	0.022
Cl	0.006	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.019	0.020	0.000	0.000	0.000
TOTAL	98.941	99.284	99.378	98.956	99.340	99.232	98.700	99.124	99.134	99.280	99.469	99.537
Si	1.987	1.978	1.980	1.993	1.973	1.955	1.973	1.974	1.967	1.968	1.977	1.980
Al	0.013	0.022	0.020	0.007	0.027	0.045	0.027	0.026	0.033	0.032	0.023	0.020
Fe ³⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Sum T	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Al	0.013	0.008	0.011	0.010	0.015	0.031	0.023	0.018	0.020	0.017	0.006	0.008
Fe ³⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ti	0.002	0.002	0.002	0.000	0.003	0.004	0.003	0.002	0.004	0.003	0.002	0.002
Cr	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001
Zn	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000
Mg	0.786	0.781	0.780	0.769	0.772	0.766	0.776	0.779	0.772	0.776	0.788	0.786
Fe ²⁺	0.199	0.207	0.207	0.220	0.210	0.199	0.198	0.200	0.204	0.203	0.203	0.203
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Sum M1	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ²⁺	0.009	0.002	0.004	-0.005	-0.002	0.021	0.017	0.016	0.012	0.014	0.004	0.009
Mn	0.014	0.014	0.013	0.014	0.012	0.012	0.011	0.013	0.013	0.014	0.013	0.013
Ca	0.969	0.976	0.975	0.986	0.984	0.954	0.963	0.962	0.965	0.963	0.975	0.968
Na	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001	0.001
Sum M2	0.992	0.992	0.992	0.994	0.993	0.988	0.991	0.991	0.990	0.991	0.993	0.991
Q	1.963	1.966	1.966	1.969	1.964	1.940	1.954	1.956	1.953	1.956	1.970	1.966
J	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001	0.002	0.001	0.002	0.001	0.001	0.001	0.002
Q+J	1.964	1.967	1.967	1.970	1.964	1.942	1.955	1.958	1.955	1.957	1.971	1.968
J/(Q+J)	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001	0.001

Capítulo 4 – Evolução tectono-metamórfica dos complexos Embu e Costeiro

<i>FELDSPAR</i>												
<i>Embu Complex</i>												
St-Grt-mica schist						Mylonitized metagranite						
<i>PSM-111A</i>					<i>PSM-111B</i>	<i>PSM-75C</i>						
Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl
SiO ₂	63.062	63.290	63.452	63.500	62.582	63.456	61.620	61.696	61.299	60.303	61.419	60.386
TiO ₂	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000	0.026	0.009	0.010
Al ₂ O ₃	22.296	22.260	22.080	21.961	22.301	22.213	23.516	23.552	23.582	23.433	23.624	24.074
Cr ₂ O ₃	0.000	0.000	0.000	0.000	0.021	0.000	0.000	0.019	0.019	0.000	0.019	0.004
FeOt	0.069	0.053	0.081	0.053	0.038	0.126	0.074	0.040	0.076	0.051	0.033	0.196
MnO	0.004	0.000	0.004	0.000	0.007	0.000	0.000	0.014	0.037	0.015	0.000	0.000
MgO	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.005	0.000	0.000	0.000	0.003	0.004
CaO	3.535	3.469	3.186	3.162	3.480	3.251	5.002	5.034	5.101	5.153	5.202	5.756
BaO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.097	0.005	0.006	0.023	0.000	0.024	0.000	0.000
Na ₂ O	9.765	9.649	9.783	9.891	9.494	9.858	8.720	8.780	8.609	8.455	8.607	8.286
K ₂ O	0.051	0.081	0.086	0.091	0.069	0.061	0.095	0.110	0.097	0.111	0.094	0.077
TOTAL	98.815	98.815	98.703	98.658	98.101	98.970	99.037	99.286	98.820	97.582	99.027	98.797
Xab	0.831	0.830	0.843	0.845	0.828	0.843	0.755	0.755	0.749	0.743	0.746	0.719
Xan	0.166	0.165	0.152	0.149	0.168	0.154	0.239	0.239	0.245	0.250	0.249	0.276
Xor	0.003	0.005	0.005	0.005	0.004	0.003	0.005	0.006	0.006	0.006	0.005	0.004
<i>Costeiro Complex</i>												
Grt amphibolite												
<i>PSM-61A</i>												
Pl inc	Pl inc	Pl inc	Pl inc	Pl mtz	Pl inc	Pl inc	Pl mtz	Pl mtz	Pl mtz	Pl mtz	Pl mtz	Pl mtz
SiO ₂	44.624	44.573	44.187	44.170	44.124	44.424	44.078	44.253	44.419	44.122	44.148	44.304
TiO ₂	0.000	0.000	0.002	0.023	0.031	0.001	0.000	0.022	0.017	0.000	0.000	0.016
Al ₂ O ₃	34.976	35.102	35.369	35.227	35.313	35.161	35.347	35.176	35.121	35.311	35.208	35.220
Cr ₂ O ₃	0.039	0.020	0.000	0.000	0.000	0.000	0.022	0.015	0.000	0.010	0.000	0.000
FeOt	0.298	0.432	0.452	0.380	0.083	0.238	0.343	0.103	0.078	0.177	0.053	0.126
MnO	0.025	0.062	0.015	0.000	0.000	0.023	0.005	0.014	0.000	0.018	0.000	0.000
MgO	0.008	0.006	0.014	0.014	0.008	0.015	0.007	0.013	0.008	0.009	0.008	0.011
CaO	18.816	19.064	19.137	19.140	19.322	19.040	19.150	19.215	19.028	19.165	19.291	19.204
BaO	0.000	0.004	0.000	0.000	0.015	0.000	0.002	0.002	0.000	0.000	0.008	0.000
Na ₂ O	0.902	0.914	0.708	0.753	0.669	0.831	0.699	0.701	0.827	0.710	0.702	0.782
K ₂ O	0.035	0.035	0.027	0.026	0.028	0.031	0.020	0.033	0.020	0.020	0.027	0.023
TOTAL	99.729	100.225	99.930	99.733	99.599	99.763	99.684	99.552	99.541	99.541	99.446	99.695
Xab	0.080	0.080	0.063	0.066	0.059	0.073	0.062	0.062	0.073	0.063	0.062	0.069
Xan	0.918	0.918	0.936	0.932	0.939	0.925	0.937	0.936	0.926	0.936	0.937	0.930
Xor	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.001	0.002	0.001	0.001	0.002	0.001
<i>Costeiro Complex</i>												
Grt amphibolite												
<i>PSM-61B</i>												
Pl inc	Pl inc	Pl inc	Pl mtz	Pl mtz	Pl mtz	Pl mtz	Pl mtz	Pl inc	Pl mtz	Pl mtz	Pl mtz	Pl mtz
SiO ₂	44.000	44.092	44.076	44.078	44.199	44.487	43.875	43.853	44.048	44.119	43.876	44.102
TiO ₂	0.001	0.000	0.018	0.000	0.014	0.000	0.003	0.002	0.005	0.022	0.006	0.006
Al ₂ O ₃	35.284	35.229	35.255	35.102	35.132	34.314	35.215	35.083	35.187	35.318	35.150	35.211
Cr ₂ O ₃	0.000	0.010	0.000	0.058	0.014	0.000	0.027	0.000	0.024	0.000	0.012	0.000
FeOt	0.212	0.239	0.286	0.178	0.197	0.075	0.073	0.138	0.225	0.107	0.279	0.169
MnO	0.051	0.034	0.026	0.014	0.041	0.009	0.000	0.019	0.030	0.004	0.000	0.000
MgO	0.010	0.007	0.007	0.005	0.012	0.008	0.008	0.007	0.009	0.014	0.012	0.013
CaO	19.070	19.274	19.238	19.203	19.303	18.347	19.268	19.364	19.160	19.290	19.305	19.046
BaO	0.013	0.000	0.000	0.000	0.000	0.014	0.000	0.000	0.034	0.000	0.000	0.000
Na ₂ O	0.728	0.693	0.724	0.743	0.732	0.748	0.678	0.692	0.751	0.690	0.703	0.747
K ₂ O	0.037	0.032	0.035	0.028	0.030	0.592	0.017	0.031	0.037	0.026	0.036	0.036
TOTAL	99.414	99.647	99.664	99.409	99.689	98.594	99.195	99.187	99.525	99.589	99.384	99.330
Xab	0.064	0.061	0.064	0.065	0.064	0.066	0.060	0.061	0.066	0.061	0.062	0.066
Xan	0.933	0.937	0.934	0.933	0.934	0.899	0.939	0.938	0.932	0.938	0.936	0.932
Xor	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.035	0.001	0.002	0.002	0.001	0.002	0.002
<i>Costeiro Complex</i>												
Grt amphibolite												
<i>PSM-104G</i>												
Pl inc	Pl inc	Pl mtz	Pl mtz	Pl mtz	Pl mtz	Pl mtz	Pl mtz	Pl mtz	Pl mtz	Pl mtz	Pl mtz	Pl mtz
SiO ₂	44.716	44.108	44.639	44.252	44.348	44.761	43.565	43.982	44.175	43.731	43.773	44.106
TiO ₂	0.000	0.023	0.003	0.004	0.018	0.048	0.000	0.000	0.009	0.004	0.020	0.000
Al ₂ O ₃	34.995	35.211	34.684	35.015	35.011	34.401	34.869	34.777	34.530	35.092	34.668	34.429
Cr ₂ O ₃	0.000	0.005	0.000	0.005	0.000	0.000	0.000	0.000	0.007	0.019	0.014	0.000
FeOt	0.285	0.377	0.130	0.378	0.149	0.164	0.063	0.092	0.018	0.093	0.040	0.067
MnO	0.009	0.019	0.000	0.000	0.000	0.012	0.000	0.013	0.000	0.001	0.040	0.001
MgO	0.010	0.005	0.007	0.009	0.003	0.093	0.011	0.015	0.013	0.014	0.010	0.008
CaO	18.750	19.263	18.743	18.995	19.048	18.106	19.267	18.903	18.820	19.121	19.038	18.856
BaO	0.000	0.006	0.000	0.000	0.041	0.012	0.000	0.012	0.000	0.026	0.017	0.000
Na ₂ O	0.865	0.667	0.895	0.802	0.751	1.090	0.528	0.674	0.740	0.563	0.656	0.788
K ₂ O	0.020	0.047	0.030	0.026	0.024	0.091	0.020	0.032	0.031	0.028	0.032	0.025
TOTAL	99.651	99.730	99.131	99.486	99.397	98.789	98.323	98.499	98.343	98.710	98.310	98.280
Xab	0.077	0.059	0.079	0.071	0.067	0.098	0.047	0.061	0.066	0.050	0.059	0.070
Xan	0.922	0.938	0.919	0.928	0.932	0.897	0.952	0.938	0.932	0.948	0.940	0.928
Xor	0.001	0.003	0.002	0.001	0.001	0.005	0.001	0.002	0.002	0.002	0.002	0.001

<i>Costeiro Complex</i>												
Grt amphibolite												
<i>PSM-106A</i>												
Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl
mtx	mtx	mtx	mtx	mtx	mtx	mtx	mtx	mtx	mtx	mtx	mtx	mtx
SiO ₂	44.185	44.443	44.255	43.793	44.098	43.687	43.501	43.875	44.154	43.545	44.074	43.480
TiO ₂	0.010	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.000	0.012	0.000	0.022	0.000	0.016
Al ₂ O ₃	34.559	34.625	34.655	34.537	34.210	34.969	34.871	34.761	34.536	34.686	34.582	34.998
Cr ₂ O ₃	0.000	0.018	0.004	0.000	0.011	0.030	0.000	0.009	0.000	0.000	0.000	0.012
FeO _t	0.051	0.064	0.151	0.213	0.058	0.071	0.258	0.104	0.159	0.054	0.122	0.081
MnO	0.000	0.013	0.000	0.014	0.000	0.000	0.028	0.020	0.031	0.024	0.000	0.000
MgO	0.008	0.005	0.005	0.001	0.007	0.001	0.012	0.046	0.007	0.006	0.006	0.007
CaO	18.640	18.831	18.971	18.981	18.617	19.270	19.221	18.740	18.843	19.230	18.864	19.336
BaO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.019	0.000	0.000	0.040	0.017	0.007
Na ₂ O	0.853	0.863	0.866	0.696	0.882	0.602	0.615	0.680	0.828	0.614	0.758	0.599
K ₂ O	0.030	0.039	0.037	0.023	0.033	0.037	0.035	0.086	0.030	0.018	0.021	0.017
TOTAL	98.352	98.916	98.942	98.261	97.937	98.672	98.568	98.333	98.588	98.249	98.449	98.569
Xab	0.076	0.076	0.076	0.062	0.079	0.053	0.055	0.061	0.074	0.055	0.068	0.053
Xan	0.922	0.921	0.922	0.937	0.919	0.944	0.943	0.934	0.925	0.944	0.931	0.946
Xor	0.002	0.002	0.002	0.001	0.002	0.002	0.002	0.005	0.002	0.001	0.001	0.001

<i>Costeiro Complex</i>												
Grt amphibolite												
<i>PSM-106D</i>												
Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl
inc	inc	inc	inc	mtx	mtx	mtx	mtx	inc	mtx	mtx	mtx	mtx
SiO ₂	44.263	44.176	44.101	44.349	44.253	44.157	44.025	43.929	44.510	44.877	44.553	
TiO ₂	0.000	0.008	0.008	0.000	0.000	0.016	0.000	0.010	0.000	0.000	0.000	0.000
Al ₂ O ₃	34.849	34.806	35.166	35.124	34.876	34.923	34.798	34.735	34.870	34.543	34.747	
Cr ₂ O ₃	0.035	0.053	0.000	0.026	0.016	0.000	0.011	0.000	0.023	0.000	0.011	
FeO _t	0.260	0.297	0.495	0.431	0.121	0.005	0.069	0.206	0.088	0.128	0.029	
MnO	0.000	0.035	0.025	0.045	0.000	0.011	0.000	0.014	0.030	0.000	0.019	
MgO	0.008	0.011	0.009	0.009	0.014	0.005	0.014	0.009	0.013	0.009	0.005	
CaO	18.910	18.950	19.028	19.041	18.941	18.846	18.687	18.836	18.908	18.503	18.679	
BaO	0.000	0.000	0.000	0.007	0.000	0.000	0.000	0.007	0.000	0.000	0.000	
Na ₂ O	0.796	0.765	0.718	0.697	0.764	0.768	0.766	0.775	0.855	1.011	0.895	
K ₂ O	0.030	0.022	0.034	0.048	0.040	0.019	0.082	0.037	0.016	0.035	0.031	
TOTAL	99.164	99.133	99.597	99.787	99.027	98.756	98.456	98.558	99.321	99.141	98.967	
Xab	0.071	0.068	0.064	0.062	0.068	0.069	0.069	0.069	0.076	0.090	0.080	
Xan	0.928	0.931	0.934	0.935	0.930	0.930	0.926	0.929	0.923	0.908	0.919	
Xor	0.002	0.001	0.002	0.003	0.002	0.001	0.005	0.002	0.001	0.002	0.002	

<i>Costeiro Complex</i>												
Cpx amphibolite								Metapelite group				
<i>PSM-108A</i>								<i>PSM-54F</i>				
Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl
mtx	mtx	mtx	mtx	mtx	mtx	mtx	mtx					
SiO ₂	42.879	42.851	42.827	42.926	43.037	43.031	42.984	59.715	59.682	59.508	60.051	
TiO ₂	0.004	0.000	0.005	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000	0.012	
Al ₂ O ₃	35.422	35.496	35.681	35.515	35.491	35.625	35.691	24.585	24.671	24.549	24.412	
Cr ₂ O ₃	0.010	0.000	0.002	0.000	0.015	0.010	0.000	0.000	0.000	0.012	0.000	
FeO _t	0.053	0.073	0.038	0.076	0.107	0.096	0.053	0.054	0.041	0.027	0.007	
MnO	0.000	0.026	0.001	0.000	0.016	0.020	0.005	0.000	0.004	0.017	0.023	
MgO	0.012	0.017	0.016	0.018	0.015	0.017	0.013	0.005	0.002	0.002	0.005	
CaO	19.305	19.364	19.363	19.401	19.376	19.412	19.425	6.202	6.380	6.389	6.058	
BaO	0.000	0.006	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	
Na ₂ O	0.314	0.422	0.315	0.324	0.351	0.348	0.327	7.911	7.890	7.956	8.018	
K ₂ O	0.016	0.017	0.016	0.021	0.012	0.016	0.021	0.196	0.193	0.170	0.223	
TOTAL	98.030	98.296	98.274	98.334	98.431	98.574	98.530	98.694	98.879	98.654	98.816	
Xab	0.029	0.038	0.029	0.029	0.032	0.031	0.029	0.690	0.684	0.686	0.696	
Xan	0.970	0.961	0.970	0.969	0.968	0.968	0.969	0.299	0.305	0.304	0.291	
Xor	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.011	0.011	0.010	0.013	

<i>Costeiro Complex</i>												
Metapelite group												
<i>PSM-54F</i>								<i>PSM-104A1</i>				
Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl
SiO ₂	59.938	59.866	59.714	59.787	59.844	60.031	60.322	60.406	59.626	59.603	60.404	
TiO ₂	0.000	0.000	0.006	0.000	0.000	0.024	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	
Al ₂ O ₃	24.547	24.570	24.731	24.669	24.680	24.671	24.454	23.845	24.368	24.555	24.171	
Cr ₂ O ₃	0.003	0.000	0.012	0.000	0.000	0.022	0.000	0.000	0.032	0.000	0.000	
FeO _t	0.022	0.012	0.016	0.038	0.038	0.096	0.029	0.093	0.032	0.059	0.151	
MnO	0.012	0.021	0.000	0.023	0.004	0.011	0.027	0.002	0.009	0.000	0.044	
MgO	0.005	0.005	0.011	0.001	0.003	0.003	0.008	0.000	0.001	0.000	0.000	
CaO	6.052	6.064	6.373	6.375	6.313	6.438	6.104	5.747	6.403	6.496	6.070	
BaO	0.011	0.001	0.008	0.000	0.001	0.011	0.000	0.000	0.026	0.000	0.012	
Na ₂ O	8.075	8.121	7.896	7.940	7.944	7.921	7.923	8.494	7.940	7.901	8.187	
K ₂ O	0.228	0.160	0.218	0.220	0.178	0.232	0.301	0.213	0.247	0.239	0.176	
TOTAL	98.914	98.826	99.010	99.096	99.053	99.484	99.174	98.813	98.695	98.858	99.225	
Xab	0.698	0.701	0.683	0.684	0.688	0.681	0.689	0.719	0.682	0.678	0.702	
Xan	0.289	0.289	0.305	0.303	0.302	0.306	0.293	0.269	0.304	0.308	0.288	
Xor	0.013	0.009	0.012	0.012	0.010	0.013	0.017	0.012	0.014	0.014	0.010	

Costeiro Complex											
Metapelitic group											
PSM-104A1				PSM-104D							
Pl	Pl	Pl		Pl	Pl	Kfs	Kfs	Kfs	Pl	Pl	Pl
SiO ₂	59.450	59.868	61.206	61.118	60.959	62.016	62.324	61.143	61.008	60.831	60.095
TiO ₂	0.000	0.000	0.014	0.000	0.000	0.010	0.036	0.050	0.007	0.000	0.000
Al ₂ O ₃	24.852	24.464	23.861	23.539	23.666	17.926	18.114	17.845	23.507	23.400	23.837
Cr ₂ O ₃	0.000	0.046	0.012	0.000	0.036	0.011	0.000	0.000	0.027	0.000	0.000
FeOt	0.104	0.112	0.109	0.000	0.028	0.000	0.009	0.021	0.000	0.135	0.042
MnO	0.029	0.000	0.000	0.016	0.007	0.000	0.000	0.011	0.021	0.003	0.000
MgO	0.004	0.000	0.010	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.007	0.014	0.000
CaO	6.861	6.479	4.377	5.452	5.449	0.001	0.000	0.000	5.280	5.166	5.822
BaO	0.000	0.000	0.048	0.029	0.000	1.863	1.572	2.857	0.058	0.000	0.000
Na ₂ O	7.754	8.016	8.609	8.612	8.505	0.951	0.927	1.053	8.562	8.476	8.270
K ₂ O	0.167	0.110	0.271	0.168	0.158	14.793	15.082	14.057	0.163	0.239	0.147
TOTAL	99.242	99.108	98.534	98.937	98.812	97.580	98.063	97.052	98.643	98.300	98.240
Xab	0.665	0.687	0.768	0.734	0.732	0.089	0.085	0.102	0.739	0.738	0.714
Xan	0.325	0.307	0.216	0.257	0.259	0.000	0.000	0.000	0.252	0.248	0.278
Xor	0.009	0.006	0.016	0.009	0.009	0.911	0.915	0.898	0.009	0.014	0.008

Costeiro Complex											
Metapelitic group											
PSM-104A1				PSM-104D							
Pl	Pl	Pl		Pl	Pl	Kfs	Kfs	Kfs	Pl	Pl	Pl
SiO ₂	59.450	59.868	61.206	61.118	60.959	62.016	62.324	61.143	61.008	60.831	60.095
TiO ₂	0.000	0.000	0.014	0.000	0.000	0.010	0.036	0.050	0.007	0.000	0.000
Al ₂ O ₃	24.852	24.464	23.861	23.539	23.666	17.926	18.114	17.845	23.507	23.400	23.837
Cr ₂ O ₃	0.000	0.046	0.012	0.000	0.036	0.011	0.000	0.000	0.027	0.000	0.000
FeOt	0.104	0.112	0.109	0.000	0.028	0.000	0.009	0.021	0.000	0.135	0.042
MnO	0.029	0.000	0.000	0.016	0.007	0.000	0.000	0.011	0.021	0.003	0.000
MgO	0.004	0.000	0.010	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.007	0.014	0.000
CaO	6.861	6.479	4.377	5.452	5.449	0.001	0.000	0.000	5.280	5.166	5.822
BaO	0.000	0.000	0.048	0.029	0.000	1.863	1.572	2.857	0.058	0.000	0.000
Na ₂ O	7.754	8.016	8.609	8.612	8.505	0.951	0.927	1.053	8.562	8.476	8.270
K ₂ O	0.167	0.110	0.271	0.168	0.158	14.793	15.082	14.057	0.163	0.239	0.147
TOTAL	99.242	99.108	98.534	98.937	98.812	97.580	98.063	97.052	98.643	98.300	98.240
Xab	0.665	0.687	0.768	0.734	0.732	0.089	0.085	0.102	0.739	0.738	0.714
Xan	0.325	0.307	0.216	0.257	0.259	0.000	0.000	0.000	0.252	0.248	0.278
Xor	0.009	0.006	0.016	0.009	0.009	0.911	0.915	0.898	0.009	0.014	0.008

Costeiro Complex											
Metagreywacke group											
PSM-60B											
Pl mtx	Pl inc	Pl inc	Pl inc	Pl inc	Pl inc	Pl mtx	Pl mtx	Pl mtx	Pl mtx	Pl mtx	Pl mtx
SiO ₂	45.458	45.417	45.193	45.853	45.658	45.308	45.948	45.323	45.267	45.489	45.830
TiO ₂	0.003	0.000	0.003	0.000	0.000	0.034	0.010	0.008	0.020	0.010	0.013
Al ₂ O ₃	34.018	34.297	34.170	34.142	34.278	34.225	33.649	34.186	34.373	34.266	34.072
Cr ₂ O ₃	0.015	0.003	0.024	0.017	0.000	0.000	0.005	0.000	0.000	0.000	0.003
FeOt	0.074	0.133	0.403	0.324	0.148	0.198	0.121	0.111	0.040	0.037	0.147
MnO	0.003	0.006	0.055	0.031	0.029	0.000	0.000	0.000	0.011	0.002	0.000
MgO	0.014	0.012	0.010	0.006	0.009	0.007	0.011	0.010	0.007	0.012	0.005
CaO	17.783	17.971	18.074	17.752	17.939	17.889	17.395	17.906	18.038	17.955	17.890
BaO	0.036	0.000	0.000	0.017	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Na ₂ O	1.388	1.274	1.326	1.481	1.381	1.271	1.642	1.301	1.240	1.320	1.444
K ₂ O	0.037	0.047	0.041	0.044	0.047	0.036	0.042	0.041	0.025	0.036	0.044
TOTAL	98.830	99.161	99.298	99.674	99.490	98.982	98.825	98.885	99.041	99.127	99.448
Xab	0.123	0.113	0.117	0.131	0.122	0.114	0.146	0.116	0.110	0.117	0.127
Xan	0.874	0.884	0.881	0.867	0.875	0.884	0.852	0.882	0.888	0.881	0.870
Xor	0.002	0.003	0.002	0.003	0.003	0.002	0.002	0.002	0.001	0.002	0.003

Costeiro Complex											
Metagreywacke group											
PSM-60B											
Pl inc	Pl inc	Pl mtx	Pl mtx	Pl mtx	Pl mtx	Pl mtx	Pl mtx	Pl mtx	Pl mtx	Pl mtx	Pl mtx
SiO ₂	46.164	45.323	45.397	45.192	45.467	45.293	45.073	45.158	45.330	45.629	45.603
TiO ₂	0.014	0.000	0.015	0.004	0.004	0.012	0.000	0.000	0.000	0.004	0.000
Al ₂ O ₃	33.609	34.217	34.277	34.351	34.173	34.302	34.150	34.296	34.381	33.700	33.931
Cr ₂ O ₃	0.053	0.000	0.024	0.017	0.053	0.000	0.010	0.031	0.000	0.017	0.000
FeOt	0.118	0.122	0.108	0.069	0.177	0.280	0.075	0.092	0.038	0.082	0.119
MnO	0.045	0.023	0.014	0.000	0.022	0.000	0.034	0.025	0.025	0.027	0.002
MgO	0.002	0.013	0.001	0.008	0.000	0.008	0.002	0.005	0.003	0.001	0.000
CaO	17.273	18.008	18.087	17.957	17.921	17.861	17.895	18.057	18.172	17.498	17.590
BaO	0.004	0.000	0.006	0.005	0.000	0.001	0.005	0.017	0.000	0.013	0.004
Na ₂ O	1.730	1.307	1.288	1.281	1.412	1.326	1.256	1.212	1.297	1.518	1.511
K ₂ O	0.034	0.037	0.040	0.031	0.034	0.058	0.019	0.024	0.027	0.040	0.032
TOTAL	99.051	99.056	99.258	98.914	99.262	99.140	98.524	98.916	99.274	98.550	98.803
Xab	0.153	0.116	0.114	0.114	0.125	0.118	0.113	0.108	0.114	0.135	0.134
Xan	0.845	0.882	0.884	0.884	0.874	0.879	0.886	0.890	0.884	0.862	0.864
Xor	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.003	0.001	0.001	0.002	0.002	0.002

CHLORITE

	Embu Complex						
	St-Grt-mica schist					Mylonitized metagranite	
	PSM-111B					PSM-75C	
SiO ₂	24.068	23.920	24.698	25.890	25.924	24.404	24.378
TiO ₂	0.104	0.130	0.119	0.119	0.131	0.060	0.081
Al ₂ O ₃	22.662	22.617	22.433	23.566	23.134	21.814	21.616
Cr ₂ O ₃	0.011	0.023	0.013	0.019	0.000	0.049	0.000
FeOt	27.822	28.146	27.494	28.047	26.797	28.558	28.760
MnO	0.107	0.117	0.127	0.131	0.108	0.353	0.362
MgO	12.153	12.316	12.067	11.832	11.878	11.572	11.525
CaO	0.024	0.017	0.021	0.056	0.106	0.004	0.003
BaO	0.000	0.000	0.006	0.006	0.000	0.000	0.000
Na ₂ O	0.022	0.023	0.022	0.033	0.050	0.011	0.005
K ₂ O	0.056	0.050	0.111	0.128	0.181	0.021	0.065
Cl	0.009	0.015	0.038	0.027	0.033	0.038	0.019
TOTAL	87.036	87.403	87.157	89.895	88.408	86.883	86.816
Si	5.528	5.500	5.298	5.304	5.232	5.218	5.347
Al	5.000	4.976	5.581	5.543	5.517	5.758	5.206
Fet	4.716	4.835	5.185	5.233	5.239	5.206	6.132
Mg	4.641	4.624	3.745	3.739	3.877	3.601	3.306
Mg#	0.496	0.489	0.419	0.417	0.425	0.409	0.350

CHLORITE

	Embu Complex						
	St-Grt-mica schist					Mylonitized metagranite	
	PSM-111B					PSM-75C	
SiO ₂	24.068	23.920	24.698	25.890	25.924	24.404	24.378
TiO ₂	0.104	0.130	0.119	0.119	0.131	0.060	0.081
Al ₂ O ₃	22.662	22.617	22.433	23.566	23.134	21.814	21.616
Cr ₂ O ₃	0.011	0.023	0.013	0.019	0.000	0.049	0.000
FeOt	27.822	28.146	27.494	28.047	26.797	28.558	28.760
MnO	0.107	0.117	0.127	0.131	0.108	0.353	0.362
MgO	12.153	12.316	12.067	11.832	11.878	11.572	11.525
CaO	0.024	0.017	0.021	0.056	0.106	0.004	0.003
BaO	0.000	0.000	0.006	0.006	0.000	0.000	0.000
Na ₂ O	0.022	0.023	0.022	0.033	0.050	0.011	0.005
K ₂ O	0.056	0.050	0.111	0.128	0.181	0.021	0.065
Cl	0.009	0.015	0.038	0.027	0.033	0.038	0.019
TOTAL	87.036	87.403	87.157	89.895	88.408	86.883	86.816
Si	5.528	5.500	5.298	5.304	5.232	5.218	5.347
Al	5.000	4.976	5.581	5.543	5.517	5.758	5.206
Fet	4.716	4.835	5.185	5.233	5.239	5.206	6.132
Mg	4.641	4.624	3.745	3.739	3.877	3.601	3.306
Mg#	0.496	0.489	0.419	0.417	0.425	0.409	0.350

Auxiliary Material 4.4

Figure 1: Graphics of mineral chemistry from Embu Complex. (a) Representative garnet chemical profiles, PSM-111B. (b) Binary diagrams showing the compositional variability of the biotite grains. (c) Binary diagrams showing the compositional variability of the muscovite grains.

Auxiliary Material 4.5

Figure 2: Graphics of mineral chemistry from amphibolitic rocks of Costeiro Complex. (a) Classification diagrams of amphiboles (after Leake et al., 1997). (b) Representative garnet chemical profiles. (c) Binary diagrams showing the compositional variability of the biotite grains.

Auxiliary Material 4.6

Figure 3: Graphics of mineral chemistry from migmatitic metasedimentary rocks of Costeiro Complex. (a) Representative garnet chemical profiles. (b) Binary diagrams showing the compositional variability of the biotite grains.

Auxiliary Material 4.7

Descriptions of the analyzed samples for geochronology

Peraluminous leucogranite – São Sebastião Leucogranite

PSM-57A (UTM: 455089/7364872) – Western coast of Barequeçaba Beach

Inequigranular whitish medium-coarse grained foliated garnet and two mica-bearing hololeucocratic granite.

PSM-70 (UTM: 454550/7364766) – Eastern coast of Guaecá Beach

Inequigranular orange to whitish medium- to coarse-grained foliated garnet and two mica-bearing leucogranite. The rock is hololeucocratic and composed essentially of quartz and feldspar (~95%), minor mica flakes (mostly muscovite) and scattered fine-grained garnet grains.

Diatexites

PSM-58D (UTM: 447948/7363766) – Southeastern coast of Toque Toque Grande Beach

Inequigranular pinkish medium- to coarse-grained schlieren diatexite. The schlieren textures are defined by alignment of biotite aggregates. The structure of the rock is slightly foliated to nebulitic.

PSM-105A (UTM: 400111/7368511) – Northwestern coast of Maresias Beach

Foliated whitish to greyish coarse-grained biotite-bearing diatexite. The rock is homogeneous and the foliation is defined by aligned biotite aggregates and oriented K-feldspar megacrysts.

Amphibolitic rocks

PSM-104F (UTM: 435211/7369690) – Northwestern coast of Boiçucanga Beach

Medium- to fine-grained garnet amphibolite from boudins intercalated within metatexites of Boiçucanga Beach.

PSM-104G (UTM: 435211/7369690) – Northwestern coast of Boiçucanga Beach

Medium-grained garnet amphibolite from boudins intercalated within metatexites of Boiçucanga Beach.

PSM-106C (UTM: 440083/7368459) – Northwestern coast of Maresias Beach

Massive medium-grained garnet amphibolite. This sample is part of the folded rafts within transitional metatexite-diatexite migmatites.

Metasedimentary rocks

Embu Complex

PSM-88B (UTM: 386066/7413307) – Outcrop in dusty road (old rock extraction site)

Coarse-grained feldspathic quartzite with minor muscovite grains parallel to the foliation.

PSM-96 (UTM: 437096/7407867) – Road cut of Tamoios Highway

Partially weathered medium-grained impure quartzite, forming centimeter- to decimeter-thick layers intercalated with metapelites.

PSM-98A (UTM: 438180/7407217) – Road cut of Tamoios Highway

Partially weathered medium-grained impure quartzite, forming centimeter-thick layers intercalated with metapelites.

Costeiro Complex

PSM-51E (UTM: 458989/7371411) – Outcrop of a small port (close to Arrastão Beach)

Fine-grained sillimanite and garnet-bearing paragneiss.

PSM-60F (UTM: 447857/7364400) – Northwestern coast of Toque Toque Grande Beach

Coarse- to medium-grained amphibole-bearing garnet-biotite paragneiss, with well-defined bands bearing amphibole. Garnet occurs as porphyroblasts and biotite defines the main foliation, parallel to the banding.

PSM-61J (UTM: 446833/7364227) – Outcrops of Calhetas Peninsula (Ponta do Boqueirão)

Granoblastic medium-grained garnet-bearing biotite paragneiss, intercalated within the stromatic metatexite sequence.

PSM-108C (UTM: 444470/7366811) – Northern coast of Santiago Beach

Fine-banded and fine-grained biotite paragneiss that occurs as boudins within the transitional metatexite-diatexite migmatites.

PSM-109A (UTM: 459467/7375362) – Southwestern coast of Cigarras Beach

Strongly foliated coarse-grained garnet-biotite paragneiss composing a thick unit of homogeneous stromatic metatexites.

**Capítulo 5 – THE ROLE OF INTRACONTINENTAL DEFORMATION ON
SUPERCONTINENT ASSEMBLY: INSIGHTS FROM THE RIBEIRA BELT,
SOUTHEASTERN BRAZIL (NEOPROTEROZOIC WESTERN GONDWANA)**

V.T. Meira^{1*}, A. Garcia-Casco^{2,3}, C. Juliani⁴, R.P. Almeida⁴, J.H.D. Schorscher⁵

¹ Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

² Universidad de Granada, Facultad de Ciencias, Departamento de Mineralogía y Petrología

³ CSIC-Universidad de Granada, Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra, Spain

⁴ Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, Departamento de Mineralogia e Geotectônica

⁵ Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia Sedimentar e Ambiental

* Corresponding author: viniciusgeologia@gmail.com

Abstract

In this study we challenge the multiple collision model for the tectonic evolution of the Neoproterozoic Ribeira Belt in Southeastern Brazil. Our simpler tectonic model proposes that two coeval collisional systems (Dom Feliciano and Brasília belts) produced crustal thickening of the adjacent thinned hinterland (Ribeira Belt) at ~640-610 Ma. Widespread post-collisional magmatism and rift-related sedimentation succeeded the crustal thickening process at ~600-540 Ma. Our new U-Pb SHRIMP data revealed Palaeoproterozoic (2153 ± 15 Ma) and Cryogenian granitic (783 ± 6 and 768 ± 8 Ma) rocks in the Embu Domain. Detrital zircon analyses corroborate with a coherent tectonic evolution for both Embu and Costeiro domains. Although intracontinental orogeny has been underestimated as a relevant process in ancient large-scale tectonic reconstructions, we suggest that the role of intracontinental orogeny in the assembly of supercontinents must be re-evaluated, as illustrated here by the evolution of significant parts of the Brasiliano mobile belts in an intracontinental environment.

Keywords: Intracontinental Orogeny, Western Gondwana, Central Ribeira Belt, Late Neoproterozoic

5.1. Introduction

Classical Plate Tectonics hypothesis assumes that lithospheric plates essentially behave as rigid bodies moving over a viscous mantle (e.g. Tackley, 2000; Schubert et al., 2001; Bercovici, 2003) and that orogeny is restricted to convergent plate boundaries (e.g. Dewey and Bird, 1970; Sengör, 1990). Nevertheless, intraplate deformation is widely recognized worldwide in orogens of varied age, with spectacular examples occurring in the modern Central Asia mobile belt (Cunningham, 2005), the Tertiary intracontinental deformation in southeastern Australia (Dyksterhuis and Muller, 2008) and the Ediacaran and Paleozoic intracontinental orogenies in Central Australia (Shaw et al., 1991; Aitken et al., 2009; Raimondo et al., 2010). These examples demonstrate that intraplate tectonism, triggered by far-field in-plane stress generated at plate boundaries and propagated through the discontinuous upper crust, plays an important role in global tectonics (e.g. Aitken et al., 2013; Raimondo et al., 2014). Hence, large-scale tectonic events such as the assembly and growth of supercontinents must produce significant deformation far away from evolving plate boundaries (Rino et al., 2008; Santosh et al., 2009; Aitken et al., 2013 and references therein). However, intracontinental orogeny has not been generally taken as a relevant process on most tectonic reconstructions of ancient global-scale events.

The Mantiqueira Province constitutes a more than 3000-km long NE-trending Neoproterozoic mobile belt (*sensu* Almeida F.F.M. et al., 1981) extending along the Atlantic coast of southeastern South America (**Fig. 5.1**) and recording major events related to the assembly of Western Gondwana. This mobile belt includes Archaean/Palaeoproterozoic basement blocks and Mesoproterozoic/Neoproterozoic sedimentary basins variably reworked during the Late Neoproterozoic Brasiliano Orogeny (e.g. Silva et al., 2005). An extensional event is recorded in a series of small fault-bounded Middle Ediacaran to Early Cambrian volcano-sedimentary basins comprising a more than 1500-km long continuous rift system along the southern and central part of Mantiqueira Province (**Fig. 5.1**) (Almeida et al., 2010, 2012). These basins developed indiscriminately over the different terranes that compose the Brasiliano orogenic collage, implying that all these terranes were already assembled soon after 600 Ma (Almeida et al., 2010). On the other hand, most of tectonic models proposed for the Mantiqueira Province, including the Ribeira Belt, favor diachronic collisions of several terranes related to the closure of Adamastor Ocean during the late Ediacaran/early Cambrian (e.g. Campos Neto and Figueiredo, 1995; Campos Neto, 2000; Heilbron et al., 2008).

Figure 5.1: Tectonic map and main geological units of the Mantiqueira Province. The inset shows the cratonic blocks of Western Gondwana. Abbreviations: AM, Amazonia Craton; ANG, Angola Block; CO, Congo Craton; KA, Kalahari Craton; LA, Luis Alves Craton; PP, Parapanema Block; RA, Rio Apa Block; RP, Rio de La Plata Craton; SL, São Luis Craton; WA, West Africa Craton. Evidences for suture zones include ophiolites, well-defined magmatic arcs and high-pressure rocks.

In this study we present new U–Pb SHRIMP zircon data from Central Ribeira Belt (CRB) and propose an alternative geodynamic model for the assembly of Western Gondwana during the Neoproterozoic based on our own observations and a thorough review of previously published geological and geochronological data.

5.2. Geological overview

The Ribeira Belt comprises the central part of the Mantiqueira Province, delimited in the south by the Luis Alves cratonic block and extending northward to, at least, the northern Rio de Janeiro State (**Figs. 5.1** and **5.2a**). Its northern limit is poorly defined and corresponds to the inflexion of the trend of major structures, from NE-SW to N-S, and from strike-slip- to thrust-dominated regimes in the Araçuai Belt, respectively (see Egydio-Silva et al., 2005 and references therein). A major NE-ENE-trending orogen-parallel strike-slip shear system characterises the Ribeira Belt (**Fig. 5.2a**). This strike-slip shear system is composed of Palaeoproterozoic basement inliers, Mesoproterozoic and Neoproterozoic metasedimentary sequences variably reworked during the Brasiliano Orogeny and large volumes of syn-orogenic Neoproterozoic granitic plutons (Campanha and Sadowski, 1999; Campos Neto, 2000; Janasi et al., 2001, 2009; Silva et al., 2005; Heilbron et al., 2008; among others). Voluminous post-orogenic Ediacaran granitoids and small Ediacaran/Cambrian fault-bounded volcano-sedimentary basins complete the geological units of the Ribeira Belt (Janasi et al., 2001, 2009; Almeida et al., 2010; Vlach et al., 2011 and references therein).

The Central Ribeira Belt (CRB) includes metavolcano-sedimentary and orthogneissic units and voluminous granitic batholiths, divided by major strike-slip shear zones in three different geological domains (**Fig. 5.2a**). The northwestern sector is represented by the São Roque-Serra do Itaberaba Domain (SR-SI Domain) that includes a Mesoproterozoic volcano-sedimentary sequence (Serra do Itaberaba Group), a Neoproterozoic siliciclastic-dominated unit (São Roque Group) and voluminous Late Neoproterozoic granitic batholiths (Juliani et al., 2000). Southward and eastward of the SR-SI Domain, and limited by the Taxaquara-Rio Jaguari Shear Zone, the Embu Domain includes low- to high-grade metasedimentary rocks (Embu Complex), a large amount of syn-tectonic granitic stocks and batholiths, and stretched basement inliers invariably reworked by the Brasiliano Orogeny (**Fig. 5.2b**). The Lancinha-Cubatão Shear Zone delimits the Embu (to the northwest) and Costeiro domains (to the southeast). The Costeiro Domain comprises the Costeiro Complex, which contains high-grade ortho-derived and metasedimentary rocks and syn-tectonic granites (**Fig. 5.2b**). The metasedimentary unit includes metatexitic to diatexitic metapelites/semipelites, metapsammites, calcsilicate rocks and boudins of amphibolites, while the syn-tectonic granitic rocks comprise Grt-bearing leucogranites and Hbl-Bt-bearing granitoids.

5.3. Neoproterozoic tectono-metamorphic evolution

The Mantiqueira Province has been considered as the result of diachronic collisional events in the time span between 800 and 500 Ma associated with the closure of the Adamastor Ocean and the assembly of Western Gondwana (e.g. Brito-Neves and Cordani, 1991; Campos Neto, 2000; Silva et al., 2005). Most of these tectonic models argue for the existence of several microplates that docked and amalgamated against the Rio de La Plata, Paranapanema and São Francisco cratonic blocks. Silva et al. (2005) subdivided these diachronous tectonic events in three successive orogenic systems, named Brasiliano I, II and III. The Brasiliano I orogenic system is associated mostly with juvenile Cryogenian intraoceanic volcano-plutonic arcs (Rio Vacacaí Terrane-São Gabriel Orogen), whereas the Brasiliano II and III orogenic systems are related mainly to reworking process of pre-existing crustal material (Ribeira Belt, Araçuaí Belt and Buzios Orogen) during the Ediacaran and Late Ediacaran-Cambrian periods, respectively (Silva et al., 2005 and references therein). Although these complex orogenic systems are usually interpreted as the result of subduction and collisional processes, recent sedimentological, structural, geochronologic, geochemical and petrological data point out to an alternative tectonic evolution for the amalgamation of Western Gondwana at southeastern South America (see discussions in Almeida et al., 2010 and Meira et al., submitted – **Chapter 4**).

According to these alternative tectonic models, all different terranes of the Mantiqueira Province involved in the Brasiliano orogenic collage were already amalgamated in a single plate at circa 600 Ma (Almeida et al., 2010). New geological and geochronological data from Embu and Costeiro domains of the Central Ribeira Belt indicate a tectonic evolution characterized by an intracontinental orogeny driven by far-field stress propagation from the collision between the Paranapanema Block and São Francisco Craton at circa 650-600 Ma, followed by extensional wrench tectonics and gneiss dome development coeval with voluminous granitic magmatism at circa 600-560 Ma (Meira et al., submitted – **Chapter 4**).

5.4. U–Pb SHRIMP zircon geochronology

Zircons from metagneous and metasedimentary rocks were dated using U–Pb SHRIMP zircon technique to better constrain the evolution of the Embu and Costeiro complexes, including basement and intrusive rocks dating and sedimentary provenance constraints. The U–Pb SHRIMP zircon data presented in this study (see **S1** for details) were obtained at IBERSIMS laboratory, University of Granada, following the same analytical procedures described in Bea et al. (2011).

The basement sample (PSM-24A) of the Embu Complex yielded Rhyacian concordant ages in the cores of the zircon grains (2153 ± 15 Ma), interpreted as the best estimate for the crystallization of the protolith, and Ediacaran subconcordant data (less than 10% discordant) in metamorphic overgrowths (mean weighted age at 600 ± 8 Ma) (**Fig. 5.3a**). Metamorphosed leucocratic intrusive rocks within the Embu Complex, comprising a meta-aplite (sample PSM-18G) and a metagranite (sample PSM-75B), yielded concordant crystallization ages at 783 ± 6 Ma and 768 ± 8 Ma, respectively (**Figs. 5.3b–c**). Both samples contain inherited Palaeoproterozoic and Mesoproterozoic zircon grains (**Figs. 5.3b–c**).

Figure 5.3: SHRIMP zircon U–Pb data for metaigneous rocks. Wheterill concordia plots of all zircon data. Ellipse errors are at 95% confidence interval ($\approx 2\sigma$). Displayed weighted mean ages are $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ages. Dashed ellipses were not used to calculate the weighted mean ages. Representative cathodoluminescence images with spot location and ages of the analyzed zircon grains are shown. The <1000 Ma and >1000 Ma spot ages correspond to $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ and $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages, respectively. (a)

Hornblende-bearing biotite protomylonitic orthogneiss (Rio Capivari Complex – PSM-24A). (b) Foliated garnet- and tourmaline-bearing meta-aplite (Embu Complex – PSM-18G). (c) Strongly foliated metagranite (Embu Complex – PSM-75B). See Supporting Information (Table S1) for data set.

The analysis of detrital zircon from the studied complexes shows significant differences. The detrital zircon population from the Embu Complex (metasedimentary samples PSM-88B, -96 and -98A) yielded older ages, mostly Archaean, Palaeoproterozoic and Mesoproterozoic, including two Eoarchaean grains (3602 ± 6 and 3740 ± 7 Ma, PSM-88B) (**Fig. 5.4**). On the other hand, the detrital zircon grains from the Costeiro Complex (metasedimentary samples PSM-51E, 60F and -61J) provided younger ages with high proportion of Cryogenian component (over 64%) (**Fig. 5.5**).

5.4. Tectonic implications on the assembly of Western Gondwana

The new U–Pb SHRIMP zircon ages for the metaigneous rocks from the Embu Domain reveal important clues for the tectonic evolution of this domain. The crystallization age of 2153 ± 15 Ma for the basement sample (**Fig. 5.3a**) confirms the Palaeoproterozoic origin of the Rio Capivari Complex (Babisnki et al., 2001). The Ediacaran reworking of the basement inliers is also verified, constraining a metamorphic event at 600 ± 8 Ma (**Fig. 5.3a**). Both strongly foliated metagranite and meta-aplite samples yielded Cryogenian crystallization ages ($\sim 780\text{--}770$ Ma) (**Figs 5.3b–c**) that reinforce the idea of a relevant widespread Cryogenian magmatism in the CRB that includes tonalites (Cordani et al., 2002; Heilbron and Machado, 2003; Passarelli et al., 2014), within-plate tholeiitic basalts (Meira et al., submitted – **Chapter 4**) and granitic rocks (this study). This assemblage of igneous rocks of contrasted nature and melt sources (i.e., mantle, lower and middle crust), and the fact that magmatism is coeval with medium- to high-grade metamorphism (low-P) metamorphism all through the Central Ribeira Belt and the Socorro-Grauxupé Domain (Southern Brasília Belt-SBB) (Vlach, 2001; Passarelli et al., 2007; Martins et al., 2009), are better conceptualized in a model of generalized extensional tectonics and strong lithospheric thinning during the Cryogenian period ($\sim 750\text{--}800$ Ma; **Figs. 5.6 and 5.7a**) (Campos Neto et al., 2004) rather than subduction and collisional processes (e.g. Vlach, 2001; Cordani et al., 2002; Heilbron and Machado, 2003; Passarelli et al., 2014).

The sedimentary provenance patterns of samples from the Embu and Costeiro complexes reveal additional important constraints for the tectonic evolution of the CRB. The source pattern for the northern sample of the Embu Complex (PSM-88B) is comparable to patterns of Neoproterozoic and Mesoproterozoic metasedimentary sequences of the Southern

Figure 5.4: SHRIMP zircon U–Pb data for metasedimentary rocks from Embu Complex. Wheterill concordia plots, pie charts, frequency and density distribution histograms and representative cathodoluminescence images of all detrital zircon data are shown. Ellipse errors are at 95% confidence interval ($\approx 2\sigma$). Pie charts are divided in Period intervals (Ga). The <1000 Ma and >1000 Ma spot ages correspond to $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ and $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages, respectively. (a) Feldspathic quartzite (Northern Embu Complex – PSM-88B). (b) Impure quartzite (Southern Embu Complex – PSM-96). (c) Impure quartzite (Southern Embu Complex – PSM-98A). See Supporting Information (Table S2) for data set.

Figure 5.5: SHRIMP zircon U–Pb data for metasedimentary rocks from Costeiro Complex. Wheterill concordia plots, pie charts, frequency and density distribution histograms and representative cathodoluminescence images of all detrital zircon data are shown. Ellipse errors are at 95% confidence interval ($\approx 2\sigma$). Pie charts are divided in Period intervals (Ga). $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ spot ages are displayed. (a) Fine-grained sillimanite-bearing biotite quartzite (PSM-51E). (b) Amphibole-bearing garnet-biotite paragneiss (PSM-60F). (c) Garnet-biotite paragneiss (PSM-61J). See Supporting Information (Table S3) for data set.

Figure 5.6: Time-space diagram compiled for the Southern Brasília and Central Ribeira belts (including the new data presented here). See Supporting Information (Table S4) for the database. Left and right diagrams present magmatic and metamorphic ages, respectively.

and Central Ribeira Belts and the Socorro-Guaxupé Domain (maximum depositional age at ca. 1.95 Ga; **Fig. 5.4**) (e.g. Henrique-Pinto, 2002; Basei et al., 2008; Trouw et al., 2013). Eoarchean zircon grains, therefore, indicate the presence of very old source components, found so far only in Archaean sedimentary deposits of the Quadrilátero Ferrífero, Southern São Francisco Craton (e.g. Hartmann et al., 2006). The southern samples (PSM-96 and PSM-98A), in turn, contain younger source rocks (maximum depositional age at 1.1–1.2 Ga; **Fig. 5.4**) and have source patterns comparable with Meso/Neoproterozoic sequences of the Juiz de Fora Domain (Central-Northern Ribeira Belt) (Valladares et al., 2008), suggesting an important switch of source area within the Embu metasedimentary unit. On the other hand, the metasedimentary samples from the Costeiro Complex (maximum depositional age at 670–650 Ma; **Fig. 5.5**) confirm the young Cryogenian zircon component present in correlated metasedimentary sequences further north (Valladares et al., 2008). This younger late Cryogenian sedimentary basin system has an important source contribution from mid and late Cryogenian (~750–800 and ~670–650 Ma, respectively) rocks, suggesting that these rocks formed part of topographic highs at the time of deposition. The smaller Archaean, Palaeoproterozoic and Mesoproterozoic components, however, point to similar old sources of the Embu Complex, suggesting geographical proximity between both Embu and Costeiro domains. Metasedimentary units older than mid Cryogenian (>800 Ma) also occur in the Costeiro Complex (Meira et al., submitted – **Chapter 4**) and can be correlated with the pre-Cryogenian deposits of the Embu Complex (this study) and Serra do Itaberaba Group (Juliani et al., 2000).

Old source components, as old as Eoarchaeal, for part of the Embu Complex suggest geographical proximity of this basin with an old cratonic block, likely the São Francisco Craton. Moreover, the pre-Cryogenian sedimentary successions on both Embu and Costeiro domains indicate a common tectonic history of both domains rather than isolated terranes. The younger late Cryogenian deposits of the Costeiro Complex might be associated with extension-related tectonics in the hinterland of a magmatic arc.

5.5. New constraints on tectonics for the assembly of Western Gondwana

The new data presented here and the large compilation of geochronological data from the Ribeira Belt and the Socorro-Guaxupé Domain (**Fig. 5.6**; **Table S5**) prove the existence of an early-mid Cryogenian connection between the whole Ribeira Belt and Socorro-Guaxupé Domain (**Fig. 5.6**). On the other hand, late Cryogenian arc magmatism (~680–650 Ma) in the Socorro-Guaxupé (SBB) and Embu (CRB) domains (**Fig. 5.6**) permit identifying a

southwest/southeast (present coordinates)-facing subduction zone of the embayed Goiás ocean (**Fig. 5.7a**). The collisional stage (~650–600 Ma) after the consumption of this embayed ocean is constrained by syn-collisional magmatism on the SBB and metamorphism on virtually all domains of the Ribeira and Southern Brasília belts (**Figs. 5.6** and **5.7b**). An ensuing late Cryogenian - early Ediacaran post-collisional wrench and extensional tectonic stage (~600–550 Ma) is marked by widespread partial melting at low pressure (Costeiro and Curitiba domains, e.g. Faleiros et al., 2011; Meira et al. submitted – **Chapter 4**), S-, I- and A-type magmatism (entire Ribeira Belt, e.g. Janasi et al., 2001, 2009; Vlach et al., 2011; Alves et al., 2013) and rift-related sedimentation all over distinct domains in the Ribeira Belt (e.g. Almeida et al., 2010) (**Fig. 5.6** and **5.7c**).

Taking into account the widespread late Cryogenian and early Ediacaran metamorphism, the large amount of post-collisional magmatism (*sensu* Liégeois, 1998) and coeval rift-related sedimentation during the late Ediacaran and Cambrian periods all over the Ribeira and Southern Brasília belts, we highlight that (i) the late Cryogenian to early Ediacaran tectonic evolution of the entire Ribeira Belt is a consequence of intracontinental orogenic crustal reworking driven by the coeval collisional systems of Dom Feliciano/Kaoko (i.e. after closure of Adamastor Ocean) (e.g. Lenz et al., 2011, 2013; Konopásek et al., 2013) and Brasília (i.e. after closure of Charrua-Goiás-Pharusian Ocean) (e.g. Pimentel et al., 2000; Baldwin and Brown, 2008; Cordani et al., 2013) (**Fig. 5.7a–b**); and (ii) the late Ediacaran to Cambrian periods were characterized by widespread extension all through Western Gondwana (**Fig. 5.7c**) represented by rift-related basins (e.g. Oliveira and Mohriak, 2003; Almeida et al., 2010; Freitas et al., 2011), epicontinental sea deposits (e.g. Saylor et al., 1995; Boggiani et al., 2010; Warren et al., 2014; Paula-Santos et al., in press) and voluminous granitic magmatism (**Fig. 5.6**) (e.g. Pimentel et al., 1996; Janasi et al., 2009; Vlach et al., 2011; Meira et al., 2014). Coeval wrench and thrust tectonics in the Ribeira and Araçuaí belts, respectively, are interpreted as volume adjustments due to complex coupling between stress field and stiff domains (e.g. Vauchez et al., 1994). Intracontinental orogeny is also relevant on inversion of basins in the Araguaia, Paraguay, Bassaride, Rockelide and Gurupi belts (see Cordani et al., 2013). Furthermore, new constraints on depositional age of the Bambuí Group, Central Brazil (Warren et al., 2014; Paula-Santos et al., in press and references therein) point to an important intracontinental deformational event younger than the Cambrian in the borders of São Francisco Craton.

Hence, the new ideas presented here contrast with mostly current models proposed for the tectonic evolution of the Mantiqueira Province (e.g. Campos Neto, 2000; Heilbron et al.,

2008). In our model, the Ribeira Belt evolved in an intracontinental environment between two subduction/collisional systems, rather than independent drifting terranes.

Figure 5.7: Palaeogeographical reconstruction of the assembly of Western Gondwana. (a) Cryogenic period (ca. 800–650 Ma) marked by subduction processes in the Charrua-Goiás-Pharusian and Adamastor oceans, development of island arcs in the Charrua-Goiás-Pharusian Ocean, magmatic arcs in the borders of Paranapanema and Rio de La Plata cratonic block and also extension-related basins (e.g. São Roque, Açungui and Macaúbas groups and Porongos, Costeiro and Juiz de Fora complexes)

in the hinterland of these blocks. (b) Late Cryogenian-early Ediacaran periods (ca. 650–600 Ma) marking the main events of the Brasiliano collisional systems with closure of the Adamastor Ocean and the embayed part of the Charrua-Goiás-Pharusian Ocean (between São Francisco Craton and Goiás and Paranapanema blocks). (c) Middle-late Ediacaran periods (ca. 600–560 Ma) characterized by extensional and wrench tectonics all over the Mantiqueira Province, with local compressional strain in the Araçuaí Belt. Low-pressure metamorphism, post-collisional magmatism, rift-related volcano-sedimentary basins and epicontinental sea deposits record the processes associated with this time interval. Note the gradual orientation change of the maximum horizontal stress vectors towards north, passing from left lateral-dominant kinematics in the southernmost, extension-dominant kinematics south and north of Luis Alves Craton, right lateral-dominant movements in the Central-Northern Ribeira Belt and compressional-dominant stress in the Araçuaí Belt. Abbreviations: AM, Amazonia Craton; ANG, Angola Block; CO, Congo Craton; GO, Goiás Block; KA, Kalahari Craton; LA, Luis Alves Craton; PP, Paranapanema Block; RA, Rio Apa Block; RP, Rio de La Plata Craton; SL, São Luis Craton; WA, West Africa Craton; TL, Transbrasiliano Lineament.

References

- Aitken, A.R.A., Betts, P.G. and Ailleres, L., 2009. The architecture, kinematics, and lithospheric processes of a compressional intraplate orogen occurring under Gondwana assembly: The Petermann orogeny, central Australia. *Lithosphere*, **1**, 343–357.
- Aitken, A.R.A., Raimondo, T. and Capitanio, F.A., 2013. The intraplate character of supercontinent tectonics. *Gondwana Research*, **24**, 807–814.
- Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito-Neves, B.B. and Fuck, R.A., 1981. Brazilian Structural Provinces: an introduction. *Earth-Science Reviews*, **17**, 1–29.
- Almeida, R.P., Janikian, L., Fragoso-Cesar, A.R.S. and Fambrini, G.L., 2010. The Ediacaran to Cambrian Rift System of Southeastern South America: Tectonic Implications. *The Journal of Geology*, **118**, 145–161.
- Almeida, R.P., Santos, M.G.M., Fragoso-Cesar, A.R.S., Janikian, L. and Fambrini, G.L., 2012. Recurring extensional and strike-slip tectonics after the Neoproterozoic collisional events in the southern Mantiqueira province. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **84**, 347–376.
- Alves, A., Janasi, V.A., Campos Neto, M.C., Heaman, L. and Simonetti, A., 2013. U–Pb geochronology of the granite magmatism in the Embu Terrane: Implications for the evolution of the Central Ribeira Belt, SE Brazil. *Precambrian Research*, **230**, 1–12.
- Babinski, M., Tassinari, C.C.G., Nutman, A.P., Sato, K., Martins, P.R. and Iyer, S.S., 2001. U/Pb SHRIMP zircon ages of migmatites from basement of the Embu Complex, Ribeira Fold Belt, Brazil: Indications of ~1.3-1.4 Ga Pb-Pb and Rb-Sr “isochron” ages of no geological meaning. In: *III South American Symposium on Isotope Geology*, Pucón, Chile, Extended Abstracts.
- Baldwin, J. A. and Brown, M., 2008. Age and duration of ultrahigh-temperature metamorphism in the Anápolis–Itaçu Complex, Southern Brasília Belt, central Brazil – constraints from U–Pb geochronology, mineral rare earth element chemistry and trace-element thermometry. *Journal of Metamorphic Geology*, **26**, 213–233.
- Basei, M.A.S., Frimmel, H.E., Nutman, A.P., Preciozzi, F., 2008a. West Gondwana amalgamation based on detrital zircon ages from Neoproterozoic Ribeira and Dom

- Feliciano belts of South America and comparison with coeval sequences from SW Africa. In: *West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region* (R.J. Pankhurst, R.A.J. Trouw, B.B. de Brito Neves, M.J. de Wit, eds), *Geological Society London Special Publications*, **294**, 239–256.
- Bea, F., Montero, P., Abu Anbar, M., Molina, J.F., Scarrow, J.H., 2011. The Bir Safsaf Precambrian inlier of South West Egypt revisited. A model for ~1.5 Ga T_{DM} late Pan-African granite generation by crustal reworking. *Lithos*, **125**, 897–914.
- Bercovici, D., 2003. The generation of plate tectonics from mantle convection. *Earth and Planetary Science Letters*, **205**, 107–121.
- Boggiani, P.C., Gaucher, C., Sial, A.N., Babinski, M., Simon, C.M., Riccomini, C., Ferreira, V.P., Fairchild, T.R., 2010. Chemostratigraphy of the Tamengo Formation (Corumbá Group, Brazil): a contribution to the calibration of the Ediacaran carbon-isotope curve. *Precambrian Research*, **182**, 382–401.
- Brito-Neves, B.B. and Cordani, U.G., 1991. Tectonic evolution of South America during Late Proterozoic. *Precambrian Research*, **33**, 23–40.
- Campanha, G.A.C. and Sadowski, G.D., 1999. Tectonics of the southern portion of the Ribeira Belt (Apiáí Domain). *Precambrian Research*, **98**, 31–51.
- Campos Neto, M.C., 2000. Orogenic systems from Southwestern Gondwana: an approach to Brasiliano–Pan African Cycle and orogenic collage in Southeastern Brazil. In: *Tectonic Evolution of South America* (U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz Filho and D.A. Campos, eds.), 335–368.
- Campos Neto, M.C. and Figueiredo, M.C.H., 1995. The Rio Doce Orogeny, Southeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **8**, 143–162.
- Campos Neto, M.C., Basei, M.A.S., Vlach, S.R.F., Caby, R., Szabó, G.A.J. and Vasconcelos, P., 2004. Migração de orógenos e superposição de orogêneses: Um esboço da colagem Brasileira no sul do Cráton do São Francisco, SE – Brasil. *Geologia USP - Série Científica*, **4**, 13–40.
- Cordani, U.G., Coutinho, J.M.V. and Nutman, A.P., 2002. Geochronological constraints on the evolution of the Embu Complex, São Paulo. Brazil. *Journal South American Earth Sciences*, **14**, 903–910.
- Cordani, U.G., Pimentel, M.M., Ganade de Araujo, C.E., Basei, M.A.S., Fuck, R.A. and Girardi, V.A.V., 2013. Was there an Ediacaran Clymene Ocean in central South America? *American Journal of Sciences*, **313**, 517–539.
- Cunningham, W.D., 2005. Active intracontinental trans-pressional mountain building in the Mongolian Altai: Defining a new class of orogen. *Earth Planetary Science Letters*, **240**, 436–444, doi:10.1016/j.epsl.2005.09.013.
- Dewey, J.F. and Bird, J.M., 1970. Mountain Belts and the New Global Tectonics. *Journal of Geophysical Research*, **75**, 2625–2647.
- Dyksterhuis, S., and Müller, R.D., 2008. Cause and evolution of intraplate orogeny in Australia, *Geology*, **36**, 495–498.
- Egydio-Silva, M., Vauchez, A., Raposo, M.I.R., Bascou, J. and Uhlein, A. 2005. Deformation regime variations in an arcuate transpressional orogen (Ribeira belt, SE Brazil) imaged by anisotropy of magnetic susceptibility in granulites. *Journal of Structural Geology*, **27**, 1750–1764.

- Faleiros, F.M., Campanha, G.A.C., Martins, L., Vlach, S.R.F., Vasconcelos, P.M., 2011. Ediacaran high-pressure collision metamorphism and tectonics of the southern Ribeira Belt (SE Brazil): evidence for terrane accretion and dispersion during Gondwana assembly. *Precambrian Research*, **189**, 263–291, doi:10.1016/j.precamres.2011.07.013.
- Freitas, B.T., Warren, L.V., Boggiani, P.C., Almeida, R.P. and Piacentini, T., 2011. Tectono-sedimentary evolution of the Neoproterozoic BIF-bearing Jacadigo Group, SW-Brazil. *Sedimentary Geology*, **238**, 48–70.
- Hartmann, L.A., Endo, I., Suita, M.T.F., Santos, J.O.S., Frantz, J.C., Carneiro, M.A., McNaughton, N.J. and Barley, M.E., 2006. Provenance and age delimitation of Quadrilátero Ferrífero sandstones based on zircon U–Pb isotopes. *Journal of South American Earth Sciences*, **20**, 273–285.
- Heilbron, M. and Machado, N., 2003. Timing of terrane accretion in the Neoproterozoic–Eopaleozoic Ribeira belt, SE Brazil. *Precambrian Research*, **125**, 87–112.
- Heilbron, M., Valeriano, C.M., Tassinari, C.C.G., Almeida, J.C.H., Tupinambá, M., Siga Jr, O. and Trouw, R.A.J., 2008. Correlation of Neoproterozoic terranes between Ribeira Belt, SE Brazil and its African counterpart: comparative tectonic evolution and open questions. In: *West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region* (R.J., Pankhurst, R.A.J. Trouw, B.B. Brito-Neves and M.J. de Wit, eds). *Geological Society London Special Publications*, **294**, 211–238.
- Henrique-Pinto, R., 2002. Proveniência e ambiente de sedimentação do Grupo São Roque com base na química de rocha total e datação U–Pb de zircões detríticos. Unpublished doctoral thesis, IGc-USP, São Paulo, 95pp.
- Janasi, V.A., Leite, R.J. and Van Schmus, W.R., 2001. U–Pb chronostratigraphy of the granitic magmatism in the Agudos Grandes Batholith (West of São Paulo, Brazil) - implications for the evolution of the Ribeira Belt. *Journal of South American Earth Sciences*, **14**, 363–376.
- Janasi, V.A., Vlach, S.R.F., Campos Neto, M.C. and Ulbrich, H.H.G.J., 2009. Associated A-type subalkaline and high-K calc-alkaline granites in the Itu Granite Province, southeastern Brazil: Petrological and Tectonic significance. *The Canadian Mineralogist*, **47**, 1505–1526.
- Juliani, C., Hackspacher, P., Dantas, E.L. and Fetter, A.H., 2000. The mesoproterozoic volcano-sedimentary Serra do Itaberaba Group of the Central Ribeira Belt, São Paulo State, Brazil: implications for the age of the overlying São Roque Group. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**, 82–86.
- Konopásek, J., Košler, J., Sláma, J. and Janoušek, V., 2013. Timing and sources of pre-collisional Neoproterozoic sedimentation along the SW margin of the Congo Craton (Kaoko Belt, NW Namibia). *Gondwana Research*, **26**, 386–401.
- Lenz, C., Fernandes, L.A.D., McNaughton, N.J., Porcher, C.C., Masquelin, H., 2011. U–Pb SHRIMP ages for the Cerro Bori Orthogneisses, Dom Feliciano Belt in Uruguay: evidences of a 800 Ma magmatic and 650 Ma metamorphic event. *Precambrian Research*, **185**, 149–163.
- Lenz, C., Porcher, C.C., Fernandes, L.A.D., Masquelin, H., Koester, E. and Conceição, R.V., 2013. Geochemistry of the Neoproterozoic (800–767 Ma) Cerro Bori orthogneisses,

- Dom Feliciano Belt in Uruguay: tectonic evolution of an ancient continental arc. *Mineralogy and Petrology*, **107**, 785–806.
- Liégeois, J.P., 1998. Some words on the post-collisional magmatism. Preface to special edition on post-collisional magmatism. *Lithos*, **45**, xv–xvii.
- Martins, L., Vlach, S.R.F. and Janasi, V.A., 2009. Reaction microtextures of monazite: Correlation between chemical and age domains in the Nazaré Paulista migmatite, SE Brazil. *Chemical Geology*, **261**, 271–285.
- Meira, V.T., Juliani, C., Schorscher, J.H.D., Garcia-Casco, A. and Hyppolito, T., 2014. Does the Pico do Papagaio Batholith indeed represent a Neoproterozoic Magmatic Arc? In: *IX South American Symposium on Isotope Geology*, Abstracts, São Paulo, Brazil.
- Meira, V.T., Juliani, C., Schorscher, J.H.D., Hyppolito, T. and Garcia-Casco, A., submitted. Tectono-metamorphic evolution of the Central Ribeira Belt, Eastern São Paulo State, Brazil: a case of late Neoproterozoic intracontinental orogeny and gneiss dome development on assembly of Western Gondwana. Submitted to *Tectonics*.
- Oliveira, D.C. and Mohriak, W.U., 2003. Jaibaras trough: an important element in the early tectonic evolution of the Parnaíba interior sag basin, Northern Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, **20**, 351–383.
- Passarelli, C.R., Basei, M.A.S., Prazeres-Filho, H.J., Siga-Jr., O., Szabó, G.A.J. and Marco-Neto, J., 2007. Structural and geochronological constraints on the evolution of the Juréia Massif, Registro Domain, State of São Paulo, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **79**, 441–455.
- Passarelli, C.R., McReath, I., Basei, M.A.S. and Siga-Jr., O., 2014. Geochronology of the granitic rocks of the Itariri Complex – Mongaguá Domain – Coastal Terrane – State of São Paulo. In: *IX South American Symposium on Isotope Geology*, Abstracts, São Paulo, Brazil.
- Paula-Santos, G.M., Babinski, M., Kuchenbecker, M., Caetano-Filho, S., Trindade, R.I. and Pedrosa-Soares, A.C., in press. New evidence of an Ediacaran age for the Bambuí Group in southern São Francisco craton (eastern Brazil) from zircon U-Pb data and isotope chemostratigraphy. *Gondwana Research*.
- Pimentel, M.M., Fuck, R.A. and Alvarenga, C.J.S., 1996. Post-Brasiliano (Pan African) high-K granitic magmatism in central Brazil: the role of late Precambrian/early Paleozoic extension. *Precambrian Research*, **80**, 217–238.
- Pimentel, M.M., Fuck, R.A., Jost, H., Ferreira-Filho, C.F. and Araújo, S.M., 2000. The basement of the Brasília Fold Belt and the Goiás Magmatic Arc. In: *Tectonic Evolution of South America* (U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz Filho and D.A. Campos, eds.), 195–229.
- Raimondo, T., Collins, A.S., Hand, M., Walker-Hallam, A., Smithies, R.H., Evins, P.M. and Howard, H.M., 2010. The anatomy of a deep intracontinental orogen. *Tectonics* **29**, TC4024, doi:10.1029/2009TC002504.
- Raimondo, T., Hand, M. and Collins, W.J., 2014. Compressional intracontinental orogens: Ancient and modern perspectives. *Earth-Science Reviews*, **130**, 128–153.
- Rino, S., Kon, Y., Sato, W., Maruyama, S., Santosh, M. and Zhao, D., 2008. The Grenvillian and Pan-African orogens: World's largest orogenies through geologic time, and their implications on the origin of superplume. *Gondwana Research*, **14**, 51–72.

- Santosh, M., Maruyama, S. and Yamamoto, S., 2009. The making and breaking of supercontinents: some speculations based on superplumes, super downwelling and the role of tectosphere. *Gondwana Research*, **15**, 324–341.
- Saylor, B.Z., Grotzinger, J.P. and Germs, G.J.B., 1995. Sequence stratigraphy and sedimentology of the Kuibis and Schwarzrand Subgroups (Nama Group), southwestern Namibia. *Precambrian Research*, **73**, 153–171.
- Schubert, G., Turcotte, D.L. and Olson, P., 2001. *Mantle Convection in the Earth and Planets*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Sengör, A.M.C., 1990. Plate Tectonics and Orogenic Research after 25 years: A Tethyan Perspective. *Earth-Sciences Review* **27**, 1–201.
- Shaw, R.D., Etheridge, M.A. and Lambeck, K., 1991. Development of the Late Proterozoic to Mid Paleozoic, Intracratonic Amadeus Basin in central Australia: A key to understanding tectonic forces in plate interiors. *Tectonics*, **10**, 688–721.
- Silva, L.C., McNaughton, N., Armstrong, R., Hartmann, L. and Fletcher, I., 2005. The Neoproterozoic Mantiqueira Province and its African connections. *Precambrian Research*, **136**, 203–240.
- Tackley, P.J., 2000. Mantle convection and plate tectonics: toward an integrated physical and chemical theory. *Science*, **288**, 2002–2007.
- Trouw, R.A.J., Peternel, R., Ribeiro, A., Heilbron, M., Vinagre, R., Duffles, P., Trouw, C.C., Fontainha, M., Kussama, H.H., 2013. A new interpretation for the interference zone between the southern Brasília belt and the central Ribeira belt, SE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **48**, 43–57.
- Valladares, C.S., Machado, N., Heilbron, M. and Gauthier, G., 2008. Sedimentary provenance in the central Ribeira belt based on laser-ablation ICPMS 207Pb/206Pb zircon ages. *Gondwana Research*, **13**, 516–526.
- Vaucher, A., Tommasi, A. and Egydio-Silva, M., 1994. Self-indentation of continental lithosphere. *Geology*, **22**, 967–970.
- Vlach, S.R.F., 2001. Microprobe monazite constraints for an early (Ca. 790 Ma) Brasiliano orogeny: the Embu Terrane, Southeastern Brazil. In: *III South American Symposium on Isotope Geology*, Pucón, Chile, Extended Abstracts.
- Vlach, S.R.F., Siga Jr, O., Harara, O.M.M., Gualda, G.A.R., Basei, M.A.S and Vilalva, F.C.J., 2011. Crystallization ages of the A-type magmatism of the Graciosa Province (Southern Brazil): Constraints from zircon U–Pb (ID-TIMS) dating of coeval K-rich gabbro-dioritic rocks. *Journal of South American Earth Sciences*, **32**, 407–415.
- Warren, L.V., Quaglio, F., Riccomini, C., Simões, M.G., Poiré, D.G., Strikis, N.M., Anelli, L.E. and Strikis, P.C., 2014. The puzzle assembled: Ediacaran guide fossil Cloudina reveals an old proto-Gondwana seaway. *Geology*, **42**, 391–394.

Auxiliary Material 5.1

Descriptions of the analyzed samples for geochronology

Three metagneous and six metasedimentary samples were analyzed for U-Pb SHRIMP zircon dating. Below we provide the succinct descriptions of the dated samples.

Metagneous rocks

PSM-24A (UTM: 404676/7412306) – Outcrop in rapids of the Paraíba do Sul river

Strongly banded medium- to coarse-grained protomylonitic hornblende-biotite gneiss.

PSM-18G (UTM: 408404/7412511) – Outcrop in small waterfall close to Santa Branca city

Foliated fine-grained tourmaline-garnet-bearing meta-aplite

PSM-75B (UTM: 409714/7409707) – Outcrop in drainage close to the Salesópolis-Santa Branca roadway

Mylonitic fine- to medium-grained garnet-bearing biotite-muscovite metagranite.

Metasedimentary rocks

Embu Complex

PSM-88B (UTM: 386066/7413307) – Outcrop in dusty road (old rock extraction site)

Coarse-grained feldspathic quartzite with minor muscovite grains parallel to the foliation.

PSM-96 (UTM: 437096/7407867) – Road cut of Tamoios Highway

Partially weathered medium-grained impure quartzite, forming centimeter- to decimeter-thick layers intercalated with metapelites.

PSM-98A (UTM: 438180/7407217) – Road cut of Tamoios Highway

Partially weathered medium-grained impure quartzite, forming centimeter-thick layers intercalated with metapelites.

Costeiro Complex

PSM-51E (UTM: 458989/7371411) – Outcrop of a small port (close to Arrastão Beach)

Fine-grained sillimanite and garnet-bearing paragneiss.

PSM-60F (UTM: 447857/7364400) – Northwestern coast of Toque Toque Grande Beach

Coarse- to medium-grained amphibole-bearing garnet-biotite paragneiss, with well-defined bands bearing amphibole. Garnet occurs as porphyroblasts and biotite defines the main foliation, parallel to the banding.

PSM-61J (UTM: 446833/7364227) – Outcrops of Calhetas Peninsula (Ponta do Boqueirão)

Granoblastic medium-grained garnet-bearing biotite paragneiss, intercalated within the stromatic metatexite sequence.

U–Pb SHRIMP zircon geochronology

Metagneous rocks

Three samples of metagneous rocks from the Embu Domain were dated, including a sample of the Rio Capivari Complex (PSM-24A), a strongly foliated metagranite (PSM-75B) and a meta-aplite (PSM-18G) (**Auxiliary Material 5.2**). The Rio Capivari Complex consists of Palaeoproterozoic basement inliers reworked in the Neoproterozoic (Babinski *et al.*, 2001). These basement inliers occur as elongated thin lenses intercalated within the metasedimentary sequence of the Embu Complex, usually associated with wide strike-slip shear zones (see Meira *et al.*, submitted for details – **Chapter 4**) (**Fig. 5.2c**). The other two samples comprise foliated metagranitoids interlayered within the Embu Complex (**Fig. 5.2c**).

A hornblende-bearing biotite protomylonitic orthogneiss (PSM-24A), collected at the Paraíba do Sul river rapids near Santa Branca city (**Fig. 5.2c**), represents the dated sample of the basement unit (Rio Capivari Complex). Fifty-two spot analyses were performed, forty-eight on oscillatory-zoned cores and five on homogeneous dark luminescent rims (**Fig. 5.3a**). The analyses yielded a well-constrained discordia line with upper and lower intercepts at 2175 ± 12 Ma and 562 ± 27 Ma, respectively (**Fig. 5.3a**). Five concordant analyses (less than 1% discordant) yielded a concordia age of 2153 ± 15 Ma (MSWD=0.42), providing the best estimate age for the protolith crystallization, and five slightly discordant data (less than 10% discordant) yielded a mean weighted age of 600 ± 8 Ma (MSWD=2.41), constraining the age of regional metamorphism (**Fig. 5.3a**).

In the foliated garnet- and tourmaline-bearing meta-aplite (PSM-18G), exposed near Santa Branca city (**Fig. 5.2c**), fifty-three concordant analyses (less than 5% discordant) were obtained, including spot analysis on inherited cores and primary oscillatory-zoned zircon grains (cores and rims). In general, the zircon grains are prismatic to slightly rounded and reach up to 200 μm length (**Fig. 5.3b**). A great diversity of inherited zircon ages was found, including Mesoproterozoic (~ 1.2 ; ~ 1.35 ; ~ 1.5 ; and ~ 1.6 Ga) and Palaeoproterozoic grains (~ 1.8 ; ~ 1.9 ; ~ 2.0 ; ~ 2.2 Ga) (**Fig. 5.3b**). Thirty-five concordant analyses (less than 5% discordant) yielded a concordia age at 783 ± 6 Ma (MSWD=0.12), interpreted as the best estimate age for aplite crystallization (**Fig. 5.3b**). The sample PSM-75B comprises garnet-bearing mica-rich mylonite (strongly foliated metagranite) constituted predominantly by well-defined mica-rich bands (biotite + muscovite), lenticular quartzofeldspathic bands and scattered garnet grains, collected also near Santa Branca city (**Fig. 5.2b**). Forty-four concordant analyses (less than 5% discordant) were obtained on inherited cores and oscillatory-zoned grains (cores and rims). The zircon grains are predominantly prismatic with

subordinate inherited rounded varieties, and reach up to 250 μm -length (**Fig. 5.3c**). Inherited zircon grains yielded Mesoproterozoic (~ 1.1 Ga) and Palaeoproterozoic components (~ 1.7 ; ~ 1.9 ; ~ 2.1 ; and ~ 2.5 Ga) (**Fig. 5.3c**). Twenty-three concordant analyses (less than 5% discordant) on the primary oscillatory-zoned cores and overgrown rims yielded a concordia age of 768 ± 8 Ma (**Fig. 5.3c**), considered the best estimate for the granite crystallization age.

Detrital zircon geochronology and sedimentary provenance

Detrital zircon analyses were performed on three samples of each complex (**Fig. 5.2**), including feldspathic quartzites (Embu Complex), impure quartzites and paragneisses (Costeiro Complex) (**Auxiliary Materials 5.3** and **5.4**).

The analysis of detrital zircon grains from Embu Complex (PSM-88B; PSM-96; PSM-98A) shows older source components with a broad temporal range, including Archaean, Palaeoproterozoic and Mesoproterozoic zircon grains, and a marked spatial variation (**Fig. 5.4**). The source component of circa 2.0 Ga is represented in all samples and important age clusters are at ~ 2.8 – 2.7 , ~ 2.2 , ~ 1.8 , ~ 1.5 and ~ 1.2 – 1.1 Ga (**Fig. 5.4**). The northernmost sample (PSM-88B) contains the older source components with Archaean zircon grains composing 38% of total, including Eoarchaeal grains (3602 ± 6 and 3740 ± 7 Ma), and youngest zircon grain at 1971 ± 35 Ma (**Fig. 5.4a**). In the two samples located towards south (PSM-96 and PSM-98A), Palaeoproterozoic and Mesoproterozoic source components are important, with minor Archaean source components (**Figs. 5.4b–c**). The maximum depositional age of the Embu Complex metasedimentary sequence is constrained by the youngest analyzed zircon grain at 1106 ± 13 Ma (concordant $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age) with the younger grains clustering at circa 1.1–1.2 Ga (**Fig. 5.4c**).

On the other hand, the provenance pattern of the samples from Costeiro Complex (PSM-51E; PSM-60F; PSM-61J) displays much younger source components with large predominance of Cryogenian zircon grains (**Fig. 5.5**). A major source component is well constrained in all samples roughly around 750–770 Ma (**Fig. 5.5**). A relevant population of Tonian zircon grains was identified in two samples, and minor Palaeoproterozoic and Stenian grains were also recognized (**Fig. 5.5**). Archaean and Calymmian zircon populations were also detected (**Figs. 5.5a–b**). The youngest zircon at 642 ± 11 Ma constrains the maximum depositional age for the sampled metasedimentary rocks, with the youngest population clustered at around 650–670 Ma.

Auxiliary Material 5.2

SHRIMP zircon U–Pb data set for the metaigneous rocks from Rio Capivari (one sample) and Embu complexes (two samples)

Spot Name	U (ppm)	Th (ppm)	²⁰⁶ Pb (ppm)	f206 (%)	Isotope Ratios									Rho	Age Estimates (Ma)						Discor (%)
					Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2σ	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	±2σ		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2σ	
PSM-24A (Rio Capivari Complex)																					
P24A-1.1	1009	6	87	5.2	0.01	0.0588	0.0002	0.0995	0.0004	0.8064	0.0048	0.0286	0.0010	0.6869	560	6	611	2	601	3	-1.8
P24A-1.2	107	74	32	42.9	0.69	0.1305	0.0013	0.3388	0.0046	6.0989	0.1064	0.1127	0.0033	0.7816	2105	18	1881	22	1990	15	5.4
P24A-2.1	5100	199	451	4.4	0.04	0.0591	0.0005	0.0968	0.0011	0.8324	0.0116	0.0257	0.0007	0.8138	571	18	596	6	615	7	3.2
P24A-3.1	437	175	80	20.2	0.40	0.1147	0.0011	0.2127	0.0019	3.3631	0.0452	0.0575	0.0021	0.6789	1875	16	1243	10	1496	11	16.8
P24A-4.1	121	100	40	6.0	0.83	0.1330	0.0009	0.3795	0.0032	6.9592	0.0786	0.1198	0.0037	0.7394	2138	12	2074	15	2106	10	1.6
P24A-5.1	318	89	69	19.0	0.28	0.1212	0.0004	0.2510	0.0031	4.1932	0.0562	0.0953	0.0027	0.9332	1974	6	1443	16	1673	11	13.8
P24A-6.1	555	106	58	78.1	0.19	0.0900	0.0013	0.1200	0.0014	1.4895	0.0287	0.0376	0.0017	0.6181	1426	28	731	8	926	12	21.0
P24A-6.2	398	149	63	45.3	0.37	0.1126	0.0016	0.1833	0.0029	2.8469	0.0609	0.0528	0.0027	0.7341	1842	25	1085	16	1368	16	20.6
P24A-7.2	97	78	31	54.1	0.80	0.1361	0.0013	0.3668	0.0052	6.8849	0.1190	0.1142	0.0053	0.8154	2179	16	2014	24	2097	15	4.0
P24A-7B.1	143	106	36	0.0	0.74	0.1236	0.0018	0.2920	0.0055	4.9773	0.1193	0.0912	0.0039	0.7832	2009	26	1652	27	1816	21	9.0
P24A-8.2	109	104	34	2.1	0.95	0.1338	0.0002	0.3636	0.0049	6.7066	0.0931	0.1098	0.0050	0.9606	2148	3	1999	23	2074	12	3.6
P24A-9.1	154	156	46	6.2	1.02	0.1304	0.0005	0.3480	0.0024	6.2561	0.0545	0.1124	0.0043	0.7922	2103	7	1925	12	2012	8	4.4
P24A-10.1	434	142	74	22.3	0.33	0.1118	0.0005	0.1970	0.0012	3.0369	0.0257	0.0525	0.0020	0.7081	1829	9	1159	6	1417	6	18.2
P24A-11.1	76	31	26	14.4	0.40	0.1374	0.0022	0.3897	0.0046	7.3837	0.1471	0.1298	0.0025	0.5925	2195	27	2122	21	2159	18	1.8
P24A-12.1	926	434	108	70.5	0.47	0.0987	0.0008	0.1352	0.0006	1.8400	0.0177	0.0401	0.0024	0.4221	1600	15	818	3	1060	6	22.8
P24A-13.1	114	108	34	20.6	0.95	0.1328	0.0018	0.3408	0.0069	6.2427	0.1527	0.1014	0.0012	0.8216	2136	23	1891	33	2010	22	6.0
P24A-14.1	376	106	66	40.1	0.28	0.1212	0.0006	0.2040	0.0027	3.4098	0.0500	0.0630	0.0019	0.9031	1974	9	1197	15	1507	12	20.6
P24A-15.1	189	79	50	0.0	0.42	0.1275	0.0012	0.3087	0.0016	5.4281	0.0631	0.0816	0.0026	0.4456	2064	17	1734	8	1889	10	8.2
P24A-16.1	115	74	36	32.0	0.64	0.1342	0.0019	0.3627	0.0068	6.7089	0.1582	0.1372	0.0069	0.7963	2153	24	1995	32	2074	21	3.8
P24A-17.1	111	100	36	4.6	0.90	0.1347	0.0016	0.3762	0.0068	6.9878	0.1518	0.1130	0.0033	0.8260	2160	20	2059	32	2110	20	2.4
P24A-18.1	290	157	42	33.9	0.54	0.1056	0.0003	0.1668	0.0020	2.4269	0.0308	0.0544	0.0025	0.9256	1724	6	994	11	1251	9	20.6
P24A-19.1	371	364	69	16.0	0.98	0.1159	0.0014	0.2134	0.0023	3.4120	0.0567	0.0579	0.0048	0.6402	1895	22	1247	12	1507	13	17.2
P24A-20.1	180	179	57	15.6	0.99	0.1347	0.0007	0.3684	0.0067	6.8440	0.1309	0.1099	0.0051	0.9435	2161	9	2022	31	2091	17	3.4
P24A-21.1	155	96	37	26.5	0.62	0.1278	0.0007	0.2724	0.0042	4.8011	0.0793	0.0809	0.0038	0.9226	2068	9	1553	21	1785	14	13.0
P24A-22.1	127	87	40	16.6	0.68	0.1325	0.0016	0.3675	0.0057	6.7157	0.1345	0.1224	0.0034	0.7772	2132	21	2018	27	2075	18	2.8
P24A-22.2	319	141	51	26.8	0.44	0.1117	0.0012	0.1843	0.0021	2.8377	0.0452	0.0589	0.0025	0.7185	1827	19	1091	12	1366	12	20.2
P24A-23.1	370	117	74	87.3	0.32	0.1265	0.0009	0.2316	0.0024	4.0389	0.0527	0.0657	0.0017	0.7843	2050	13	1343	12	1642	11	18.2
P24A-24.1	198	142	53	12.5	0.71	0.1293	0.0012	0.3111	0.0053	5.5443	0.1081	0.0886	0.0038	0.8692	2088	16	1746	26	1908	17	8.4
P24A-25.1	222	264	60	23.0	1.19	0.1288	0.0014	0.3124	0.0033	5.5475	0.0847	0.0815	0.0043	0.6874	2082	18	1752	16	1908	13	8.2
P24A-26.1	223	188	67	-5.0	0.84	0.1331	0.0006	0.3441	0.0067	6.3169	0.1283	0.1042	0.0053	0.9586	2140	8	1907	32	2021	18	5.6
P24A-27.1	101	75	35	4.0	0.74	0.1324	0.0009	0.3988	0.0041	7.2799	0.0928	0.1281	0.0048	0.8103	2130	11	2164	19	2146	11	-0.8
P24A-28.1	380	91	87	20.2	0.24	0.1250	0.0009	0.2647	0.0024	4.5604	0.0552	0.0969	0.0047	0.7618	2028	12	1514	12	1742	10	13.2
P24A-28.2	407	140	59	29.2	0.34	0.1047	0.0008	0.1664	0.0024	2.4027	0.0402	0.0474	0.0016	0.8722	1710	14	992	13	1243	12	20.2

Auxiliary Material 5.2: (Continued)

Spot Name	U (ppm)	Th (ppm)	²⁰⁶ Pb (ppm)	f206 (%)	Th/U	Isotope Ratios								Rho	Age Estimates (Ma)						Discor (%)
						²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2σ	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	±2σ		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2σ	
PSM-24A (Rio Capivari Complex)																					
P24A-29.1	174	212	53	0.0	1.22	0.1324	0.0004	0.3529	0.0074	6.4394	0.1382	0.1051	0.0069	0.9783	2129	5	1948	35	2038	19	4.4
P24A-30.1	389	120	62	31.8	0.31	0.1096	0.0013	0.1837	0.0051	2.7757	0.0846	0.0708	0.0039	0.9145	1793	21	1087	28	1349	23	19.4
P24A-31.1	137	108	47	31.5	0.79	0.1343	0.0009	0.3944	0.0046	7.3034	0.1023	0.1430	0.0068	0.8271	2155	12	2143	21	2149	13	0.2
P24A-32.1	210	82	63	21.1	0.39	0.1337	0.0003	0.3462	0.0033	6.3813	0.0663	0.0936	0.0039	0.9088	2147	4	1916	16	2030	9	5.6
P24A-32.2	452	183	69	26.9	0.41	0.1061	0.0013	0.1750	0.0036	2.5596	0.0615	0.0512	0.0035	0.8543	1733	22	1040	20	1289	18	19.4
P24A-33.1	273	219	65	70.2	0.80	0.1320	0.0017	0.2744	0.0026	4.9945	0.0810	0.0672	0.0030	0.5797	2125	22	1563	13	1818	14	14.0
P24A-34.1	154	98	52	14.2	0.64	0.1349	0.0008	0.3918	0.0035	7.2893	0.0805	0.1371	0.0070	0.7976	2163	10	2131	16	2148	10	0.8
P24A-36.1	152	96	39	55.0	0.63	0.1345	0.0014	0.2954	0.0017	5.4762	0.0684	0.0819	0.0040	0.4661	2157	18	1669	9	1897	11	12.0
P24A-37.1	102	94	34	19.8	0.92	0.1337	0.0017	0.3811	0.0043	7.0245	0.1218	0.1122	0.0033	0.6510	2147	22	2081	20	2115	16	1.6
P24A-38.1	120	96	39	42.1	0.80	0.1322	0.0014	0.3783	0.0048	6.8984	0.1147	0.1147	0.0043	0.7549	2128	18	2069	22	2099	15	1.4
P24A-39.1	261	306	80	15.1	1.17	0.1325	0.0003	0.3538	0.0021	6.4640	0.0463	0.0967	0.0053	0.8086	2132	4	1953	10	2041	6	4.4
P24A-40.1	89	52	28	25.9	0.58	0.1343	0.0011	0.3635	0.0083	6.7312	0.1640	0.1162	0.0037	0.9360	2155	14	1999	39	2077	22	3.8
P24A-41.1	300	90	81	16.7	0.30	0.1295	0.0009	0.3133	0.0044	5.5924	0.0892	0.1026	0.0043	0.8724	2091	12	1757	22	1915	14	8.2
P24A-43.2	138	144	38	25.0	1.07	0.1307	0.0040	0.3219	0.0102	5.8007	0.2563	0.1003	0.0065	0.7134	2107	53	1799	50	1947	39	7.6
P24A-44.1	693	56	57	46.8	0.08	0.0619	0.0003	0.0954	0.0006	0.8137	0.0070	0.0180	0.0018	0.7097	669	10	588	3	605	4	2.8
P24A-45.1	556	8	47	12.6	0.01	0.0579	0.0001	0.0983	0.0010	0.7847	0.0089	0.0359	0.0018	0.9173	527	5	604	6	588	5	-2.8
P24A-46.1	109	108	37	15.7	1.01	0.1338	0.0016	0.3932	0.0058	7.2517	0.1422	0.1135	0.0034	0.7578	2148	21	2138	27	2143	18	0.2
P24A-47.1	111	89	38	5.1	0.82	0.1359	0.0011	0.3966	0.0068	7.4329	0.1429	0.1184	0.0022	0.8916	2176	14	2154	32	2165	17	0.6
P24A-52.1	924	74	79	299.2	0.08	0.0648	0.0005	0.0982	0.0008	0.8771	0.0104	0.0342	0.0024	0.6624	767	17	604	5	639	6	5.6
PSM-18G (Embu Complex)																					
P18G-1.2	166	154	46	-17.3	0.95	0.1088	0.0015	0.3187	0.0040	4.7805	0.0909	0.0930	0.0012	0.6636	1780	25	1783	20	1782	16	-0.2
P18G-4.1	149	70	16	35.8	0.48	0.0642	0.0012	0.1239	0.0012	1.0971	0.0233	0.0378	0.0005	0.4368	750	39	753	7	752	11	-0.2
P18G-5.1	600	293	137	-5.4	0.50	0.0936	0.0004	0.2628	0.0018	3.3903	0.0308	0.0770	0.0007	0.7582	1499	9	1504	9	1502	7	-0.2
P18G-6.1	642	132	72	0.0	0.21	0.0647	0.0002	0.1299	0.0016	1.1582	0.0153	0.0397	0.0006	0.9377	764	6	787	9	781	7	-0.8
P18G-8.2	133	114	42	10.2	0.88	0.1304	0.0023	0.3614	0.0086	6.4985	0.1935	0.0970	0.0026	0.7983	2103	31	1989	41	2046	27	2.8
P18G-9.1	537	471	59	1.9	0.90	0.0639	0.0008	0.1264	0.0027	1.1136	0.0271	0.0382	0.0009	0.8622	738	25	768	15	760	13	-1.0
P18G-12.1	54	10	19	-3.0	0.18	0.1378	0.0017	0.4095	0.0086	7.7822	0.1913	0.1125	0.0049	0.8553	2200	21	2213	40	2206	22	-0.2
P18G-14.1	245	111	28	40.7	0.47	0.0645	0.0007	0.1302	0.0013	1.1572	0.0183	0.0393	0.0006	0.6516	757	24	789	8	781	9	-1.0
P18G-15.1	257	88	29	-3.0	0.35	0.0648	0.0012	0.1305	0.0005	1.1658	0.0225	0.0401	0.0003	0.2027	768	39	791	3	785	11	-0.8
P18G-16.1	121	46	13	18.2	0.39	0.0625	0.0007	0.1287	0.0014	1.1086	0.0176	0.0397	0.0009	0.6664	691	24	780	8	758	9	-3.0
P18G-17.1	53	19	6	12.0	0.36	0.0656	0.0025	0.1256	0.0025	1.1357	0.0495	0.0390	0.0012	0.4571	793	79	763	14	770	24	1.0
P18G-18.1	203	78	23	30.0	0.40	0.0655	0.0009	0.1310	0.0032	1.1828	0.0337	0.0406	0.0012	0.8686	790	28	794	19	793	16	-0.2
P18G-19.1	297	142	33	0.0	0.49	0.0632	0.0007	0.1296	0.0012	1.1295	0.0173	0.0383	0.0007	0.6011	715	24	786	7	768	8	-2.4

Auxiliary Material 5.2: (Continued)

Spot Name	U (ppm)	Th (ppm)	²⁰⁶ Pb (ppm)	f206 (%)	Th/U	Isotope Ratios								Rho	Age Estimates (Ma)						Discor (%)
						²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2σ	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	±2σ		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2σ	
						<i>PSM-18G (Embu Complex)</i>															
P18G-20.1	52	22	6	65.0	0.44	0.0672	0.0022	0.1295	0.0043	1.2002	0.0563	0.0405	0.0019	0.7109	845	67	785	25	801	26	2.0
P18G-21.1	117	33	13	53.5	0.29	0.0649	0.0007	0.1301	0.0010	1.1653	0.0162	0.0409	0.0006	0.5238	773	24	789	5	784	8	-0.6
P18G-21.2	243	144	66	1.2	0.61	0.1082	0.0008	0.3120	0.0026	4.6529	0.0533	0.0895	0.0010	0.7302	1769	13	1750	13	1759	10	0.4
P18G-22.1	66	26	7	-61.7	0.41	0.0661	0.0008	0.1297	0.0022	1.1827	0.0253	0.0380	0.0009	0.8038	810	25	786	13	793	12	0.8
P18G-23.1	210	64	23	39.2	0.31	0.0652	0.0015	0.1256	0.0024	1.1281	0.0345	0.0383	0.0011	0.6353	779	48	763	14	767	17	0.6
P18G-24.1	289	114	33	2.1	0.40	0.0639	0.0005	0.1298	0.0024	1.1431	0.0235	0.0378	0.0013	0.9056	738	17	787	14	774	11	-1.6
P18G-25.1	165	53	19	0.2	0.33	0.0635	0.0006	0.1315	0.0011	1.1513	0.0156	0.0387	0.0013	0.6124	724	21	797	6	778	7	-2.4
P18G-26.1	241	31	26	44.0	0.13	0.0660	0.0016	0.1244	0.0013	1.1322	0.0297	0.0419	0.0012	0.4048	807	49	756	8	769	14	1.6
P18G-26.2	313	151	87	6.0	0.49	0.1089	0.0002	0.3193	0.0013	4.7954	0.0280	0.0925	0.0015	0.6865	1781	4	1787	6	1784	5	-0.2
P18G-27.1	472	116	111	37.5	0.25	0.1004	0.0009	0.2706	0.0036	3.7471	0.0606	0.0955	0.0020	0.8222	1632	16	1544	18	1582	13	2.4
P18G-28.1	240	104	27	18.8	0.44	0.0634	0.0005	0.1295	0.0006	1.1314	0.0113	0.0377	0.0006	0.4497	721	17	785	3	768	5	-2.2
P18G-29.1	269	159	30	0.0	0.61	0.0654	0.0005	0.1268	0.0008	1.1440	0.0118	0.0389	0.0006	0.6289	788	15	770	5	774	6	0.6
P18G-30.1	307	406	91	14.3	1.36	0.1258	0.0005	0.3439	0.0088	5.9631	0.1557	0.1010	0.0029	0.9811	2040	6	1905	42	1971	23	3.4
P18G-31.1	311	65	34	13.3	0.21	0.0664	0.0005	0.1279	0.0014	1.1709	0.0160	0.0355	0.0008	0.7864	819	16	776	8	787	7	1.4
P18G-32.1	140	82	29	0.0	0.60	0.0874	0.0007	0.2359	0.0027	2.8408	0.0401	0.0699	0.0010	0.8134	1368	14	1365	14	1366	11	0.0
P18G-33.1	489	240	55	0.0	0.50	0.0646	0.0005	0.1295	0.0008	1.1522	0.0121	0.0387	0.0006	0.5668	760	16	785	4	778	6	-0.8
P18G-34.1	245	85	27	14.9	0.36	0.0642	0.0009	0.1289	0.0016	1.1417	0.0215	0.0395	0.0007	0.6428	749	29	782	9	773	10	-1.0
P18G-35.1	197	86	36	0.0	0.45	0.0807	0.0002	0.2081	0.0031	2.3161	0.0356	0.0619	0.0011	0.9556	1215	5	1219	16	1217	11	-0.2
P18G-36.1	86	31	9	-12.7	0.37	0.0643	0.0004	0.1271	0.0021	1.1265	0.0201	0.0397	0.0007	0.9157	751	13	771	12	766	10	-0.6
P18G-37.1	239	118	26	6.6	0.51	0.0675	0.0007	0.1261	0.0016	1.1728	0.0197	0.0377	0.0009	0.7599	852	21	766	9	788	9	2.8
P18G-38.1	129	62	14	0.0	0.49	0.0641	0.0011	0.1284	0.0025	1.1352	0.0290	0.0384	0.0008	0.7533	746	34	779	14	770	14	-1.2
P18G-40.1	435	73	76	7.6	0.17	0.0781	0.0009	0.2012	0.0044	2.1659	0.0546	0.0578	0.0020	0.8675	1149	24	1182	24	1170	18	-1.0
P18G-41.1	243	75	26	28.2	0.32	0.0683	0.0015	0.1243	0.0037	1.1708	0.0438	0.0422	0.0016	0.7999	879	45	755	21	787	21	4.0
P18G-42.1	348	151	39	13.1	0.45	0.0646	0.0004	0.1290	0.0020	1.1489	0.0200	0.0387	0.0007	0.9086	762	13	782	12	777	10	-0.6
P18G-44.1	251	89	27	0.0	0.36	0.0645	0.0008	0.1250	0.0018	1.1107	0.0207	0.0385	0.0008	0.7567	757	24	759	10	759	10	0.0
P18G-46.1	336	90	67	10.6	0.27	0.0868	0.0007	0.2312	0.0039	2.7653	0.0521	0.0702	0.0013	0.8890	1355	15	1341	20	1346	14	0.4
P18G-48.1	164	198	30	-23.0	1.24	0.0835	0.0006	0.2123	0.0029	2.4433	0.0382	0.0618	0.0010	0.8778	1280	13	1241	16	1255	11	1.2
P18G-49.1	148	69	17	-25.0	0.48	0.0638	0.0009	0.1334	0.0022	1.1730	0.0253	0.0408	0.0009	0.7547	734	29	807	12	788	12	-2.4
P18G-50.2	783	151	226	-4.0	0.20	0.1167	0.0021	0.3331	0.0101	5.3579	0.1896	0.0937	0.0034	0.8580	1906	32	1853	49	1878	31	1.4
P18G-52.1	192	108	23	26.1	0.58	0.0640	0.0009	0.1380	0.0048	1.2175	0.0456	0.0415	0.0017	0.9214	741	30	833	27	809	21	-3.0
P18G-53.1	367	159	40	2.0	0.44	0.0650	0.0006	0.1268	0.0018	1.1372	0.0195	0.0391	0.0006	0.8075	775	20	770	10	771	9	0.2
P18G-56.1	238	86	28	11.8	0.37	0.0657	0.0012	0.1345	0.0031	1.2183	0.0360	0.0414	0.0012	0.7670	797	38	813	17	809	17	-0.6
P18G-57.1	381	103	44	0.0	0.28	0.0650	0.0006	0.1343	0.0011	1.2035	0.0155	0.0415	0.0006	0.6114	775	20	812	6	802	7	-1.2
P18G-58.1	166	57	18	15.0	0.35	0.0647	0.0002	0.1283	0.0010	1.1447	0.0109	0.0412	0.0004	0.8482	765	7	778	6	775	5	-0.4
P18G-60.1	114	42	13	-37.9	0.38	0.0656	0.0011	0.1334	0.0043	1.2072	0.0442	0.0409	0.0015	0.8803	794	35	807	25	804	21	-0.4

Auxiliary Material 5.2: (Continued)

Spot Name	U (ppm)	Th (ppm)	²⁰⁶ Pb (ppm)	f206 (%)	Th/U	Isotope Ratios								Rho	Age Estimates (Ma)						Discor (%)
						²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2σ	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	±2σ		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2σ	
PSM-18G (Embu Complex)																					
P18G-62.1	381	49	43	0.0	0.13	0.0639	0.0005	0.1312	0.0014	1.1556	0.0162	0.0407	0.0005	0.7597	738	18	795	8	780	8	-2.0
P18G-62.2	296	89	88	0.0	0.31	0.1159	0.0006	0.3417	0.0030	5.4590	0.0595	0.0989	0.0011	0.8130	1894	9	1895	15	1894	9	0.0
P18G-63.1	94	34	10	0.0	0.37	0.0666	0.0008	0.1272	0.0026	1.1687	0.0280	0.0386	0.0009	0.8649	826	24	772	15	786	13	1.8
P18G-64.1	292	157	33	0.0	0.55	0.0660	0.0007	0.1322	0.0038	1.2020	0.0370	0.0409	0.0013	0.9263	805	23	800	22	802	17	0.2
P18G-65.1	244	105	28	-14.7	0.44	0.0637	0.0012	0.1336	0.0034	1.1725	0.0377	0.0413	0.0012	0.7877	730	41	808	19	788	18	-2.6
PSM-75B (Embu Complex)																					
P75B-1.1	1002	54	112	1.0	0.06	0.0643	0.0005	0.1285	0.0030	1.1391	0.0280	0.0262	0.0009	0.9430	752	15	779	17	772	13	-1.0
P75B-2.1	528	22	60	0.0	0.04	0.0652	0.0002	0.1312	0.0003	1.1786	0.0061	0.0412	0.0008	0.4419	780	6	795	2	791	3	-0.4
P75B-2.2	223	90	63	-8.1	0.41	0.1196	0.0012	0.3273	0.0087	5.3971	0.1549	0.0986	0.0029	0.9249	1950	18	1825	42	1884	25	3.2
P75B-4.2	268	94	77	0.0	0.36	0.1167	0.0011	0.3337	0.0032	5.3680	0.0751	0.0944	0.0012	0.6923	1906	17	1856	16	1880	12	1.2
P75B-5.1	726	153	79	36.2	0.22	0.0658	0.0002	0.1262	0.0005	1.1452	0.0069	0.0412	0.0005	0.6577	801	6	766	3	775	3	1.2
P75B-8.1	288	199	30	0.0	0.71	0.0630	0.0007	0.1208	0.0009	1.0484	0.0143	0.0367	0.0004	0.5593	707	23	735	5	728	7	-1.0
P75B-11.1	81	89	26	-24.2	1.13	0.1220	0.0003	0.3699	0.0023	6.2237	0.0479	0.1051	0.0013	0.8085	1986	5	2029	11	2008	7	-1.0
P75B-12.1	537	264	56	34.8	0.50	0.0673	0.0012	0.1207	0.0035	1.1204	0.0383	0.0382	0.0013	0.8485	848	36	735	20	763	19	3.8
P75B-13.1	282	142	31	0.0	0.52	0.0642	0.0004	0.1281	0.0018	1.1334	0.0181	0.0395	0.0007	0.8738	747	15	777	10	769	9	-1.0
P75B-16.1	82	46	25	0.0	0.58	0.1266	0.0006	0.3518	0.0027	6.1406	0.0586	0.0990	0.0020	0.7896	2052	8	1943	13	1996	8	2.6
P75B-17.1	489	244	54	1.4	0.51	0.0645	0.0006	0.1267	0.0020	1.1272	0.0212	0.0378	0.0007	0.8338	760	20	769	11	766	10	-0.4
P75B-18.2	122	78	41	17.8	0.65	0.1323	0.0007	0.3868	0.0062	7.0571	0.1229	0.1049	0.0021	0.9249	2129	10	2108	29	2119	16	0.4
P75B-20.1	287	137	31	-11.7	0.49	0.0645	0.0006	0.1240	0.0025	1.1029	0.0247	0.0377	0.0009	0.8900	758	20	754	14	755	12	0.2
P75B-21.1	148	64	16	0.0	0.44	0.0660	0.0007	0.1266	0.0009	1.1528	0.0156	0.0389	0.0006	0.5074	807	23	769	5	779	7	1.2
P75B-22.1	777	800	85	4.6	1.06	0.0646	0.0004	0.1256	0.0011	1.1192	0.0129	0.0374	0.0004	0.7653	762	14	763	6	763	6	0.0
P75B-24.1	371	252	40	10.5	0.70	0.0638	0.0004	0.1245	0.0034	1.0939	0.0309	0.0364	0.0011	0.9620	733	15	756	19	750	15	-0.8
P75B-26.2	206	112	58	0.0	0.56	0.1172	0.0007	0.3248	0.0036	5.2500	0.0681	0.0957	0.0012	0.8564	1914	10	1813	18	1861	11	2.6
P75B-27.1	171	100	52	0.0	0.60	0.1223	0.0008	0.3512	0.0052	5.9206	0.0977	0.1002	0.0018	0.9025	1990	11	1940	25	1964	15	1.2
P75B-28.1	115	60	31	0.0	0.53	0.1053	0.0008	0.3110	0.0040	4.5162	0.0700	0.0897	0.0021	0.8359	1720	14	1745	20	1734	13	-0.6
P75B-30.1	495	254	52	49.1	0.53	0.0673	0.0003	0.1212	0.0015	1.1242	0.0154	0.0343	0.0006	0.9076	846	9	738	9	765	7	3.6
P75B-34.1	302	150	33	0.0	0.51	0.0648	0.0004	0.1256	0.0017	1.1213	0.0172	0.0400	0.0006	0.8708	767	14	762	10	764	8	0.2
P75B-34.2	364	301	108	0.0	0.85	0.1121	0.0008	0.3410	0.0033	5.2688	0.0655	0.0981	0.0011	0.7862	1833	12	1891	16	1864	11	-1.4
P75B-35.1	207	132	23	22.0	0.65	0.0639	0.0033	0.1258	0.0077	1.1092	0.0890	0.0396	0.0033	0.7665	740	105	764	44	758	44	-0.8
P75B-36.1	260	101	78	3.5	0.40	0.1201	0.0004	0.3465	0.0022	5.7382	0.0458	0.0968	0.0010	0.7878	1958	6	1918	10	1937	7	1.0
P75B-37.1	453	369	50	22.2	0.84	0.0659	0.0005	0.1262	0.0015	1.1470	0.0166	0.0369	0.0007	0.8426	804	14	766	9	776	8	1.2
P75B-38.1	240	144	92	5.3	0.62	0.1716	0.0010	0.4434	0.0020	10.4906	0.0850	0.1273	0.0016	0.5593	2573	10	2366	9	2479	8	4.6
P75B-40.1	366	183	40	0.0	0.51	0.0638	0.0003	0.1260	0.0021	1.1077	0.0195	0.0396	0.0008	0.9303	734	11	765	12	757	9	-1.0
P75B-41.1	305	190	36	0.0	0.64	0.0634	0.0017	0.1346	0.0087	1.1756	0.0819	0.0393	0.0029	0.9264	721	54	814	49	789	39	-3.2

Auxiliary Material 5.2: (Continued)

Spot Name	U (ppm)	Th (ppm)	²⁰⁶ Pb (ppm)	f206 (%)	Isotope Ratios										Rho	Age Estimates (Ma)						Discor (%)
					Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2σ	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	±2σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		±2σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2σ		
PSM-75B (Embu Complex)																						
P75B-42.1	76	64	23	0.0	0.87	0.1211	0.0005	0.3431	0.0039	5.7261	0.0725	0.0970	0.0017	0.9048	1972	7	1901	19	1935	11	1.8	
P75B-43.2	219	141	64	19.5	0.66	0.1199	0.0013	0.3398	0.0041	5.6178	0.0945	0.1011	0.0016	0.7139	1955	20	1886	20	1919	15	1.8	
P75B-44.1	147	60	16	0.0	0.42	0.0637	0.0011	0.1242	0.0008	1.0905	0.0212	0.0376	0.0004	0.3316	731	38	755	5	749	10	-0.8	
P75B-46.1	462	161	119	-4.3	0.36	0.1071	0.0006	0.2966	0.0029	4.3792	0.0514	0.0847	0.0009	0.8250	1751	10	1674	14	1708	10	2.0	
P75B-47.1	831	632	91	33.0	0.78	0.0666	0.0006	0.1260	0.0023	1.1580	0.0239	0.0401	0.0009	0.8751	827	19	765	13	781	11	2.0	
P75B-51.1	693	389	108	33.0	0.58	0.0777	0.0004	0.1794	0.0015	1.9205	0.0207	0.0465	0.0006	0.7932	1138	11	1064	8	1088	7	2.2	
P75B-53.1	417	194	47	-11.3	0.48	0.0650	0.0003	0.1288	0.0009	1.1537	0.0108	0.0380	0.0003	0.7491	773	11	781	5	779	5	-0.2	
P75B-54.1	217	145	25	0.0	0.69	0.0644	0.0006	0.1314	0.0013	1.1667	0.0167	0.0415	0.0006	0.6828	755	20	796	7	785	8	-1.4	
P75B-55.1	434	238	71	-7.5	0.56	0.0768	0.0008	0.1889	0.0019	1.9993	0.0292	0.0560	0.0007	0.6881	1115	20	1115	10	1115	10	0.0	
P75B-56.1	391	53	49	14.4	0.14	0.0733	0.0022	0.1441	0.0047	1.4571	0.0639	0.0425	0.0016	0.7392	1024	58	868	26	913	27	5.0	
P75B-56.2	418	421	120	0.8	1.03	0.1218	0.0010	0.3323	0.0073	5.5810	0.1311	0.0951	0.0023	0.9286	1983	14	1849	35	1913	21	3.4	
P75B-57.1	449	426	50	-6.9	0.97	0.0650	0.0012	0.1287	0.0035	1.1543	0.0379	0.0403	0.0014	0.8320	776	37	781	20	779	18	-0.2	
P75B-58.1	184	109	54	-3.4	0.61	0.1208	0.0005	0.3382	0.0067	5.6344	0.1165	0.0931	0.0020	0.9623	1969	8	1878	33	1921	18	2.2	
P75B-59.1	417	236	47	0.0	0.58	0.0656	0.0004	0.1298	0.0012	1.1735	0.0140	0.0393	0.0005	0.7671	794	14	787	7	788	7	0.2	
P75B-60.1	386	224	105	0.7	0.59	0.1138	0.0006	0.3135	0.0026	4.9186	0.0519	0.0915	0.0009	0.7918	1861	10	1758	13	1806	9	2.6	
P75B-61.1	278	278	79	5.1	1.03	0.1147	0.0011	0.3288	0.0028	5.1983	0.0697	0.0939	0.0009	0.6264	1875	18	1832	14	1852	11	1.0	

Data are uncorrected for common lead and all errors are at 95% confidence interval ($\approx 2\sigma$).

$f206(\%) = (\text{common } ^{206}\text{Pb} / \text{total } ^{206}\text{Pb}) * 100$;

$\text{Rho} = [(\text{err. } ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) / (\text{measured } ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})] / [(\text{err. } ^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}) / (\text{measured } ^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U})]$;

$\text{Discor}(\%) = [1 - (^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U age}) / (^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U age})] * 100$.

Auxiliary Material 5.3

SHRIMP zircon U–Pb data set for three samples of metasedimentary rocks from Embu Complex

Spot Name	U (ppm)	Th (ppm)	²⁰⁶ Pb (ppm)	f206 (%)	Isotope Ratios										Age Estimates (Ma)						Discor (%)
					Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2σ	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	±2σ	Rho	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2σ	
PSM-88B																					
P88B-1.2	163	144	69	28.8	0.91	0.1759	0.0025	0.4852	0.0046	11.7682	0.2022	0.0970	0.0017	0.5469	2615	23	2550	20	2586	16	1.4
P88B-2.1	295	108	111	3.9	0.37	0.1558	0.0010	0.4355	0.0067	9.3549	0.1606	0.1188	0.0020	0.8982	2410	11	2331	30	2373	16	1.8
P88B-3.1	144	65	70	0.0	0.46	0.1825	0.0018	0.5626	0.0089	14.1589	0.2672	0.1473	0.0028	0.8354	2676	16	2877	37	2760	18	-4.2
P88B-4.2	438	146	158	3.6	0.34	0.1346	0.0011	0.4159	0.0036	7.7183	0.0959	0.1141	0.0013	0.6958	2159	14	2242	16	2199	11	-2.0
P88B-5.1	83	42	27	20.2	0.51	0.1317	0.0013	0.3814	0.0032	6.9264	0.0914	0.1144	0.0012	0.6292	2121	17	2083	15	2102	12	1.0
P88B-6.1	414	199	140	0.9	0.49	0.1342	0.0009	0.3903	0.0066	7.2235	0.1345	0.1202	0.0023	0.9095	2154	12	2124	31	2139	17	0.8
P88B-7.1	229	140	74	-7.7	0.62	0.1281	0.0022	0.3726	0.0083	6.5807	0.1879	0.1065	0.0030	0.7783	2072	31	2042	39	2057	26	0.8
P88B-8.1	68	97	29	43.5	1.45	0.1771	0.0022	0.4929	0.0127	12.0339	0.3479	0.1402	0.0041	0.8930	2626	21	2583	55	2607	28	1.0
P88B-9.1	263	161	82	0.0	0.63	0.1259	0.0010	0.3586	0.0045	6.2244	0.0944	0.1034	0.0014	0.8256	2041	14	1976	21	2008	13	1.6
P88B-10.1	156	87	104	3.4	0.57	0.3268	0.0013	0.7655	0.0152	34.4937	0.7095	0.1982	0.0042	0.9661	3602	6	3664	56	3624	21	-1.2
P88B-11.1	50	47	18	0.0	0.96	0.1378	0.0013	0.4030	0.0093	7.6595	0.1931	0.1136	0.0033	0.9148	2200	16	2183	43	2192	23	0.4
P88B-12.2	122	55	49	33.1	0.46	0.1813	0.0006	0.4646	0.0074	11.6116	0.1951	0.1355	0.0028	0.9537	2665	6	2460	33	2574	16	4.4
P88B-13.2	283	144	89	0.0	0.52	0.1261	0.0012	0.3640	0.0030	6.3301	0.0831	0.1041	0.0010	0.6226	2045	17	2001	14	2023	12	1.0
P88B-14.2	139	102	43	0.0	0.75	0.1232	0.0015	0.3589	0.0072	6.0955	0.1437	0.1015	0.0023	0.8477	2003	21	1977	34	1990	21	0.6
P88B-15.1	248	87	80	-1.2	0.36	0.1250	0.0012	0.3733	0.0052	6.4324	0.1111	0.1060	0.0024	0.8102	2028	17	2045	25	2037	15	-0.4
P88B-16.2	80	86	23	22.2	1.09	0.1210	0.0024	0.3320	0.0059	5.5397	0.1475	0.0954	0.0025	0.6622	1971	35	1848	28	1907	23	3.0
P88B-17.1	91	65	32	33.6	0.73	0.1356	0.0035	0.4066	0.0217	7.6042	0.4526	0.1142	0.0069	0.8986	2172	44	2199	101	2185	55	-0.6
P88B-18.1	269	224	84	0.0	0.85	0.1213	0.0012	0.3618	0.0058	6.0535	0.1162	0.1022	0.0020	0.8404	1976	17	1991	28	1984	17	-0.4
P88B-18.2	312	135	127	2.8	0.44	0.1735	0.0015	0.4699	0.0057	11.2411	0.1711	0.1299	0.0018	0.7984	2592	14	2483	25	2543	14	2.4
P88B-19.2	141	89	65	0.0	0.65	0.2003	0.0006	0.5329	0.0063	14.7195	0.1862	0.1457	0.0024	0.9299	2829	5	2754	26	2797	12	1.6
P88B-20.1	311	284	96	9.2	0.94	0.1221	0.0006	0.3560	0.0034	5.9948	0.0680	0.1024	0.0013	0.8414	1988	9	1963	16	1975	10	0.6
P88B-21.1	73	53	37	10.8	0.74	0.2227	0.0019	0.5895	0.0140	18.0991	0.4626	0.1528	0.0045	0.9304	3000	14	2987	57	2995	25	0.2
P88B-22.1	117	72	41	8.5	0.63	0.1384	0.0007	0.4058	0.0045	7.7432	0.0980	0.1138	0.0016	0.8780	2207	9	2196	21	2202	11	0.2
P88B-23.1	126	43	53	41.4	0.35	0.1847	0.0012	0.4922	0.0062	12.5330	0.1825	0.1414	0.0022	0.8593	2695	11	2580	27	2645	14	2.4
P88B-25.1	455	622	142	3.5	1.40	0.1231	0.0009	0.3615	0.0058	6.1364	0.1091	0.1044	0.0023	0.8968	2002	12	1989	27	1995	16	0.4
P88B-26.1	228	29	71	0.0	0.13	0.1317	0.0010	0.3598	0.0076	6.5340	0.1484	0.0989	0.0022	0.9294	2121	13	1981	36	2051	20	3.4
P88B-27.1	134	150	45	0.0	1.15	0.1367	0.0017	0.3877	0.0028	7.3076	0.1070	0.1144	0.0018	0.4969	2186	21	2112	13	2150	13	1.8
P88B-28.1	664	191	199	0.0	0.30	0.1234	0.0015	0.3470	0.0062	5.9019	0.1287	0.1015	0.0025	0.8158	2005	21	1920	30	1962	19	2.2
P88B-30.1	282	415	97	1.6	1.51	0.1381	0.0007	0.3963	0.0035	7.5460	0.0822	0.1129	0.0011	0.8185	2204	9	2152	16	2179	10	1.2
P88B-31.1	111	106	38	0.0	0.98	0.1426	0.0025	0.3918	0.0086	7.7030	0.2196	0.1180	0.0039	0.7687	2259	31	2131	40	2197	26	3.0
P88B-32.1	159	171	73	0.0	1.11	0.2077	0.0004	0.5277	0.0058	15.1104	0.1781	0.1431	0.0017	0.9372	2888	3	2732	25	2822	11	3.2
P88B-33.2	166	80	65	1.6	0.50	0.1695	0.0025	0.4545	0.0151	10.6207	0.3873	0.1263	0.0053	0.9126	2553	24	2415	67	2491	34	3.0

Auxiliary Material 5.3: (Continued)

Spot Name	U (ppm)	Th (ppm)	²⁰⁶ Pb (ppm)	f206 (%)	Th/U	Isotope Ratios								Rho	Age Estimates (Ma)						Discor (%)
						²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2σ	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	±2σ		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2σ	
						PSM-88B															
P88B-34.1	74	50	26	35.5	0.70	0.1431	0.0022	0.4023	0.0125	7.9359	0.2784	0.1159	0.0051	0.8881	2265	27	2179	58	2224	32	2.0
P88B-35.1	154	123	103	6.6	0.82	0.3578	0.0017	0.7703	0.0081	37.9995	0.4567	0.1999	0.0027	0.8723	3740	7	3682	29	3720	12	1.0
P88B-36.1	280	244	87	15.7	0.89	0.1306	0.0009	0.3588	0.0019	6.4608	0.0600	0.0995	0.0010	0.5610	2106	12	1976	9	2041	8	3.2
P88B-37.1	228	74	98	0.0	0.33	0.1896	0.0010	0.4983	0.0053	13.0272	0.1622	0.1371	0.0018	0.8568	2739	9	2607	23	2682	12	2.8
P88B-38.1	270	101	92	0.0	0.38	0.1366	0.0008	0.3927	0.0021	7.3964	0.0634	0.1099	0.0007	0.6128	2184	10	2136	10	2161	8	1.2
P88B-39.2	116	201	48	0.0	1.77	0.1660	0.0013	0.4759	0.0048	10.8932	0.1454	0.1312	0.0019	0.7560	2518	13	2509	21	2514	13	0.2
P88B-40.1	117	93	49	0.0	0.82	0.1859	0.0020	0.4875	0.0111	12.4964	0.3160	0.1345	0.0042	0.8984	2707	17	2560	48	2643	24	3.2
P88B-41.1	399	134	151	0.0	0.34	0.1632	0.0016	0.4372	0.0051	9.8396	0.1529	0.1125	0.0020	0.7510	2490	16	2338	23	2420	15	3.4
P88B-42.1	209	92	112	0.0	0.45	0.2469	0.0022	0.6223	0.0055	21.1826	0.2799	0.1630	0.0021	0.6722	3165	14	3119	22	3147	13	0.8
P88B-43.1	189	115	61	0.0	0.62	0.1279	0.0006	0.3751	0.0014	6.6180	0.0446	0.1065	0.0006	0.5498	2070	8	2054	7	2062	6	0.4
P88B-45.1	171	71	59	9.9	0.43	0.1382	0.0009	0.3981	0.0072	7.5831	0.1476	0.1141	0.0024	0.9304	2204	11	2160	33	2183	18	1.0
P88B-46.1	110	159	46	0.0	1.48	0.1847	0.0010	0.4847	0.0069	12.3417	0.1930	0.1371	0.0024	0.9039	2695	9	2548	30	2631	15	3.2
P88B-47.1	113	67	52	13.6	0.61	0.1879	0.0059	0.5349	0.0102	13.8607	0.5112	0.1456	0.0035	0.5194	2724	51	2762	43	2740	36	-0.8
P88B-48.1	111	80	39	0.0	0.74	0.1381	0.0020	0.4090	0.0026	7.7852	0.1271	0.1153	0.0016	0.3884	2203	25	2210	12	2207	15	-0.2
P88B-49.1	357	264	154	3.4	0.76	0.1815	0.0006	0.4981	0.0022	12.4632	0.0807	0.1407	0.0011	0.6853	2667	5	2605	10	2640	6	1.4
P88B-51.1	421	385	230	2.7	0.94	0.2623	0.0014	0.6310	0.0055	22.8251	0.2494	0.1684	0.0023	0.7983	3261	9	3154	22	3220	11	2.0
P88B-52.2	195	90	65	0.0	0.48	0.1413	0.0013	0.3857	0.0045	7.5159	0.1148	0.1110	0.0015	0.7673	2244	16	2103	21	2175	14	3.4
P88B-53.1	86	43	29	23.9	0.52	0.1401	0.0009	0.3945	0.0058	7.6201	0.1241	0.1121	0.0018	0.8954	2228	11	2144	27	2187	15	2.0
P88B-55.1	622	522	194	4.3	0.86	0.1262	0.0005	0.3609	0.0045	6.2793	0.0854	0.1009	0.0019	0.9135	2046	7	1986	21	2016	12	1.4
P88B-56.2	52	59	17	0.0	1.17	0.1403	0.0019	0.3825	0.0102	7.3977	0.2230	0.1123	0.0034	0.8880	2231	23	2088	48	2161	27	3.4
P88B-58.1	261	192	86	9.6	0.75	0.1292	0.0009	0.3814	0.0038	6.7972	0.0846	0.1071	0.0013	0.7965	2088	12	2083	18	2085	11	0.2
P88B-59.1	103	45	43	16.3	0.45	0.1827	0.0021	0.4877	0.0082	12.2852	0.2546	0.1327	0.0045	0.8090	2678	19	2561	36	2626	20	2.6
P88B-61.1	137	131	44	-13.5	0.99	0.1263	0.0004	0.3732	0.0052	6.4980	0.0946	0.1057	0.0015	0.9488	2047	5	2044	24	2046	13	0.0
P88B-62.1	182	82	63	0.0	0.46	0.1355	0.0015	0.4003	0.0073	7.4780	0.1632	0.1195	0.0032	0.8407	2170	20	2171	34	2170	20	0.0
P88B-63.1	463	254	178	7.2	0.56	0.1617	0.0008	0.4431	0.0043	9.8775	0.1121	0.1276	0.0017	0.8525	2473	8	2365	19	2423	11	2.4
P88B-64.2	186	37	79	0.0	0.20	0.1834	0.0016	0.4921	0.0049	12.4460	0.1700	0.1461	0.0031	0.7355	2684	14	2580	21	2639	13	2.2
P88B-65.2	135	95	58	31.2	0.72	0.1850	0.0018	0.4977	0.0056	12.6924	0.1939	0.1285	0.0019	0.7306	2698	16	2604	24	2657	15	2.0
P88B-66.1	129	81	42	0.0	0.64	0.1340	0.0053	0.3725	0.0278	6.8846	0.5813	0.1084	0.0091	0.8833	2152	67	2041	132	2097	78	2.6
P88B-67.1	155	132	80	-6.1	0.88	0.2467	0.0007	0.5977	0.0038	20.3338	0.1578	0.1687	0.0015	0.8127	3164	4	3021	15	3107	8	2.8
P88B-68.1	727	289	220	0.0	0.41	0.1267	0.0018	0.3488	0.0074	6.0937	0.1573	0.0997	0.0026	0.8229	2053	25	1929	36	1989	23	3.0
P88B-69.1	230	130	81	10.3	0.58	0.1369	0.0032	0.4051	0.0060	7.6446	0.2122	0.1128	0.0031	0.5347	2188	40	2193	28	2190	25	-0.2
P88B-70.1	320	133	167	0.0	0.43	0.2199	0.0023	0.6023	0.0024	18.2617	0.2142	0.1636	0.0013	0.3399	2980	17	3039	10	3004	11	-1.2
P88B-71.1	749	241	305	38.0	0.33	0.1807	0.0010	0.4701	0.0060	11.7122	0.1680	0.1427	0.0022	0.8841	2659	9	2484	26	2582	14	3.8
P88B-72.1	899	419	273	8.5	0.48	0.1263	0.0005	0.3510	0.0032	6.1104	0.0645	0.1016	0.0014	0.8528	2047	7	1939	15	1992	9	2.6
P88B-73.1	222	180	98	4.3	0.83	0.1832	0.0011	0.5087	0.0054	12.8520	0.1644	0.1395	0.0018	0.8371	2683	10	2651	23	2669	12	0.6

Auxiliary Material 5.3: (Continued)

Spot Name	U (ppm)	Th (ppm)	²⁰⁶ Pb (ppm)	f206 (%)	Th/U	Isotope Ratios								Rho	Age Estimates (Ma)						Discor (%)
						²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2σ	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	±2σ		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2σ	
PSM-88B																					
P88B-74.1	342	136	146	-3.7	0.41	0.1814	0.0017	0.4945	0.0070	12.3702	0.2170	0.1332	0.0024	0.8115	2666	16	2590	30	2633	17	1.6
P88B-76.1	194	136	63	6.2	0.72	0.1256	0.0003	0.3770	0.0063	6.5297	0.1132	0.1053	0.0018	0.9658	2038	5	2062	30	2050	15	-0.6
P88B-77.1	114	56	39	0.0	0.51	0.1326	0.0002	0.3922	0.0064	7.1699	0.1211	0.1109	0.0020	0.9722	2132	3	2133	30	2133	15	0.0
P88B-78.1	426	145	143	0.0	0.35	0.1316	0.0012	0.3875	0.0063	7.0316	0.1332	0.1072	0.0021	0.8573	2119	16	2111	29	2115	17	0.2
P88B-79.1	347	12	196	0.4	0.03	0.2681	0.0030	0.6508	0.0048	24.0584	0.3326	0.1732	0.0023	0.5354	3295	17	3231	19	3271	14	1.2
P88B-80.2	424	203	135	4.2	0.49	0.1247	0.0005	0.3668	0.0036	6.3088	0.0707	0.1035	0.0017	0.8650	2025	8	2015	17	2020	10	0.2
P88B-81.2	864	581	252	32.1	0.69	0.1260	0.0006	0.3374	0.0020	5.8607	0.0498	0.1018	0.0010	0.6870	2043	9	1874	10	1955	7	4.2
P88B-83.1	335	91	99	22.2	0.28	0.1226	0.0008	0.3404	0.0018	5.7555	0.0510	0.1022	0.0006	0.5814	1995	11	1888	9	1940	8	2.6
P88B-83.2	140	46	46	0.0	0.33	0.1234	0.0006	0.3772	0.0029	6.4155	0.0632	0.1083	0.0020	0.7719	2006	9	2063	14	2034	9	-1.4
P88B-84.1	230	320	84	7.1	1.43	0.1438	0.0004	0.4215	0.0014	8.3595	0.0460	0.1174	0.0005	0.6074	2274	4	2267	6	2271	5	0.2
P88B-87.2	186	118	79	7.1	0.65	0.1732	0.0010	0.4904	0.0072	11.7101	0.1901	0.1324	0.0023	0.9053	2589	10	2573	31	2582	15	0.4
PSM-96																					
P96-1.2	110	46	31	0.0	0.43	0.1102	0.0014	0.3246	0.0062	4.9322	0.1146	0.0929	0.0021	0.8271	1803	23	1812	30	1808	20	-0.2
P96-2.1	276	150	64	0.0	0.56	0.0944	0.0015	0.2687	0.0080	3.4965	0.1182	0.0774	0.0031	0.8789	1516	29	1534	41	1526	27	-0.4
P96-4.1	256	96	71	-14.8	0.39	0.1090	0.0008	0.3217	0.0046	4.8327	0.0787	0.0875	0.0016	0.8682	1782	13	1798	22	1791	14	-0.4
P96-6.1	107	104	51	2.4	1.00	0.2025	0.0017	0.5557	0.0097	15.5173	0.3034	0.1489	0.0031	0.8899	2847	13	2849	40	2848	19	0.0
P96-7.1	239	171	69	0.0	0.74	0.1205	0.0006	0.3333	0.0025	5.5371	0.0520	0.0973	0.0010	0.7868	1964	8	1854	12	1906	8	2.8
P96-10.1	317	52	86	0.0	0.17	0.1167	0.0009	0.3130	0.0039	5.0355	0.0774	0.0864	0.0021	0.8189	1906	14	1755	19	1825	13	3.8
P96-10.2	363	140	150	11.5	0.40	0.1713	0.0039	0.4773	0.0088	11.2713	0.3318	0.1275	0.0040	0.6270	2570	37	2516	39	2546	28	1.2
P96-11.1	479	189	134	0.0	0.40	0.1188	0.0001	0.3226	0.0031	5.2852	0.0550	0.0906	0.0013	0.9319	1939	2	1802	15	1867	9	3.4
P96-12.1	369	257	103	22.3	0.72	0.1102	0.0019	0.3224	0.0039	4.8999	0.1056	0.0933	0.0012	0.5654	1803	31	1802	19	1802	18	0.0
P96-13.1	467	168	162	0.0	0.37	0.1387	0.0005	0.4020	0.0056	7.6903	0.1141	0.1123	0.0021	0.9355	2212	7	2178	26	2196	14	0.8
P96-14.1	211	186	71	0.0	0.90	0.1329	0.0007	0.3886	0.0049	7.1208	0.1002	0.1094	0.0015	0.8998	2137	9	2116	23	2127	13	0.4
P96-15.1	121	84	37	0.0	0.71	0.1224	0.0018	0.3543	0.0035	5.9809	0.1062	0.0992	0.0014	0.5533	1992	25	1955	17	1973	16	1.0
P96-16.2	193	154	57	0.0	0.82	0.1208	0.0012	0.3397	0.0025	5.6577	0.0730	0.0916	0.0008	0.5777	1968	17	1885	12	1925	11	2.0
P96-17.2	367	323	107	0.0	0.90	0.1153	0.0004	0.3351	0.0039	5.3259	0.0679	0.0947	0.0011	0.9130	1884	7	1863	19	1873	11	0.6
P96-18.1	72	32	22	39.4	0.46	0.1189	0.0026	0.3561	0.0071	5.8380	0.1754	0.1040	0.0052	0.6647	1940	39	1964	34	1952	26	-0.6
P96-19.1	144	82	39	0.0	0.58	0.1103	0.0015	0.3170	0.0028	4.8184	0.0787	0.0900	0.0015	0.5406	1804	24	1775	14	1788	14	0.8
P96-20.1	379	308	120	6.0	0.83	0.1269	0.0007	0.3653	0.0016	6.3904	0.0508	0.1003	0.0011	0.5369	2055	10	2007	7	2031	7	1.2
P96-21.1	424	214	103	0.0	0.52	0.1078	0.0001	0.2809	0.0060	4.1733	0.0899	0.0882	0.0019	0.9849	1762	2	1596	30	1669	18	4.4
P96-22.1	93	84	26	0.0	0.92	0.1131	0.0020	0.3277	0.0019	5.1129	0.0957	0.0889	0.0020	0.3113	1851	31	1827	9	1838	16	0.6
P96-23.1	207	26	69	0.0	0.13	0.1353	0.0011	0.3878	0.0021	7.2353	0.0748	0.1107	0.0019	0.5288	2168	14	2112	10	2141	9	1.4
P96-24.1	247	104	74	0.0	0.43	0.1183	0.0018	0.3488	0.0044	5.6883	0.1127	0.0971	0.0013	0.6382	1930	26	1929	21	1930	17	0.0
P96-25.1	308	96	85	0.0	0.32	0.1100	0.0005	0.3195	0.0029	4.8433	0.0523	0.0900	0.0011	0.8409	1799	8	1787	14	1792	9	0.2

Auxiliary Material 5.3: (Continued)

Spot Name	U (ppm)	Th (ppm)	²⁰⁶ Pb (ppm)	f206 (%)	Th/U	Isotope Ratios								Rho	Age Estimates (Ma)						Discor (%)
						²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2σ	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	±2σ		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2σ	
						PSM-96															
P96-26.1	141	114	49	0.0	0.83	0.1349	0.0003	0.3991	0.0028	7.4264	0.0615	0.1121	0.0009	0.8569	2163	4	2165	13	2164	8	0.0
P96-27.1	179	112	49	-13.6	0.64	0.1100	0.0005	0.3162	0.0042	4.7947	0.0698	0.0916	0.0022	0.9126	1799	9	1771	21	1784	12	0.8
P96-28.1	174	75	51	0.0	0.44	0.1123	0.0004	0.3390	0.0045	5.2480	0.0749	0.0947	0.0015	0.9325	1837	7	1882	22	1860	12	-1.2
P96-30.1	178	132	55	0.0	0.76	0.1229	0.0002	0.3586	0.0013	6.0788	0.0334	0.1024	0.0017	0.6695	1999	3	1976	6	1987	5	0.6
P96-31.1	425	231	116	0.0	0.56	0.1128	0.0009	0.3147	0.0036	4.8939	0.0704	0.0947	0.0016	0.7848	1845	15	1764	17	1801	12	2.0
P96-32.1	95	115	31	0.0	1.24	0.1283	0.0007	0.3801	0.0038	6.7250	0.0795	0.1022	0.0025	0.8503	2075	9	2077	18	2076	11	0.0
P96-33.1	288	175	79	0.0	0.62	0.1086	0.0005	0.3158	0.0030	4.7298	0.0531	0.0913	0.0011	0.8569	1776	8	1769	15	1773	9	0.2
P96-34.1	172	139	50	0.0	0.83	0.1107	0.0011	0.3383	0.0033	5.1644	0.0757	0.0965	0.0012	0.6654	1811	19	1879	16	1847	13	-1.8
P96-35.1	369	190	112	0.0	0.53	0.1232	0.0006	0.3494	0.0028	5.9358	0.0591	0.1001	0.0010	0.7970	2003	9	1932	13	1967	9	1.8
P96-37.1	455	211	139	0.0	0.48	0.1221	0.0001	0.3527	0.0020	5.9363	0.0407	0.0987	0.0014	0.8434	1987	2	1948	10	1967	6	1.0
P96-38.1	130	76	36	0.0	0.60	0.1122	0.0003	0.3205	0.0014	4.9600	0.0309	0.0908	0.0014	0.7016	1836	5	1792	7	1813	5	1.2
P96-39.1	128	99	37	0.0	0.79	0.1119	0.0016	0.3290	0.0029	5.0771	0.0854	0.0910	0.0010	0.5277	1831	25	1834	14	1832	14	0.0
P96-40.1	166	107	47	0.0	0.66	0.1195	0.0008	0.3288	0.0042	5.4165	0.0796	0.1013	0.0016	0.8625	1948	12	1833	20	1888	13	3.0
P96-41.1	118	147	51	0.0	1.28	0.1912	0.0015	0.5039	0.0081	13.2858	0.2422	0.1399	0.0025	0.8807	2753	13	2631	35	2700	17	2.6
P96-42.1	317	136	90	0.0	0.44	0.1140	0.0012	0.3258	0.0028	5.1220	0.0720	0.0907	0.0016	0.6005	1865	19	1818	13	1840	12	1.2
P96-43.1	229	222	60	-11.2	0.99	0.1097	0.0011	0.3039	0.0025	4.5990	0.0634	0.0901	0.0014	0.5995	1795	19	1711	12	1749	12	2.2
P96-45.1	260	135	81	0.0	0.53	0.1222	0.0003	0.3611	0.0020	6.0849	0.0434	0.1045	0.0006	0.7724	1989	5	1988	9	1988	6	0.0
P96-46.1	434	200	156	0.0	0.47	0.1401	0.0006	0.4142	0.0046	8.0022	0.1001	0.1180	0.0014	0.8843	2229	8	2234	21	2231	11	-0.2
P96-46.2	181	102	62	0.0	0.58	0.1383	0.0014	0.3980	0.0088	7.5873	0.1856	0.1109	0.0028	0.9018	2206	17	2160	41	2183	22	1.0
P96-47.1	132	64	42	0.0	0.50	0.1206	0.0005	0.3626	0.0033	6.0267	0.0649	0.1030	0.0014	0.8559	1964	8	1994	16	1980	9	-0.8
P96-49.1	303	276	84	0.0	0.93	0.1134	0.0002	0.3206	0.0015	5.0127	0.0306	0.0925	0.0006	0.7518	1855	3	1793	7	1822	5	1.6
P96-50.1	145	50	69	0.0	0.35	0.2018	0.0013	0.5504	0.0044	15.3112	0.1655	0.1472	0.0019	0.7397	2841	10	2827	18	2835	10	0.2
P96-50.1	148	49	64	0.0	0.34	0.2013	0.0015	0.5030	0.0063	13.9585	0.2086	0.1320	0.0018	0.8421	2837	12	2627	27	2747	14	4.4
P96-51.2	401	151	133	0.0	0.39	0.1296	0.0008	0.3832	0.0050	6.8482	0.1015	0.1048	0.0015	0.8733	2093	11	2091	23	2092	13	0.0
P96-52.1	86	50	26	0.0	0.59	0.1216	0.0021	0.3508	0.0070	5.8840	0.1578	0.0984	0.0025	0.7439	1980	31	1939	34	1959	24	1.0
P96-53.1	360	152	114	0.0	0.43	0.1230	0.0004	0.3659	0.0018	6.2054	0.0420	0.1046	0.0016	0.7075	2000	6	2010	8	2005	6	-0.2
P96-54.1	338	202	99	0.0	0.61	0.1189	0.0001	0.3398	0.0010	5.5688	0.0268	0.0974	0.0006	0.6301	1939	2	1886	5	1911	4	1.4
P96-55.1	252	148	68	0.0	0.60	0.1128	0.0008	0.3125	0.0031	4.8626	0.0622	0.0879	0.0013	0.7849	1846	13	1753	16	1796	11	2.4
P96-56.1	203	116	63	0.0	0.59	0.1262	0.0026	0.3560	0.0144	6.1938	0.2819	0.1076	0.0055	0.8864	2046	36	1963	69	2004	41	2.0
P96-57.1	136	76	45	0.0	0.58	0.1291	0.0015	0.3790	0.0079	6.7481	0.1626	0.1083	0.0025	0.8628	2086	20	2072	37	2079	22	0.4
P96-58.1	99	52	30	0.0	0.54	0.1267	0.0030	0.3540	0.0036	6.1831	0.1611	0.1017	0.0016	0.3915	2053	41	1954	17	2002	23	2.4
P96-58B.1	417	263	125	0.0	0.65	0.1157	0.0001	0.3461	0.0032	5.5232	0.0552	0.0982	0.0011	0.9256	1891	2	1916	15	1904	9	-0.6
P96-59.1	226	109	73	0.0	0.50	0.1304	0.0007	0.3748	0.0065	6.7397	0.1247	0.1062	0.0029	0.9332	2104	10	2052	30	2078	16	1.2

Auxiliary Material 5.3: (Continued)

Spot Name	U (ppm)	Th (ppm)	²⁰⁶ Pb (ppm)	f206 (%)	Th/U	Isotope Ratios								Rho	Age Estimates (Ma)						Discor (%)
						²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2σ	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	±2σ		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2σ	
PSM-96																					
P96-60.1	134	38	46	0.0	0.29	0.1340	0.0006	0.3962	0.0091	7.3203	0.1744	0.1089	0.0028	0.9681	2151	8	2152	42	2151	22	0.0
P96-61.1	138	38	45	0.0	0.29	0.1338	0.0014	0.3759	0.0079	6.9328	0.1639	0.1060	0.0025	0.8842	2148	18	2057	37	2103	21	2.2
P96-61.2	204	103	63	0.0	0.52	0.1338	0.0010	0.3578	0.0074	6.6027	0.1470	0.1012	0.0035	0.9311	2149	13	1972	35	2060	20	4.2
P96-62.1	170	146	45	0.0	0.88	0.1133	0.0005	0.3074	0.0092	4.8018	0.1458	0.0894	0.0027	0.9806	1853	9	1728	45	1785	26	3.2
P96-65.1	190	79	56	-27.5	0.42	0.1209	0.0003	0.3427	0.0025	5.7109	0.0493	0.1000	0.0014	0.8477	1969	5	1900	12	1933	8	1.8
P96-66.1	166	91	51	0.0	0.56	0.1190	0.0012	0.3527	0.0020	5.7856	0.0702	0.1003	0.0008	0.4629	1941	18	1948	9	1944	11	-0.2
P96-67.1	837	16	241	0.0	0.02	0.1131	0.0058	0.3323	0.0085	5.1808	0.2972	0.0806	0.0031	0.4443	1850	90	1849	41	1850	50	0.0
P96-68.2	180	132	53	-0.1	0.75	0.1196	0.0007	0.3426	0.0059	5.6489	0.1046	0.0984	0.0018	0.9352	1950	10	1899	29	1924	16	1.2
P96-69.1	253	54	67	0.0	0.22	0.1062	0.0003	0.3035	0.0035	4.4424	0.0546	0.0896	0.0040	0.9348	1734	5	1709	17	1720	10	0.6
P96-70.1	684	94	168	8.9	0.14	0.1085	0.0003	0.2843	0.0025	4.2510	0.0423	0.0822	0.0010	0.8908	1774	5	1613	13	1684	8	4.2
P96-71.1	226	227	89	0.0	1.03	0.1618	0.0006	0.4541	0.0051	10.1289	0.1267	0.1300	0.0019	0.9051	2474	7	2413	23	2447	12	1.4
P96-72.1	110	37	37	0.0	0.35	0.1347	0.0010	0.3892	0.0084	7.2262	0.1680	0.1112	0.0026	0.9331	2160	13	2119	39	2140	21	1.0
P96-73.1	508	210	117	3.0	0.42	0.1035	0.0006	0.2660	0.0029	3.7953	0.0486	0.0814	0.0011	0.8418	1687	11	1521	15	1592	10	4.4
P96-74.1	252	97	73	0.0	0.39	0.1154	0.0009	0.3357	0.0034	5.3406	0.0705	0.0990	0.0016	0.7739	1886	14	1866	17	1875	11	0.6
P96-74.2	226	79	66	0.0	0.36	0.1141	0.0014	0.3358	0.0057	5.2815	0.1113	0.0950	0.0024	0.8001	1865	22	1866	27	1866	18	0.0
P96-75.1	412	253	122	0.0	0.63	0.1143	0.0007	0.3412	0.0016	5.3759	0.0461	0.0979	0.0014	0.5567	1869	11	1892	8	1881	7	-0.6
P96-76.1	489	792	135	0.0	1.66	0.1078	0.0006	0.3184	0.0040	4.7307	0.0676	0.0910	0.0017	0.8813	1762	10	1782	20	1773	12	-0.6
P96-77.1	157	76	51	0.0	0.50	0.1245	0.0012	0.3723	0.0048	6.3893	0.1061	0.1098	0.0018	0.7831	2022	17	2040	23	2031	15	-0.4
P96-78.1	327	31	94	0.0	0.10	0.1191	0.0007	0.3331	0.0040	5.4684	0.0748	0.0859	0.0012	0.8757	1943	10	1853	19	1896	12	2.2
P96-79.1	197	116	62	0.0	0.61	0.1268	0.0010	0.3616	0.0050	6.3207	0.1023	0.1000	0.0015	0.8459	2054	14	1990	24	2021	14	1.6
P96-81.2	562	214	149	9.9	0.39	0.1045	0.0006	0.3061	0.0038	4.4095	0.0628	0.0901	0.0013	0.8814	1705	10	1721	19	1714	12	-0.4
P96-82.1	99	91	26	0.0	0.94	0.1046	0.0008	0.3057	0.0054	4.4083	0.0861	0.0890	0.0017	0.9042	1707	14	1719	27	1714	16	-0.4
P96-84.1	111	110	30	24.8	1.02	0.1092	0.0019	0.3167	0.0108	4.7684	0.1843	0.0938	0.0036	0.8835	1786	32	1773	53	1779	33	0.4
PSM-98A																					
P98A-1.1	79	74	23	0.0	0.96	0.1184	0.0015	0.3391	0.0029	5.5359	0.0877	0.1001	0.0010	0.5397	1932	23	1883	14	1906	14	1.2
P98A-2.1	84	81	22	0.0	0.99	0.1076	0.0006	0.3027	0.0025	4.4891	0.0463	0.0907	0.0009	0.7944	1758	9	1705	12	1729	9	1.4
P98A-3.1	197	98	32	0.0	0.51	0.0764	0.0005	0.1900	0.0034	2.0025	0.0387	0.0566	0.0011	0.9225	1106	13	1122	18	1116	13	-0.4
P98A-4.1	94	48	22	0.0	0.52	0.0941	0.0005	0.2689	0.0040	3.4874	0.0570	0.0791	0.0013	0.9143	1510	10	1535	21	1524	13	-0.6
P98A-5.1	140	100	38	0.0	0.74	0.1089	0.0014	0.3135	0.0051	4.7093	0.0991	0.0915	0.0020	0.7764	1782	23	1758	25	1769	18	0.6
P98A-6.1	91	90	25	0.0	1.02	0.1061	0.0011	0.3212	0.0103	4.6995	0.1588	0.0920	0.0032	0.9501	1734	18	1796	51	1767	29	-1.6
P98A-7.1	596	158	133	6.0	0.27	0.0920	0.0006	0.2576	0.0024	3.2693	0.0399	0.0756	0.0016	0.7633	1468	13	1478	12	1474	10	-0.2
P98A-7.2	200	101	52	0.0	0.52	0.1073	0.0011	0.2995	0.0018	4.4313	0.0549	0.0869	0.0011	0.4716	1754	19	1689	9	1718	10	1.8
P98A-9.1	144	109	44	0.0	0.78	0.1261	0.0006	0.3519	0.0056	6.1169	0.1041	0.0968	0.0020	0.9304	2044	9	1944	27	1993	15	2.4
P98A-10.1	608	305	175	0.0	0.51	0.1133	0.0008	0.3323	0.0019	5.1884	0.0515	0.0950	0.0007	0.5697	1852	13	1849	9	1851	9	0.0

Auxiliary Material 5.3: (Continued)

Spot Name	U (ppm)	Th (ppm)	²⁰⁶ Pb (ppm)	f206 (%)	Th/U	Isotope Ratios								Age Estimates (Ma)						Discor (%)	
						²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2σ	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	±2σ	Rho	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U		±2σ
						PSM-98A															
P98A-11.2	140	56	32	0.0	0.41	0.0950	0.0009	0.2614	0.0044	3.4235	0.0671	0.0778	0.0017	0.8612	1528	17	1497	23	1510	16	0.8
P98A-12.1	597	82	99	13.0	0.14	0.0801	0.0009	0.1908	0.0038	2.1062	0.0485	0.0601	0.0019	0.8576	1199	22	1125	20	1151	16	2.2
P98A-13.1	104	93	29	2.0	0.92	0.1085	0.0006	0.3159	0.0059	4.7254	0.0940	0.0915	0.0018	0.9451	1775	10	1770	29	1772	17	0.2
P98A-14.1	481	111	109	10.4	0.24	0.0942	0.0007	0.2611	0.0018	3.3898	0.0370	0.0793	0.0007	0.6390	1512	14	1495	9	1502	9	0.4
P98A-16.1	63	30	11	0.0	0.48	0.0782	0.0022	0.2091	0.0021	2.2544	0.0680	0.0597	0.0006	0.3361	1152	55	1224	11	1198	21	-2.2
P98A-17.1	211	116	59	0.0	0.56	0.1088	0.0009	0.3234	0.0050	4.8497	0.0875	0.0930	0.0016	0.8625	1779	15	1806	25	1794	15	-0.8
P98A-17.2	329	420	88	0.0	1.31	0.1081	0.0011	0.3107	0.0055	4.6293	0.0965	0.0890	0.0019	0.8508	1767	19	1744	27	1755	18	0.6
P98A-18.1	432	302	125	-0.8	0.72	0.1145	0.0010	0.3348	0.0039	5.2845	0.0784	0.0949	0.0014	0.7871	1872	15	1862	19	1866	13	0.2
P98A-19.2	264	300	74	0.0	1.16	0.1102	0.0006	0.3234	0.0030	4.9127	0.0547	0.0949	0.0011	0.8308	1802	9	1806	15	1804	9	-0.2
P98A-20.1	168	158	45	9.9	0.97	0.1087	0.0003	0.3118	0.0018	4.6713	0.0340	0.0921	0.0006	0.7792	1777	5	1750	9	1762	6	0.8
P98A-21.1	416	120	86	-7.1	0.30	0.0884	0.0009	0.2377	0.0033	2.8956	0.0499	0.0705	0.0012	0.8051	1390	18	1375	17	1381	13	0.4
P98A-21.2	250	163	52	12.4	0.67	0.0880	0.0009	0.2415	0.0030	2.9295	0.0481	0.0693	0.0010	0.7549	1382	19	1394	16	1390	13	-0.4
P98A-22.1	328	143	94	0.0	0.45	0.1146	0.0016	0.3307	0.0038	5.2264	0.0975	0.0956	0.0013	0.6095	1874	26	1842	18	1857	16	0.8
P98A-23.1	354	60	59	26.3	0.17	0.0806	0.0005	0.1921	0.0032	2.1353	0.0381	0.0623	0.0014	0.9191	1212	12	1133	17	1160	12	2.4
P98A-24.1	358	112	107	0.0	0.32	0.1228	0.0008	0.3457	0.0045	5.8534	0.0868	0.1001	0.0019	0.8735	1997	11	1914	22	1954	13	2.0
P98A-24.2	91	47	28	-17.1	0.52	0.1217	0.0008	0.3526	0.0052	5.9166	0.0986	0.1018	0.0018	0.8897	1981	12	1947	25	1964	15	0.8
P98A-25.1	145	113	41	0.0	0.80	0.1091	0.0004	0.3246	0.0039	4.8798	0.0640	0.0923	0.0012	0.9135	1784	7	1812	19	1799	11	-0.8
P98A-26.1	223	116	72	0.0	0.53	0.1261	0.0009	0.3737	0.0037	6.4980	0.0817	0.1037	0.0012	0.7943	2045	12	2047	18	2046	11	0.0
P98A-27.1	439	246	103	0.0	0.58	0.0941	0.0005	0.2708	0.0025	3.5139	0.0383	0.0775	0.0014	0.8296	1510	9	1545	12	1530	9	-1.0
P98A-28.2	115	66	33	0.0	0.58	0.1191	0.0017	0.3274	0.0052	5.3762	0.1178	0.0952	0.0020	0.7290	1943	26	1826	26	1881	19	3.0
P98A-29.1	286	136	65	0.0	0.49	0.0932	0.0007	0.2606	0.0028	3.3478	0.0455	0.0776	0.0012	0.7998	1492	14	1493	15	1492	11	0.0
P98A-30.1	153	72	35	24.6	0.48	0.0934	0.0024	0.2632	0.0069	3.3882	0.1249	0.0770	0.0028	0.7093	1495	48	1506	35	1502	29	-0.4
P98A-31.1	286	160	84	0.0	0.58	0.1216	0.0004	0.3397	0.0034	5.6937	0.0643	0.0999	0.0011	0.8966	1980	6	1885	17	1930	10	2.4
P98A-32.1	214	152	62	0.0	0.73	0.1200	0.0003	0.3369	0.0133	5.5739	0.2212	0.0946	0.0045	0.9933	1956	5	1872	64	1912	35	2.2
P98A-33.1	275	73	54	0.0	0.27	0.0896	0.0007	0.2244	0.0023	2.7730	0.0378	0.0775	0.0013	0.7545	1418	16	1305	12	1348	10	3.2
P98A-33.2	419	229	95	0.0	0.56	0.0942	0.0005	0.2630	0.0023	3.4157	0.0373	0.0756	0.0008	0.7829	1512	11	1505	12	1508	9	0.2
P98A-34.1	282	65	66	0.0	0.24	0.0951	0.0011	0.2715	0.0062	3.5588	0.0908	0.0799	0.0020	0.8887	1529	21	1549	31	1540	20	-0.6
P98A-35.1	133	73	38	14.5	0.56	0.1145	0.0008	0.3305	0.0041	5.2153	0.0765	0.0930	0.0024	0.8543	1872	12	1841	20	1855	13	0.8
P98A-36.1	174	121	54	-6.6	0.71	0.1203	0.0003	0.3597	0.0051	5.9658	0.0883	0.1006	0.0015	0.9542	1961	5	1981	24	1971	13	-0.6
P98A-37.1	565	21	117	0.0	0.04	0.0913	0.0006	0.2385	0.0015	3.0019	0.0294	0.0777	0.0024	0.6245	1453	13	1379	8	1408	8	2.0
P98A-37.2	79	65	21	0.0	0.84	0.1066	0.0008	0.3085	0.0043	4.5360	0.0738	0.0898	0.0015	0.8605	1743	14	1733	21	1738	14	0.2
P98A-38.1	86	73	24	-22.9	0.86	0.1106	0.0013	0.3188	0.0040	4.8595	0.0862	0.0922	0.0016	0.7000	1809	22	1784	19	1795	15	0.6
P98A-39.2	517	4	105	0.0	0.01	0.0887	0.0014	0.2358	0.0074	2.8818	0.1023	0.0770	0.0040	0.8851	1397	31	1365	39	1377	27	1.0
P98A-40.2	169	69	28	0.0	0.42	0.0782	0.0008	0.1919	0.0030	2.0687	0.0387	0.0580	0.0012	0.8217	1152	20	1131	16	1139	13	0.6
P98A-41.1	202	72	46	0.0	0.37	0.0942	0.0011	0.2636	0.0039	3.4225	0.0664	0.0780	0.0014	0.7612	1512	23	1508	20	1510	15	0.2

Auxiliary Material 5.3: (Continued)

Spot Name	U (ppm)	Th (ppm)	²⁰⁶ Pb (ppm)	f206 (%)	Th/U	Isotope Ratios								Rho	Age Estimates (Ma)						Discor (%)
						²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2σ	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	±2σ		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2σ	
						PSM-98A															
P98A-42.1	154	120	33	0.0	0.80	0.0880	0.0009	0.2448	0.0034	2.9697	0.0516	0.0715	0.0012	0.7926	1382	19	1412	18	1400	13	-0.8
P98A-44.1	1210	502	270	35.3	0.43	0.0975	0.0004	0.2575	0.0018	3.4611	0.0303	0.0819	0.0007	0.7931	1577	7	1477	9	1518	7	2.8
P98A-45.2	319	169	56	0.0	0.54	0.0788	0.0006	0.2021	0.0013	2.1953	0.0229	0.0588	0.0006	0.6172	1167	15	1187	7	1180	7	-0.6
P98A-46.2	152	278	42	0.0	1.88	0.1094	0.0008	0.3219	0.0029	4.8545	0.0596	0.0922	0.0012	0.7215	1789	14	1799	14	1794	10	-0.2
P98A-47.1	306	129	53	0.0	0.43	0.0793	0.0007	0.1984	0.0019	2.1689	0.0282	0.0586	0.0013	0.7181	1180	16	1167	10	1171	9	0.4
P98A-48.2	176	143	47	119.4	0.83	0.1168	0.0007	0.3109	0.0029	5.0081	0.0581	0.0969	0.0014	0.7909	1908	11	1745	14	1821	10	4.2
P98A-49.1	443	278	103	0.0	0.64	0.0951	0.0008	0.2674	0.0048	3.5041	0.0701	0.0777	0.0017	0.8971	1529	15	1528	25	1528	16	0.0
P98A-50.1	255	131	60	4.9	0.53	0.0947	0.0006	0.2702	0.0028	3.5278	0.0437	0.0794	0.0011	0.8211	1522	11	1542	14	1534	10	-0.6
P98A-51.2	314	208	93	0.0	0.68	0.1134	0.0010	0.3407	0.0036	5.3261	0.0768	0.0974	0.0013	0.7325	1854	16	1890	17	1873	13	-1.0
P98A-52.1	447	142	140	3.5	0.33	0.1198	0.0014	0.3628	0.0049	5.9942	0.1084	0.1063	0.0019	0.7499	1954	20	1995	23	1975	16	-1.0
P98A-52.2	165	82	52	6.4	0.51	0.1196	0.0013	0.3607	0.0079	5.9452	0.1473	0.1017	0.0028	0.8786	1950	20	1985	37	1968	22	-0.8
P98A-54.1	195	43	33	3.8	0.23	0.0818	0.0006	0.1933	0.0016	2.1816	0.0249	0.0610	0.0010	0.7426	1242	13	1139	9	1175	8	3.0
P98A-56.1	544	175	99	5.5	0.33	0.0801	0.0007	0.2111	0.0026	2.3319	0.0357	0.0619	0.0012	0.8050	1200	16	1235	14	1222	11	-1.0
P98A-56.2	103	84	19	0.0	0.83	0.0823	0.0003	0.2066	0.0021	2.3436	0.0270	0.0614	0.0008	0.8966	1252	7	1211	11	1226	8	1.2

Data are uncorrected for common lead and all errors are at 95% confidence interval ($\approx 2\sigma$).

$f206(\%) = (\text{common } ^{206}\text{Pb} / \text{total } ^{206}\text{Pb}) * 100$;

$\text{Rho} = [(\text{err. } ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) / (\text{measured } ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})] / [(\text{err. } ^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}) / (\text{measured } ^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U})]$;

$\text{Discor}(\%) = [1 - (^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U age}) / (^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U age})] * 100$.

Auxiliary Material 5.4

SHRIMP zircon U–Pb data set for three samples of metasedimentary rocks from Costeiro Complex

Spot Name	U (ppm)	Th (ppm)	²⁰⁶ Pb (ppm)	f206 (%)	Th/U	Isotope Ratios								Rho	Age Estimates (Ma)						Discor (%)
						²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th								
						±2σ	±2σ	±2σ	±2σ	±2σ	±2σ	±2σ	±2σ								
PSM-51E																					
P51E-1.1	165	131	16	0.0	0.81	0.0629	0.0006	0.1151	0.0005	0.9980	0.0106	0.0353	0.0003	0.4336	705	19	702	3	703	5	0.0
P51E-2.1	373	153	36	0.0	0.42	0.0613	0.0008	0.1121	0.0025	0.9468	0.0250	0.0334	0.0008	0.8567	649	28	685	15	676	13	-1.2
P51E-3.1	163	80	16	0.0	0.50	0.0630	0.0021	0.1147	0.0013	0.9965	0.0358	0.0341	0.0007	0.3154	709	71	700	8	702	18	0.2
P51E-4.1	452	96	91	0.0	0.22	0.0948	0.0008	0.2331	0.0011	3.0478	0.0323	0.0707	0.0011	0.4372	1525	16	1351	6	1420	8	4.8
P51E-5.1	345	205	34	0.0	0.61	0.0598	0.0002	0.1125	0.0016	0.9274	0.0140	0.0337	0.0006	0.9301	595	9	687	9	666	7	-3.2
P51E-7.1	547	440	62	21.8	0.82	0.0657	0.0006	0.1315	0.0017	1.1909	0.0192	0.0395	0.0005	0.7907	796	19	797	10	796	9	0.0
P51E-11.1	128	107	14	0.0	0.86	0.0656	0.0004	0.1230	0.0008	1.1132	0.0103	0.0382	0.0006	0.7009	795	12	748	5	760	5	1.6
P51E-12.1	152	89	15	0.0	0.60	0.0599	0.0018	0.1115	0.0026	0.9215	0.0349	0.0337	0.0009	0.6184	601	63	682	15	663	19	-2.8
P51E-13.1	263	226	27	0.0	0.88	0.0625	0.0002	0.1174	0.0010	1.0111	0.0099	0.0342	0.0007	0.8867	691	6	715	6	709	5	-0.8
P51E-14.1	307	425	30	0.0	1.42	0.0605	0.0005	0.1140	0.0017	0.9512	0.0162	0.0339	0.0009	0.8481	623	18	696	10	679	8	-2.4
P51E-16.1	142	70	25	0.0	0.51	0.0784	0.0005	0.2022	0.0008	2.1849	0.0178	0.0619	0.0011	0.5039	1156	12	1187	5	1176	6	-1.0
P51E-17.2	589	826	56	54.8	1.44	0.0664	0.0005	0.1106	0.0019	1.0115	0.0189	0.0341	0.0006	0.8974	818	15	676	11	710	10	4.8
P51E-19.1	340	160	33	-24.5	0.48	0.0631	0.0016	0.1114	0.0020	0.9690	0.0305	0.0345	0.0008	0.5738	711	53	681	12	688	16	1.0
P51E-20.1	144	54	16	0.0	0.39	0.0629	0.0002	0.1274	0.0013	1.1046	0.0119	0.0385	0.0005	0.9162	704	5	773	7	756	6	-2.4
P51E-21.1	512	541	49	49.2	1.08	0.0643	0.0003	0.1112	0.0010	0.9865	0.0106	0.0325	0.0006	0.8193	753	11	680	6	697	5	2.4
P51E-22.1	816	379	99	28.6	0.48	0.0677	0.0011	0.1398	0.0013	1.3048	0.0241	0.0423	0.0005	0.4959	860	32	843	7	848	11	0.6
P51E-23.1	95	56	43	0.0	0.61	0.1831	0.0015	0.5144	0.0070	12.9906	0.2097	0.1386	0.0024	0.8405	2682	13	2675	30	2679	15	0.2
P51E-25.1	342	191	33	0.0	0.57	0.0657	0.0007	0.1103	0.0016	0.9993	0.0177	0.0347	0.0007	0.8028	796	21	675	9	703	9	4.0
P51E-26.1	169	120	17	0.0	0.73	0.0627	0.0011	0.1179	0.0021	1.0181	0.0259	0.0353	0.0009	0.6876	696	38	718	12	713	13	-0.8
P51E-27.1	88	104	9	0.0	1.22	0.0625	0.0002	0.1167	0.0009	1.0045	0.0087	0.0348	0.0009	0.8592	690	6	711	5	706	4	-0.8
P51E-28.1	76	97	7	0.0	1.32	0.0603	0.0006	0.1136	0.0016	0.9447	0.0169	0.0354	0.0006	0.7761	615	23	694	9	675	9	-2.8
P51E-29.1	433	304	43	30.7	0.72	0.0638	0.0005	0.1146	0.0018	1.0085	0.0184	0.0351	0.0006	0.8731	737	17	699	11	708	9	1.2
P51E-30.1	402	289	41	-22.4	0.74	0.0635	0.0003	0.1170	0.0010	1.0244	0.0110	0.0346	0.0006	0.8102	725	11	713	6	716	6	0.4
P51E-35.1	125	99	20	36.9	0.81	0.0794	0.0002	0.1841	0.0023	2.0153	0.0270	0.0603	0.0015	0.9395	1182	6	1089	13	1121	9	2.8
P51E-36.1	601	538	62	-17.8	0.92	0.0635	0.0001	0.1194	0.0010	1.0456	0.0093	0.0363	0.0007	0.8972	725	3	727	6	727	5	0.0
P51E-38.1	152	95	15	0.0	0.64	0.0636	0.0005	0.1152	0.0018	1.0101	0.0182	0.0353	0.0006	0.8849	729	16	703	11	709	9	0.8
P51E-39.1	344	228	37	0.0	0.68	0.0650	0.0003	0.1239	0.0016	1.1093	0.0156	0.0379	0.0007	0.9083	773	10	753	9	758	8	0.6
P51E-40.1	317	177	29	0.0	0.57	0.0628	0.0006	0.1048	0.0020	0.9070	0.0195	0.0348	0.0012	0.8752	701	21	642	11	655	10	2.0
P51E-42.1	100	70	10	0.0	0.72	0.0645	0.0006	0.1164	0.0008	1.0346	0.0125	0.0343	0.0015	0.5473	758	20	710	4	721	6	1.6
P51E-43.1	372	240	44	0.0	0.66	0.0671	0.0005	0.1379	0.0018	1.2765	0.0201	0.0417	0.0006	0.8375	842	16	833	10	835	9	0.2
P51E-45.1	866	761	114	43.5	0.90	0.0748	0.0001	0.1519	0.0012	1.5668	0.0138	0.0461	0.0006	0.8995	1063	3	912	7	957	5	4.8
P51E-46.1	506	474	55	0.0	0.96	0.0638	0.0007	0.1250	0.0010	1.0997	0.0152	0.0370	0.0011	0.5906	735	22	760	6	753	7	-0.8
P51E-47.1	516	284	50	0.0	0.56	0.0625	0.0002	0.1126	0.0010	0.9708	0.0095	0.0334	0.0004	0.8983	692	5	688	6	689	5	0.2
P51E-49.1	472	356	48	0.0	0.77	0.0640	0.0007	0.1177	0.0008	1.0384	0.0138	0.0354	0.0003	0.5046	741	23	717	5	723	7	0.8
P51E-51.1	368	300	41	0.0	0.84	0.0668	0.0011	0.1271	0.0039	1.1713	0.0406	0.0378	0.0014	0.8821	832	33	772	22	787	19	2.0

Auxiliary Material 5.4: (Continued)

Spot Name	U (ppm)	Th (ppm)	²⁰⁶ Pb (ppm)	f206 (%)	Th/U	Isotope Ratios								Rho	Age Estimates (Ma)						Discor (%)
						²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁶ Pb/ ±2σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ±2σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁸ Pb/ ±2σ	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		²⁰⁶ Pb/ ±2σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ±2σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb/ ±2σ		
PSM-60F																					
P60F-1.1	143	182	15	0.0	1.30	0.0684	0.0019	0.1210	0.0035	1.1404	0.0459	0.0371	0.0015	0.7091	880	57	736	20	773	22	4.8
P60F-2.2	207	251	22	0.0	1.25	0.0673	0.0004	0.1216	0.0017	1.1288	0.0172	0.0363	0.0007	0.9059	848	11	740	10	767	8	3.6
P60F-3.1	396	995	41	34.0	2.58	0.0674	0.0001	0.1188	0.0004	1.1038	0.0060	0.0363	0.0002	0.6523	849	4	724	2	755	3	4.2
P60F-6.1	574	1050	62	0.0	1.88	0.0663	0.0003	0.1254	0.0003	1.1473	0.0073	0.0386	0.0003	0.4135	817	9	762	2	776	4	1.8
P60F-8.1	307	148	42	0.0	0.49	0.0730	0.0005	0.1563	0.0022	1.5735	0.0254	0.0494	0.0008	0.8769	1014	14	936	12	960	10	2.4
P60F-9.1	270	361	28	-0.1	1.37	0.0651	0.0018	0.1206	0.0015	1.0827	0.0335	0.0375	0.0005	0.3997	778	58	734	9	745	16	1.4
P60F-10.1	377	624	40	-14.5	1.70	0.0652	0.0008	0.1218	0.0051	1.0954	0.0479	0.0369	0.0019	0.9550	782	26	741	29	751	24	1.4
P60F-13.1	396	424	41	0.0	1.10	0.0672	0.0008	0.1184	0.0020	1.0973	0.0230	0.0365	0.0008	0.7926	845	25	721	11	752	11	4.2
P60F-15.2	227	62	66	0.0	0.28	0.1283	0.0020	0.3367	0.0031	5.9545	0.1083	0.1069	0.0012	0.5078	2075	27	1871	15	1969	16	5.0
P60F-19.1	401	628	43	0.0	1.61	0.0651	0.0010	0.1248	0.0015	1.1201	0.0227	0.0377	0.0005	0.5919	777	33	758	9	763	11	0.6
P60F-20.1	303	400	32	-36.7	1.35	0.0640	0.0012	0.1233	0.0017	1.0883	0.0254	0.0380	0.0007	0.5807	743	39	749	10	748	12	-0.2
P60F-21.1	148	144	16	0.0	1.00	0.0666	0.0003	0.1274	0.0011	1.1699	0.0122	0.0391	0.0006	0.8616	825	8	773	7	787	6	1.8
P60F-22.1	263	390	28	0.0	1.52	0.0633	0.0002	0.1225	0.0015	1.0696	0.0143	0.0377	0.0006	0.9216	720	8	745	9	739	7	-0.8
P60F-23.1	223	346	24	0.0	1.59	0.0638	0.0006	0.1241	0.0017	1.0916	0.0189	0.0390	0.0007	0.8013	736	20	754	10	749	9	-0.6
P60F-24.1	530	760	57	0.0	1.47	0.0641	0.0004	0.1249	0.0006	1.1047	0.0101	0.0363	0.0004	0.5429	747	14	759	4	756	5	-0.4
P60F-25.1	289	394	31	0.0	1.40	0.0640	0.0014	0.1240	0.0006	1.0940	0.0253	0.0384	0.0002	0.1919	741	47	754	3	750	12	-0.4
P60F-27.1	431	254	59	24.0	0.60	0.0717	0.0003	0.1584	0.0009	1.5666	0.0122	0.0473	0.0003	0.7053	978	9	948	5	957	5	1.0
P60F-28.2	150	146	16	0.0	0.99	0.0640	0.0011	0.1249	0.0045	1.1016	0.0439	0.0372	0.0015	0.9007	741	35	759	26	754	21	-0.6
P60F-29.1	231	265	25	0.0	1.18	0.0642	0.0019	0.1234	0.0019	1.0925	0.0369	0.0384	0.0007	0.4465	749	62	750	11	750	18	0.0
P60F-30.1	167	175	18	0.0	1.08	0.0647	0.0008	0.1211	0.0016	1.0795	0.0194	0.0379	0.0005	0.7188	764	25	737	9	743	10	1.0
P60F-32.1	752	697	78	10.8	0.95	0.0653	0.0002	0.1201	0.0008	1.0811	0.0088	0.0355	0.0003	0.8162	783	6	731	5	744	4	1.8
P60F-33.1	322	411	35	0.0	1.31	0.0626	0.0008	0.1265	0.0029	1.0916	0.0283	0.0376	0.0009	0.8745	695	26	768	16	749	14	-2.4
P60F-34.1	185	182	20	67.0	1.01	0.0682	0.0008	0.1267	0.0022	1.1916	0.0258	0.0387	0.0010	0.8096	875	25	769	13	797	12	3.4
P60F-36.1	449	625	49	16.7	1.43	0.0640	0.0005	0.1247	0.0014	1.1001	0.0157	0.0381	0.0005	0.8058	742	16	757	8	753	8	-0.6
P60F-37.1	171	129	18	0.0	0.77	0.0673	0.0004	0.1244	0.0021	1.1548	0.0214	0.0394	0.0012	0.9160	848	13	756	12	780	10	3.0
P60F-38.1	501	664	53	0.0	1.36	0.0638	0.0014	0.1212	0.0024	1.0663	0.0321	0.0369	0.0008	0.6687	735	46	738	14	737	16	0.0
P60F-43.1	477	793	52	0.0	1.71	0.0624	0.0009	0.1259	0.0012	1.0835	0.0190	0.0384	0.0004	0.5429	688	30	765	7	745	9	-2.6
P60F-44.1	455	727	49	0.0	1.64	0.0628	0.0005	0.1232	0.0012	1.0669	0.0137	0.0372	0.0005	0.7314	703	17	749	7	737	7	-1.6
P60F-45.2	190	197	21	0.0	1.07	0.0642	0.0007	0.1261	0.0027	1.1161	0.0272	0.0378	0.0009	0.8872	748	23	766	16	761	13	-0.6
P60F-50.1	239	296	26	80.2	1.27	0.0662	0.0012	0.1254	0.0009	1.1453	0.0224	0.0391	0.0005	0.3798	814	37	762	5	775	11	1.8
P60F-51.1	408	454	45	27.2	1.14	0.0631	0.0006	0.1272	0.0005	1.1072	0.0114	0.0389	0.0004	0.4110	713	18	772	3	757	6	-2.0
PSM-61J																					
P61J-1.1	845	347	89	0.0	0.42	0.0624	0.0002	0.1214	0.0014	1.0452	0.0127	0.0381	0.0006	0.9232	689	7	739	8	727	6	-1.6
P61J-2.1	75	23	8	-105.1	0.32	0.0659	0.0012	0.1201	0.0021	1.0916	0.0281	0.0383	0.0009	0.6817	804	38	731	12	749	14	2.4
P61J-3.1	130	181	18	0.0	1.43	0.0684	0.0008	0.1563	0.0033	1.4726	0.0361	0.0482	0.0014	0.8631	879	24	936	19	919	15	-1.8

Auxiliary Material 5.4: (Continued)

Spot Name	U (ppm)	Th (ppm)	²⁰⁶ Pb (ppm)	f206 (%)	Isotope Ratios										Age Estimates (Ma)						Discor (%)
					Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2σ	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	±2σ	Rho	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2σ	
PSM-61J																					
P61J-4.1	426	137	40	0.0	0.33	0.0593	0.0005	0.1072	0.0009	0.8766	0.0110	0.0336	0.0005	0.6297	579	20	656	5	639	6	-2.6
P61J-4.2	384	265	36	0.0	0.71	0.0599	0.0016	0.1091	0.0012	0.9010	0.0255	0.0340	0.0004	0.3817	601	55	667	7	652	14	-2.2
P61J-7.1	349	360	35	0.0	1.06	0.0614	0.0005	0.1143	0.0024	0.9686	0.0216	0.0355	0.0008	0.9303	655	16	698	14	688	11	-1.4
P61J-8.2	400	93	46	40.4	0.24	0.0679	0.0005	0.1331	0.0015	1.2458	0.0177	0.0474	0.0006	0.8142	865	15	806	9	822	8	2.0
P61J-10B.1	278	166	28	-28.6	0.61	0.0621	0.0008	0.1152	0.0029	0.9865	0.0276	0.0361	0.0010	0.8881	678	26	703	17	697	14	-0.8
P61J-11.1	414	81	100	0.0	0.20	0.1032	0.0005	0.2788	0.0036	3.9682	0.0561	0.0898	0.0013	0.9155	1683	8	1585	18	1628	12	2.6
P61J-12.1	892	167	82	-11.8	0.19	0.0618	0.0004	0.1067	0.0013	0.9087	0.0128	0.0318	0.0010	0.8498	666	14	654	8	656	7	0.4
P61J-13.1	1275	589	139	0.0	0.47	0.0627	0.0003	0.1255	0.0014	1.0859	0.0133	0.0382	0.0007	0.8911	700	9	762	8	747	7	-2.2
P61J-15.1	2002	8	175	130.0	0.00	0.0673	0.0007	0.1007	0.0006	0.9345	0.0113	0.6276	0.0151	0.4781	848	20	618	3	670	6	7.8
P61J-15.2	101	79	38	0.0	0.80	0.1594	0.0004	0.4348	0.0043	9.5586	0.1028	0.1269	0.0015	0.9172	2450	4	2327	19	2393	10	2.8
P61J-16.1	591	105	265	0.0	0.18	0.2177	0.0042	0.5174	0.0138	15.5296	0.5141	0.1563	0.0048	0.8075	2964	31	2688	59	2848	32	5.6
P61J-17.1	157	108	19	0.0	0.70	0.0682	0.0008	0.1384	0.0020	1.3022	0.0246	0.0429	0.0007	0.7658	876	24	836	11	847	11	1.2
P61J-18.1	245	101	26	0.0	0.42	0.0633	0.0003	0.1232	0.0022	1.0750	0.0203	0.0389	0.0011	0.9390	718	11	749	13	741	10	-1.0
P61J-19.1	304	237	94	-8.2	0.80	0.1184	0.0004	0.3557	0.0024	5.8080	0.0488	0.1022	0.0008	0.7939	1933	7	1962	11	1948	7	-0.8
P61J-20.1	163	174	23	0.0	1.09	0.0671	0.0004	0.1613	0.0008	1.4920	0.0135	0.0494	0.0008	0.5742	840	13	964	5	927	6	-4.0
P61J-23.1	533	172	49	27.7	0.33	0.0611	0.0005	0.1063	0.0009	0.8956	0.0112	0.0362	0.0004	0.6972	643	18	651	5	649	6	-0.2
P61J-24.2	129	45	13	0.0	0.36	0.0617	0.0004	0.1141	0.0015	0.9716	0.0146	0.0372	0.0006	0.8875	665	13	697	9	689	8	-1.0
P61J-25.1	1398	688	158	0.0	0.50	0.0593	0.0022	0.1302	0.0078	1.0634	0.0750	0.0441	0.0032	0.8537	577	77	789	45	736	38	-7.2
P61J-26.1	199	222	27	0.0	1.15	0.0675	0.0004	0.1592	0.0004	1.4810	0.0104	0.0517	0.0005	0.3937	853	11	952	2	923	4	-3.2
P61J-27.1	819	558	116	9.5	0.70	0.0704	0.0011	0.1628	0.0022	1.5795	0.0324	0.0498	0.0010	0.6554	939	31	972	12	962	13	-1.0
P61J-30.1	493	657	149	0.0	1.37	0.1148	0.0003	0.3488	0.0022	5.5224	0.0426	0.0997	0.0007	0.8060	1877	5	1929	10	1904	7	-1.2
P61J-32.2	284	175	30	0.0	0.63	0.0618	0.0003	0.1232	0.0011	1.0501	0.0115	0.0377	0.0005	0.7951	668	12	749	6	729	6	-2.8
P61J-33.1	1641	387	159	12.6	0.24	0.0622	0.0006	0.1119	0.0014	0.9597	0.0148	0.0364	0.0006	0.7878	682	19	684	8	683	8	0.0
P61J-34.1	391	205	56	0.0	0.54	0.0732	0.0006	0.1649	0.0023	1.6637	0.0274	0.0531	0.0011	0.8582	1019	15	984	13	995	11	1.2
P61J-35.1	396	96	40	0.0	0.25	0.0640	0.0002	0.1164	0.0022	1.0271	0.0201	0.0433	0.0009	0.9654	741	7	710	13	718	10	1.0
P61J-36.2	164	92	18	0.0	0.58	0.0663	0.0013	0.1283	0.0024	1.1730	0.0322	0.0411	0.0009	0.6856	817	40	778	14	788	15	1.2
P61J-37.1	280	141	82	0.0	0.52	0.1171	0.0010	0.3385	0.0023	5.4624	0.0619	0.0979	0.0009	0.6072	1912	15	1879	11	1895	10	0.8
P61J-38.1	117	65	11	0.0	0.57	0.0633	0.0006	0.1089	0.0024	0.9506	0.0224	0.0318	0.0016	0.9151	718	18	667	14	678	12	1.8
P61J-39.1	484	171	52	12.3	0.36	0.0626	0.0001	0.1249	0.0006	1.0784	0.0066	0.0368	0.0005	0.7632	695	3	759	3	743	3	-2.2
P61J-40.1	278	111	77	-9.8	0.41	0.1158	0.0007	0.3191	0.0073	5.0952	0.1217	0.0933	0.0024	0.9593	1893	10	1785	36	1835	21	2.8
P61J-41.1	308	150	35	0.0	0.50	0.0645	0.0005	0.1315	0.0021	1.1699	0.0209	0.0399	0.0007	0.8870	759	16	797	12	787	10	-1.2
P61J-42.2	250	163	31	0.0	0.67	0.0651	0.0005	0.1437	0.0024	1.2900	0.0238	0.0428	0.0009	0.8877	778	16	866	13	841	11	-3.0
P61J-43.1	295	183	31	-26.0	0.64	0.0627	0.0014	0.1209	0.0004	1.0454	0.0239	0.0391	0.0003	0.1483	699	47	736	2	727	12	-1.2

Auxiliary Material 5.4: (Continued)

Spot Name	U (ppm)	Th (ppm)	²⁰⁶ Pb (ppm)	f206 (%)	Th/U	Isotope Ratios								Rho	Age Estimates (Ma)						Discor (%)
						²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2σ	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	±2σ		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2σ	
						PSM-61J															
P61J-45.1	733	647	82	116.4	0.91	0.0748	0.0002	0.1290	0.0012	1.3300	0.0134	0.0417	0.0007	0.8936	1063	6	782	7	859	6	9.0
P61J-46.1	869	139	87	9.1	0.16	0.0620	0.0007	0.1155	0.0014	0.9880	0.0163	0.0381	0.0008	0.7098	676	23	705	8	698	8	-1.0
P61J-47.1	462	336	64	15.9	0.75	0.0702	0.0006	0.1603	0.0041	1.5524	0.0420	0.0473	0.0013	0.9450	935	17	959	23	951	17	-0.8
P61J-48.1	434	172	45	0.0	0.41	0.0630	0.0008	0.1189	0.0017	1.0323	0.0198	0.0372	0.0007	0.7287	707	27	724	10	720	10	-0.6
P61J-49.1	406	102	39	0.0	0.26	0.0605	0.0005	0.1122	0.0014	0.9352	0.0143	0.0353	0.0005	0.8016	621	18	685	8	670	8	-2.2
P61J-50.1	244	235	33	0.0	0.99	0.0688	0.0006	0.1570	0.0034	1.4894	0.0349	0.0483	0.0011	0.9198	894	17	940	19	926	14	-1.4
P61J-51.1	635	179	222	0.0	0.29	0.1653	0.0010	0.4035	0.0068	9.1937	0.1672	0.1203	0.0022	0.9229	2510	10	2185	31	2358	17	7.4
P61J-54.1	409	290	45	0.0	0.73	0.0645	0.0007	0.1284	0.0018	1.1414	0.0204	0.0386	0.0006	0.7786	757	22	779	10	773	10	-0.8
P61J-55.1	2834	1289	272	1.9	0.47	0.0613	0.0002	0.1102	0.0005	0.9383	0.0062	0.0329	0.0002	0.6229	651	8	674	3	672	3	-0.4
P61J-56.2	114	50	15	0.0	0.45	0.0673	0.0042	0.1564	0.0048	1.4515	0.1003	0.0471	0.0016	0.4395	847	124	937	27	911	42	-2.8
P61J-57.1	627	751	64	0.0	1.23	0.0634	0.0001	0.1183	0.0020	1.0349	0.0176	0.0362	0.0007	0.9709	723	3	721	11	721	9	0.0

Data are uncorrected for common lead and all errors are at 95% confidence interval ($\approx 2\sigma$).

f206(%)=(common ²⁰⁶Pb/total ²⁰⁶Pb)*100;

Rho=[(err. 206Pb/238U)/(measured 206Pb/238U)]/[(err. 207Pb/235U)/(measured 207Pb/235U)];

Discor(%)=[1-(206Pb/238U age)/(207Pb/235U age)]*100.

Auxiliary Material 5.5

Geochronological database compiled for the Southern Brasília and Central Ribeira belts

Sample	Lithotype	Method	Age (Ma)	Error (Ma)	Geological Unit	Tectonic Unit	Geological Province	Reference
<i>Magmatic Ages</i>								
	Mangerite	U-Pb SHRIMP zircon	670	50	Socorro-Guaxupé Nappe	Socorro-Guaxupé Nappe	Southern Brasília Belt	Basei et al., (unpublished)
	Orthogneiss	U-Pb TIMS zircon	650	2	Socorro-Guaxupé Nappe	Socorro-Guaxupé Nappe	Southern Brasília Belt	Braga, 2002
	Enderbitic gneiss	U-Pb TIMS zircon	645	7	Socorro-Guaxupé Nappe	Socorro-Guaxupé Nappe	Southern Brasília Belt	Braga, 2002
	Mangerite	U-Pb SHRIMP zircon	640	50	Socorro-Guaxupé Nappe	Socorro-Guaxupé Nappe	Southern Brasília Belt	Basei et al., (unpublished)
	Granitoid	U-Pb TIMS zircon	629	3	Socorro-Guaxupé Nappe	Socorro-Guaxupé Nappe	Southern Brasília Belt	Töfner, 1996
	Mangerite	U-Pb TIMS zircon	628	14	Socorro-Guaxupé Nappe	Socorro-Guaxupé Nappe	Southern Brasília Belt	Santoro, 1988
	Granitoid	U-Pb TIMS zircon	628	69	Socorro-Guaxupé Nappe	Socorro-Guaxupé Nappe	Southern Brasília Belt	Santoro, 1988
	Granite	U-Pb TIMS zircon/monazite	627	4	Socorro-Guaxupé Nappe	Socorro-Guaxupé Nappe	Southern Brasília Belt	Janasi, 1999
	Orthogneiss	U-Pb TIMS zircon	625	81	Socorro-Guaxupé Nappe	Socorro-Guaxupé Nappe	Southern Brasília Belt	Fetter et al., 2001
	Granite	U-Pb TIMS zircon/monazite	625	3	Socorro-Guaxupé Nappe	Socorro-Guaxupé Nappe	Southern Brasília Belt	Janasi, 1999
	Mangerite	U-Pb TIMS zircon	625	7	Socorro-Guaxupé Nappe	Socorro-Guaxupé Nappe	Southern Brasília Belt	Basei et al., 1995
	Granite	U-Pb TIMS monazite	624	2	Socorro-Guaxupé Nappe	Socorro-Guaxupé Nappe	Southern Brasília Belt	Janasi, 1999
	Mangerite	U-Pb TIMS zircon	623	31	Socorro-Guaxupé Nappe	Socorro-Guaxupé Nappe	Southern Brasília Belt	Janasi, 1999
	Jotunite	U-Pb EV-TIMS zircon	619	4	São Francisco Xavier Pluton (Socorro-Guaxupé Nappe)	Socorro-Guaxupé Nappe	Southern Brasília Belt	Negri, 2002
	Granite	(U-Th)-Pb EPMA monazite	616	14	Socorro-Guaxupé Nappe	Socorro-Guaxupé Nappe	Southern Brasília Belt	Vlach and Gualda, 2000
	Granite	U-Pb TIMS zircon	616	8	Socorro-Guaxupé Nappe	Socorro-Guaxupé Nappe	Southern Brasília Belt	Santoro, 1988
	Granite	(U-Th)-Pb EPMA monazite	614	14	Socorro-Guaxupé Nappe	Socorro-Guaxupé Nappe	Southern Brasília Belt	Vlach and Gualda, 2000
	Syenite	U-Pb TIMS zircon	612	3	Socorro-Guaxupé Nappe	Socorro-Guaxupé Nappe	Southern Brasília Belt	Töfner, 1996
	Granite	U-Pb EV-TIMS zircon	612	8	São Francisco Xavier Pluton (Socorro-Guaxupé Nappe)	Socorro-Guaxupé Nappe	Southern Brasília Belt	Negri, 2002
	Granite	(U-Th)-Pb EPMA monazite	604	10	Socorro-Guaxupé Nappe	Socorro-Guaxupé Nappe	Southern Brasília Belt	Vlach and Gualda, 2000
	Granite	U-Pb TIMS zircon	582	6	Itu Batholith (Socorro-Guaxupé Nappe)	Socorro-Guaxupé Nappe	Southern Brasília Belt	Töfner, 1996
PI-41C	Monzodiorite	U-Pb TIMS zircon	578	3	Piracacia Pluton	Socorro-Guaxupé Nappe	Southern Brasília Belt	Janasi et al., 2009
A-696A	Qtz monzodiorite	U-Pb TIMS zircon	575	2	Jaguari Pluton (Morungaba Batholith)	Socorro-Guaxupé Nappe	Southern Brasília Belt	Janasi et al., 2009
NESG-463	Tur-Ms-Bt-bearing leucogranite	U-Pb TIMS monazite	596	5	Alagoas Migmatite	Liberdade Nappe	Southern Brasília Belt	Campos Neto et al., 2011
9	Syntectonic granite	U-Pb TIMS monazite	579	6	Rio Turvo Granite (Juiz de Fora Domain)	Juiz de Fora/Paraíba Domains	Northern Ribeira Belt	Machado et al., 1996
13	Granite	U-Pb TIMS monazite	535	3	Getulândia Granite (Paraíba Domain)	Juiz de Fora/Paraíba Domains	Northern Ribeira Belt	Machado et al., 1996
13	Granite	U-Pb TIMS monazite	527	3	Getulândia Granite (Paraíba Domain)	Juiz de Fora/Paraíba Domains	Northern Ribeira Belt	Machado et al., 1996
1050	Hbl-Bt-bearing tonalitic gneiss	U-Pb TIMS zircon/monazite	791	12	Rio Negro Complex	Coastal Domain	Northern Ribeira Belt	Heilbron and Machado, 2003
47A	Amphibolite	U-Pb SHRIMP zircon	668	18	Três Rios Amphibolite (Italva Klippe)	Coastal Domain	Northern Ribeira Belt	Bento dos Santos et al., 2010
DB-TUP-30D	Tonalitic gneiss	U-Pb TIMS zircon	634	10	Rio Negro Complex	Coastal Domain	Northern Ribeira Belt	Tupinambá et al., 2000
1071	Tonalite	U-Pb TIMS zircon	633	5	Rio Negro Complex	Coastal Domain	Northern Ribeira Belt	Heilbron and Machado, 2003
BOL-1	Metanorite (two px metagabbro)	U-Pb TIMS zircon	596	3	Serra da Bolívia Complex	Coastal Domain	Northern Ribeira Belt	Heilbron et al., 2013
RN-1	Leucocratic coarse-grained metagranite	U-Pb TIMS zircon	592	58	Rio Negro Complex	Coastal Domain	Northern Ribeira Belt	Tupinambá et al., 2012
CO-TUP-21	Mylonitic tonalite gneiss	U-Pb SHRIMP zircon	591	4	Serra da Bolívia Complex	Coastal Domain	Northern Ribeira Belt	Heilbron et al., 2013
RN-2	Meta-quartz diorite	U-Pb TIMS zircon	590	9	Rio Negro Complex	Coastal Domain	Northern Ribeira Belt	Tupinambá et al., 2012
THE-18E	Leucogabbro	U-Pb SHRIMP zircon	590	6	Serra da Bolívia Complex	Coastal Domain	Northern Ribeira Belt	Heilbron et al., 2013
14	Migmatitic Bt-Hbl gneiss	U-Pb TIMS zircon	589	8	Graminha Gneiss (Coastal Domain)	Coastal Domain	Northern Ribeira Belt	Machado et al., 1996
1047	Augen gneiss	U-Pb TIMS zircon	578	19	Rio de Janeiro Batholith	Coastal Domain	Northern Ribeira Belt	Heilbron and Machado, 2003
1080	Leucogneiss	U-Pb TIMS zircon	576	2	?	Coastal Domain	Northern Ribeira Belt	Heilbron and Machado, 2003
1054	Grt-Bt gneiss xenolith (sheet-like)	U-Pb TIMS zircon	575	15	Rio Negro Complex	Coastal Domain	Northern Ribeira Belt	Heilbron and Machado, 2003
SP-BR-3	Monzonite	U-Pb SHRIMP zircon	574	4	Serra da Bolívia Complex	Coastal Domain	Northern Ribeira Belt	Heilbron et al., 2013
24A	Charnockite	U-Pb SHRIMP zircon	572	13	Cambuci Domain	Coastal Domain	Northern Ribeira Belt	Bento dos Santos et al., 2010
24B	Aplite	U-Pb SHRIMP zircon	567	14	Cambuci Domain	Coastal Domain	Northern Ribeira Belt	Bento dos Santos et al., 2010
24D	Orthogneiss	U-Pb SHRIMP zircon	566	12	Cambuci Domain	Coastal Domain	Northern Ribeira Belt	Bento dos Santos et al., 2010
1052	Pegmatite dike	U-Pb TIMS zircon/monazite	513	5	Pedra Branca Pluton	Coastal Domain	Northern Ribeira Belt	Heilbron and Machado, 2003

Auxiliary Material 5.5: (Continued)

Sample	Lithotype	Method	Age (Ma)	Error (Ma)	Geological Unit	Tectonic Unit	Geological Province	Reference
<i>Magmatic Ages</i>								
BG-01A	Porphyritic granite	U-Pb LA-MS-ICPMS zircon	511	7	Surui Granite	Coastal Domain	Northern Ribeira Belt	Valeriano et al., 2011
BG-01C	Pegmatite-granite dike	U-Pb LA-MS-ICPMS zircon	498	9	Andorinha Granite (dike swarm)	Coastal Domain	Northern Ribeira Belt	Valeriano et al., 2011
24C	Granite	U-Pb SHRIMP zircon	493	14	Cambuci Domain	Coastal Domain	Northern Ribeira Belt	Bento dos Santos et al., 2010
17	Granite	U-Pb TIMS titanite	492	15	Mangaratiba Granite	Coastal Domain	Northern Ribeira Belt	Machado et al., 1996
JA-FM-02	Bt leucogranite	U-Pb LA-MS-ICPMS zircon	491	10	Sana Granite	Coastal Domain	Northern Ribeira Belt	Valeriano et al., 2011
NF-TUP-201	Bt-Ttn porphyritic granite	U-Pb LA-MS-ICPMS titanite	489	4	Nova Friburgo Granite	Coastal Domain	Northern Ribeira Belt	Valeriano et al., 2011
NF-TUP-201	Bt-Ttn porphyritic granite	U-Pb LA-MS-ICPMS zircon	486	4	Nova Friburgo Granite	Coastal Domain	Northern Ribeira Belt	Valeriano et al., 2011
1053	Gray equigranular granite dike	U-Pb TIMS zircon	482	6	Favela Granite	Coastal Domain	Northern Ribeira Belt	Heilbron and Machado, 2003
TP-137	Porphyritic granite	U-Pb LA-MS-ICPMS zircon	481	6	Três Picos Pluton (Frades Complex)	Coastal Domain	Northern Ribeira Belt	Valeriano et al., 2011
BUZ-19-11	Pegmatite dike	U-Pb TIMS zircon	440	11	Late Tectonic Pegmatite	Coastal Domain	Northern Ribeira Belt	Schmitt et al., 2004
H351	Metavolcanic rock	U-Pb TIMS monazite	628	9	Pirapora do Bom Jesus Fm. (São Roque Group)	SI/SR Domains	Central Ribeira Belt	Hackspacker et al., 2000
SI-2	Meta-rhyolite dike	U-Pb TIMS zircon	618	9	Nhangucu Fm. (Serra do Itaberaba Group)	SI/SR Domains	Central Ribeira Belt	Juliani et al., 2000
X	Metavolcanic rock	U-Pb TIMS zircon	608	7	Pirapora do Bom Jesus Fm. (São Roque Group)	SI/SR Domains	Central Ribeira Belt	Hackspacker et al., 1999
H352	Rhyolite dike	U-Pb TIMS zircon	607	28	Estrada dos Romeiros Fm. (São Roque Group)	SI/SR Domains	Central Ribeira Belt	Hackspacker et al., 2000
EMBU-2	Mylonitic Bt gneiss	U-Pb SHRIMP zircon	811	13	Embu Complex	Embu Domain	Central Ribeira Belt	Cordani et al., 2002
PSM-18G	Meta-aplite	U-Pb SHRIMP zircon	783	6	Embu Complex	Embu Domain	Central Ribeira Belt	this study
FG-106	Porphyritic Bt granite	U-Pb LA-MS-ICPMS zircon	680	13	Serra do Quebra-Cangalha Granite	Embu Domain	Central Ribeira Belt	Trouw et al., 2013
PSM-75B	Strongly foliated metagranite	U-Pb SHRIMP zircon	768	8	Embu Complex	Embu Domain	Central Ribeira Belt	this study
E-25	Foliated porphyritic Bt granite	U-Pb LA-MS-ICPMS titanite	676	10	Santa Catarina Granite	Embu Domain	Central Ribeira Belt	Alves et al., 2013
EMBU-13	Pegmatite	U-Pb SHRIMP zircon	666	18	Embu Complex	Embu Domain	Central Ribeira Belt	Cordani et al., 2001
E-24	Foliated porphyritic Bt granite	U-Pb LA-MS-ICPMS zircon	632	5	Santa Catarina Granite	Embu Domain	Central Ribeira Belt	Alves et al., 2013
E-23	Ms-Bt granite	U-Pb TIMS monazite	595	1	Santa Branca Granite	Embu Domain	Central Ribeira Belt	Alves et al., 2013
PSM-42A	Ms-Bt granite	U-Pb SHRIMP zircon	595	50	Embu Complex	Embu Domain	Central Ribeira Belt	Meira, unpublished
E-30	Ms-Bt granite	U-Pb TIMS monazite	590	8	Guacuri Granite	Embu Domain	Central Ribeira Belt	Alves et al., 2013
MAU-1	Porphyritic monzogranite	U-Pb TIMS monazite	588	2	Mauá Granite	Embu Domain	Central Ribeira Belt	Filipov and Janasi, 2001
E-00-25A	Ms-Bt granite	U-Pb TIMS monazite	585	5	Mogi das Cruzes Granite	Embu Domain	Central Ribeira Belt	Janasi et al., 2003
PD-2448	Bt granite	U-Pb LA-MS-ICPMS zircon	583	4	Caucaia Granite	Embu Domain	Central Ribeira Belt	Alves et al., 2013
E-26	Porphyritic Bt granite	U-Pb LA-MS-ICPMS zircon	581	5	Sabaúna Granite	Embu Domain	Central Ribeira Belt	Alves et al., 2013
E-11	Foliated porphyritic Bt granite	U-Pb LA-MS-ICPMS zircon	581	5	Lagoinha Batholith	Embu Domain	Central Ribeira Belt	Alves et al., 2013
E-38	Porphyritic Bt granite	U-Pb LA-MS-ICPMS zircon	580	6	Itapeti Granite	Embu Domain	Central Ribeira Belt	Alves et al., 2013
E-00-22A	Equigranular Bt granite	U-Pb TIMS monazite	540	5	Santa Branca Granite	Embu Domain	Central Ribeira Belt	Janasi et al., 2003
PSM-104F	Grt amphibolite	U-Pb SHRIMP zircon	791	10	Amphibolite Boiçucanga	Costeiro Domain	Central Ribeira Belt	Meira et al., submitted
PSM-106C	Grt amphibolite	U-Pb SHRIMP zircon	786	10	Amphibolite Maresias	Costeiro Domain	Central Ribeira Belt	Meira et al., submitted
K-3	Amp-Bt monzogranite	U-Pb TIMS zircon	612	3	Mongaguá Granite	Costeiro Domain	Central Ribeira Belt	Passarelli et al., 2004
JQ-01	Amphibolite	U-Pb SHRIMP zircon	593	10	Costeiro Complex - amphibolites	Costeiro Domain	Central Ribeira Belt	Dias Neto, 2001
E-00-13	Ms-Tur-bearing Bt granite	U-Pb TIMS monazite	587	7	Natividade da Serra Batholith	Costeiro Domain	Central Ribeira Belt	Janasi et al., 2003
PSM-57A	Grt-bearing leucogranite	U-Pb SHRIMP zircon	583	18	Costeiro Complex	Costeiro Domain	Central Ribeira Belt	Meira et al., submitted
SHAFT-02	Hbl-Bt granite	U-Pb SHRIMP zircon	579	4	Pico do Papagaio Batholith	Costeiro Domain	Central Ribeira Belt	Meira et al., 2014
BC-07	Amphibolite	U-Pb SHRIMP zircon	577	23	Costeiro Complex - amphibolites	Costeiro Domain	Central Ribeira Belt	Dias Neto, 2001
PSM-58D	Diatexite	U-Pb SHRIMP zircon	576	3	Costeiro Complex	Costeiro Domain	Central Ribeira Belt	Meira et al., submitted
PSM-70	Grt-bearing leucogranite	U-Pb SHRIMP zircon	562	6	Costeiro Complex	Costeiro Domain	Central Ribeira Belt	Meira et al., submitted
WWW-7B	Metavolcanic rock	U-Pb SHRIMP zircon	645	31	Upper Unit (Itaiacoca Belt) - Abapã Sequence	Itaiacoca Domain	Southern Ribeira Belt	Siga Jr. et al., 2009
WWW-7A	Metavolcanic rock	U-Pb SHRIMP zircon	641	11	Upper Unit (Itaiacoca Belt) - Abapã Sequence	Itaiacoca Domain	Southern Ribeira Belt	Siga Jr. et al., 2009
HOT-2	Metavolcanic rock	U-Pb TIMS zircon	636	30	Upper Unit (Itaiacoca Belt) - Abapã Sequence	Itaiacoca Domain	Southern Ribeira Belt	Siga Jr. et al., 2009
AB-1	Metavolcanic rock	U-Pb SHRIMP zircon	628	18	Upper Unit (Itaiacoca Belt) - Abapã Sequence	Itaiacoca Domain	Southern Ribeira Belt	Siga Jr. et al., 2009

Auxiliary Material 5.5: (Continued)

Sample	Lithotype	Method	Age (Ma)	Error (Ma)	Geological Unit	Tectonic Unit	Geological Province	Reference
<i>Magmatic Ages</i>								
HP-02	Porphyritic Hbl-Bt granodiorite	U-Pb TIMS zircon (Pb/Pb age)	625	10	Ribeirão Butiá Pluton (Cunhaporanga Batholith)	Itaiacoca Domain	Southern Ribeira Belt	Prazeres Filho et al., 2003
HP-03	Prophyritic Hbl-Bt monzogranite	U-Pb TIMS zircon (Pb/Pb age)	625	4	Ribeirão Butiá Pluton (Cunhaporanga Batholith)	Itaiacoca Domain	Southern Ribeira Belt	Prazeres Filho et al., 2003
HP-21	Bt monzogranite	U-Pb TIMS zircon (Pb/Pb age)	601	7	Pirai do Sul Pluton (Cunhaporanga Batholith)	Itaiacoca Domain	Southern Ribeira Belt	Prazeres Filho et al., 2003
CAS-1	Rhyolite	U-Pb LA-MS-ICPMS zircon	550	4	Upper Rhyolite Unit (Castro Basin)	Itaiacoca Domain	Southern Ribeira Belt	Almeida et al., 2010
HP-06	Hbl-Bt tonalite	U-Pb TIMS zircon (Pb/Pb age)	636	3	Paina Pluton (Três Córregos Batholith)	Água Clara Domain	Southern Ribeira Belt	Prazeres Filho et al., 2003
HP-07	Protomylonitic Hbl-Bt granodiorite	U-Pb TIMS zircon (Pb/Pb age)	633	3	Arrieiros Pluton (Três Córregos Batholith)	Água Clara Domain	Southern Ribeira Belt	Prazeres Filho et al., 2003
HP-73	Porphyritic Hbl-Bt granodiorite	U-Pb TIMS zircon (Pb/Pb age)	628	16	Arrieiros Pluton (Três Córregos Batholith)	Água Clara Domain	Southern Ribeira Belt	Prazeres Filho et al., 2003
ITG-01	Porphyritic monzogranite	U-Pb SHRIMP zircon	623	10	Itaóca Granite	Água Clara Domain	Southern Ribeira Belt	Salazar et al., 2008
A44	Metagabbro	U-Pb TIMS zircon/monazite	617	4	Apiáí Metagabbro	Água Clara Domain	Southern Ribeira Belt	Hackspacker et al., 2000
E-3	Foliated leucocratic granite	U-Pb TIMS zircon	615	54	Barra do Chapéu Pluton (Três Córregos Batholith)	Água Clara Domain	Southern Ribeira Belt	Guimenez et al., 2001
A13	Metabasic rock	U-Pb TIMS zircon	614	19	Iporanga Fm.	Água Clara Domain	Southern Ribeira Belt	Hackspacker et al., 2000
IT-54	Porphyritic monzogranite	U-Pb SHRIMP zircon	612	3	Itaóca Granite	Água Clara Domain	Southern Ribeira Belt	Salazar et al., 2013
MN-15	Hbl-Bt orthogneiss	U-Pb TIMS zircon	611	43	Barra do Chapéu Pluton (Três Córregos Batholith)	Água Clara Domain	Southern Ribeira Belt	Guimenez et al., 2001
A17	Granite	U-Pb TIMS zircon	605	3	Apiáí Granite	Água Clara Domain	Southern Ribeira Belt	Hackspacker et al., 2000
S-15	Hbl-Bt granite	U-Pb TIMS zircon	605	2	Saival Granite (Três Córregos Batholith)	Água Clara Domain	Southern Ribeira Belt	Guimenez et al., 2001
HP-44	Porphyritic Hbl-Bt quartz monzonite	U-Pb TIMS zircon	604	4	São Sebastião Pluton (Três Córregos Batholith)	Água Clara Domain	Southern Ribeira Belt	Prazeres Filho et al., 2003
TC-42	Porphyritic granite	U-Pb SHRIMP zircon	600	6	Ribeirão Branco Pluton (Três Córregos Batholith)	Água Clara Domain	Southern Ribeira Belt	Salazar et al., 2013
HP-04	Porphyritic Hbl-Bt quartz monzonite	U-Pb TIMS zircon	599	7	São Sebastião Pluton (Três Córregos Batholith)	Água Clara Domain	Southern Ribeira Belt	Prazeres Filho et al., 2003
CR-1	Alkaline Granite	U-Pb SHRIMP zircon	597	2	Correas Granite	Água Clara Domain	Southern Ribeira Belt	Salazar et al., 2013
TC-339	Porphyritic granite	U-Pb SHRIMP zircon	596	5	Barra do Chapéu Pluton (Três Córregos Batholith)	Água Clara Domain	Southern Ribeira Belt	Salazar et al., 2013
SG-54	Alkaline Granite	U-Pb SHRIMP zircon	595	4	Sguário Granite	Água Clara Domain	Southern Ribeira Belt	Salazar et al., 2013
F-203	Pebble of granite	U-Pb SHRIMP zircon	593	15	Iporanga Fm.	Água Clara Domain	Southern Ribeira Belt	Campanha et al., 2008
IP-808	Metavolcanic rock	U-Pb SHRIMP zircon	579	34	Iporanga Fm.	Água Clara Domain	Southern Ribeira Belt	Campanha et al., 2008
K-20	Granite	U-Pb TIMS zircon	761	2	Juquiá Granite	Votuverava Domain	Southern Ribeira Belt	Passarelli et al., 2004
PD526	Hbl-Bt monzogranite	U-Pb TIMS zircon	610	2	Ibiúna Granite (Agudos Grandes Batholith)	Votuverava Domain	Southern Ribeira Belt	Janasi et al., 2001
PD462	Ms-Bt leucogranite	U-Pb TIMS zircon	610	1	Turvo Granite (Agudos Grandes Batholith)	Votuverava Domain	Southern Ribeira Belt	Janasi et al., 2001
PD420	Pinkish Bt monzogranite	U-Pb TIMS zircon/monazite	605	7	Piedade Granite (Agudos Grandes Batholith)	Votuverava Domain	Southern Ribeira Belt	Janasi et al., 2001
PD474b	Porphyritic Ttn-bearing Bt monzogranite	U-Pb TIMS zircon	604	8	Piedade Granite (Agudos Grandes Batholith)	Votuverava Domain	Southern Ribeira Belt	Janasi et al., 2001
PD2266	Ms-Bt monzogranite	U-Pb TIMS monazite	604	3	Serra dos Lopes Granite (Agudos Grandes Batholith)	Votuverava Domain	Southern Ribeira Belt	Leite et al., 2007
PD462	Porphyritic Ms-Bt monzogranite	U-Pb TIMS monazite	601	2	Piedade Granite (Agudos Grandes Batholith)	Votuverava Domain	Southern Ribeira Belt	Janasi et al., 2001
PD498	Bt monzogranite	U-Pb TIMS monazite	600	4	Roseira Granite (Agudos Grandes Batholith)	Votuverava Domain	Southern Ribeira Belt	Leite et al., 2007
PD2154	Ms-Bt monzogranite	U-Pb TIMS monazite	600	4	Pilar do Sul Granite (Agudos Grandes Batholith)	Votuverava Domain	Southern Ribeira Belt	Leite et al., 2007
GKM-15	Mylonitic Quartz monzodiorite	Ar-Ar Amp	598	1	Tigre Nuclei (Votuverava Domain)	Votuverava Domain	Southern Ribeira Belt	Siga Jr. et al., 2011b
CB3	Bt syenogranite	U-Pb TIMS zircon/monazite	586	3	Capão Bonito Granite (Agudos Grandes Batholith)	Votuverava Domain	Southern Ribeira Belt	Leite et al., 2007
SMA3	Hbl-Bt monzogranite	U-Pb TIMS zircon	579	8	São Miguel Arcanjo Granite (Agudos Grandes Batholith)	Votuverava Domain	Southern Ribeira Belt	Leite et al., 2007
CER-1	Leucocratic Bt syenogranite	U-Pb TIMS zircon	563	34	Cerne Granite	Votuverava Domain	Southern Ribeira Belt	Cury et al., 2008
PD125	Porphyritic Bt syenogranite	U-Pb TIMS zircon	563	8	Serra da Bateia Granite (Agudos Grandes Batholith)	Votuverava Domain	Southern Ribeira Belt	Janasi et al., 2001
GKM-15	Mylonitic Quartz monzodiorite	Ar-Ar Bt	555	1	Tigre Nuclei (Votuverava Domain)	Votuverava Domain	Southern Ribeira Belt	Siga Jr. et al., 2011b
WW-46/75	Sienitic rocks	U-Pb TIMS zircon	622	19	Três Irmãos Massif (Ilha do Cardoso Pluton)	Curitiba-Luis Alves Domain	Southern Ribeira Belt	Weber et al., 2001
CTI-31	Pebble of felsic rock in conglomerate	U-Pb SHRIMP zircon	609	18	Itajaí Basin	Curitiba-Luis Alves Domain	Southern Ribeira Belt	Basei et al., 2011
CTI-32	Pebble of felsic rock in conglomerate	U-Pb SHRIMP zircon	609	4	Itajaí Basin	Curitiba-Luis Alves Domain	Southern Ribeira Belt	Basei et al., 2011
LC-63	Tuff (volcanoclastic rock)	U-Pb SHRIMP zircon	608	8	Itajaí Basin	Curitiba-Luis Alves Domain	Southern Ribeira Belt	Silva et al., 2002c
MJ-376	Rhyolite	U-Pb TIMS zircon	605	9	Guaratubinha Basin	Curitiba-Luis Alves Domain	Southern Ribeira Belt	Basei et al., 1998
MJ-415	Rhyolite	U-Pb TIMS zircon	598	29	Campo Alegre Basin	Curitiba-Luis Alves Domain	Southern Ribeira Belt	Basei et al., 1998
MBAN-1	Siltstone with tuffaceous component	U-Pb SHRIMP zircon	596	10	Itajaí Basin	Curitiba-Luis Alves Domain	Southern Ribeira Belt	Basei et al., 2011
OM-589	Monzogranite	U-Pb TIMS zircon	585	12	Rio Negro Pluton (Graciosa Granitic Province)	Curitiba-Luis Alves Domain	Southern Ribeira Belt	Vlach et al., 2011

Auxiliary Material 5.5: (Continued)

Sample	Lithotype	Method	Age (Ma)	Error (Ma)	Geological Unit	Tectonic Unit	Geological Province	Reference
<i>Magmatic Ages</i>								
OM-473	Monzogabbro-diorite	U-Pb TIMS zircon	584	8	Rio Negro Pluton (Graciosa Granitic Province)	Curitiba-Luis Alves Domain	Southern Ribeira Belt	Vlach et al., 2011
CO-22	Gabbro-diorite	U-Pb TIMS zircon	583	3	Corupá Pluton (Graciosa Granitic Province)	Curitiba-Luis Alves Domain	Southern Ribeira Belt	Vlach et al., 2011
GRA-59E	Qtz monzodiorite	U-Pb TIMS zircon	580	2	Orgãos Pluton (Graciosa Granitic Province)	Curitiba-Luis Alves Domain	Southern Ribeira Belt	Vlach et al., 2011
K-44	Bt monzogranite	U-Pb TIMS zircon	580	23	Registro Gneiss	Curitiba-Luis Alves Domain	Southern Ribeira Belt	Passarelli et al., 2004
WW-79	Alkali-feldspar granite	U-Pb TIMS zircon	567	15	Cambriú Massif (Ilha do Cardoso Pluton)	Curitiba-Luis Alves Domain	Southern Ribeira Belt	Weber et al., 2001
SUB	Granite	U-Pb TIMS zircon	561	42	Subida Granite (Itajaí Basin)	Curitiba-Luis Alves Domain	Southern Ribeira Belt	Basei et al., 1998
API	Rhyolite	U-Pb SHRIMP zircon	558	7	Apiúna Fm. (Itajaí Basin)	Curitiba-Luis Alves Domain	Southern Ribeira Belt	Basei et al., 2011
PBI-33A	Rhyolite	U-Pb LA-MS-ICPMS zircon	549	4	Apiúna Fm. (Itajaí Basin)	Curitiba-Luis Alves Domain	Southern Ribeira Belt	Guadagnin et al., 2010
A SUB	Granite	U-Pb SHRIMP zircon	520	5	Subida Granite (Itajaí Basin)	Curitiba-Luis Alves Domain	Southern Ribeira Belt	Basei et al., 2011
<i>Metamorphic Ages</i>								
NP-74A	Migmatite (mesosome and melanosome)	(U-Th)-Pb EPMA monazite	793	6	Nazaré Paulista Migmatite	Socorro-Guaxupé Nappe	Southern Brasília Belt	Martins et al., 2009
	Paragneiss	(U-Th)-Pb EPMA monazite	630	16	Socorro-Guaxupé Nappe	Socorro-Guaxupé Nappe	Southern Brasília Belt	Vlach and Gualda, 2000
	Paragneiss	(U-Th)-Pb EPMA monazite	626	18	Socorro-Guaxupé Nappe	Socorro-Guaxupé Nappe	Southern Brasília Belt	Vlach and Gualda, 2000
NP-74C	Granitic leucosome	(U-Th)-Pb EPMA monazite	625	8	Nazaré Paulista Migmatite	Socorro-Guaxupé Nappe	Southern Brasília Belt	Martins et al., 2009
NP-74B	Thronhjemitic leucosome	(U-Th)-Pb EPMA monazite	624	3	Nazaré Paulista Migmatite	Socorro-Guaxupé Nappe	Southern Brasília Belt	Martins et al., 2009
R-04-7-1	Kfs-bearing two pyroxene granulite	U-Pb SIMS zircon	622	28	Socorro-Guaxupé Nappe	Socorro-Guaxupé Nappe	Southern Brasília Belt	Reno et al., 2009
NP-74A	Migmatite (mesosome and melanosome)	(U-Th)-Pb EPMA monazite	618	6	Nazaré Paulista Migmatite	Socorro-Guaxupé Nappe	Southern Brasília Belt	Martins et al., 2009
	Paragneiss	(U-Th)-Pb EPMA monazite	615	16	Socorro-Guaxupé Nappe	Socorro-Guaxupé Nappe	Southern Brasília Belt	Vlach and Gualda, 2000
	Migmatite	U-Pb TIMS monazite	612	3	Socorro-Guaxupé Nappe	Socorro-Guaxupé Nappe	Southern Brasília Belt	Janasi, 1999
8A-1	Migmatite (Hbl-Bt gneiss)	U-Pb TIMS titanite	604	4	Andrelândia Domain	Socorro-Guaxupé Nappe	Southern Brasília Belt	Machado et al., 1996
R-05b-7-26	Migmatitic Grt-Opx-Hbl granulite	Ar-Ar Amp	592	10	Socorro-Guaxupé Nappe	Socorro-Guaxupé Nappe	Southern Brasília Belt	Reno et al., 2010
CTV2-MMF1	Syn-kinematic granitic dike	U-Pb SHRIMP zircon	587	9	Maria José Shear Zone	Socorro-Guaxupé Nappe	Southern Brasília Belt	Zuquim et al., 2011
7B	Sil-Grt-Bt-Crd paragneiss	U-Pb TIMS monazite	581	3	Andrelândia Domain	Socorro-Guaxupé Nappe	Southern Brasília Belt	Machado et al., 1996
7A	Leucosome of Sil-Grt-Bt-Crd paragneiss	U-Pb TIMS monazite	576	2	Andrelândia Domain	Socorro-Guaxupé Nappe	Southern Brasília Belt	Machado et al., 1996
R-04-6-21	Metapelitic granulite	(U-Th)-Pb EPMA monazite	662	9	Três Pontas-Varginha Nappe	Três Pontas-Varginha Nappe	Southern Brasília Belt	Reno et al., 2011
R-04-2	Metapelitic granulite	(U-Th)-Pb EPMA monazite	655	4	Três Pontas-Varginha Nappe	Três Pontas-Varginha Nappe	Southern Brasília Belt	Reno et al., 2011
R-04-6-11	Migmatitic paragneiss	U-Pb SIMS zircon	648	12	Três Pontas-Varginha Nappe	Três Pontas-Varginha Nappe	Southern Brasília Belt	Reno et al., 2009
R-04-6-21	Metapelitic granulite	(U-Th)-Pb EPMA monazite	648	7	Três Pontas-Varginha Nappe	Três Pontas-Varginha Nappe	Southern Brasília Belt	Reno et al., 2011
R-05-6-31B	Als-Grt-Bt paragneiss	U-Pb SIMS zircon	647	11	Três Pontas-Varginha Nappe	Três Pontas-Varginha Nappe	Southern Brasília Belt	Reno et al., 2009
R-05b-6-36	Metapelitic granulite	(U-Th)-Pb EPMA monazite	640	6	Três Pontas-Varginha Nappe	Três Pontas-Varginha Nappe	Southern Brasília Belt	Reno et al., 2011
R-04-6-21	Metapelitic granulite	(U-Th)-Pb EPMA monazite	638	5	Três Pontas-Varginha Nappe	Três Pontas-Varginha Nappe	Southern Brasília Belt	Reno et al., 2011
R-05-6-31B	Als-Grt-Bt paragneiss	(U-Th)-Pb EPMA monazite	634	7	Três Pontas-Varginha Nappe	Três Pontas-Varginha Nappe	Southern Brasília Belt	Reno et al., 2011
R-05b-6-36	Metapelitic granulite	(U-Th)-Pb EPMA monazite	631	5	Três Pontas-Varginha Nappe	Três Pontas-Varginha Nappe	Southern Brasília Belt	Reno et al., 2011
NESG-72X1	Mafic granulite	Ar-Ar Amp	628	1	Três Pontas-Varginha Nappe	Três Pontas-Varginha Nappe	Southern Brasília Belt	Campos Neto et al., 2004
R-05b-6-103	Metapelitic granulite	(U-Th)-Pb EPMA monazite	620	7	Três Pontas-Varginha Nappe	Três Pontas-Varginha Nappe	Southern Brasília Belt	Reno et al., 2011
R-05b-6-36	Metapelitic granulite	(U-Th)-Pb EPMA monazite	620	7	Três Pontas-Varginha Nappe	Três Pontas-Varginha Nappe	Southern Brasília Belt	Reno et al., 2011
R-05b-6-103	Metapelitic granulite	(U-Th)-Pb EPMA monazite	619	4	Três Pontas-Varginha Nappe	Três Pontas-Varginha Nappe	Southern Brasília Belt	Reno et al., 2011
R-05b-10-102	Metapelitic granulite	(U-Th)-Pb EPMA monazite	619	11	Carvalhos Klippe	Três Pontas-Varginha Nappe	Southern Brasília Belt	Reno et al., 2011
AL-6-5-EZ/AL-5-139	Metapelitic Grt granulite	U-Pb TIMS monazite	618	1	Carvalhos Klippe	Três Pontas-Varginha Nappe	Southern Brasília Belt	Campos Neto et al., 2010
R-05-6-31B	Als-Grt-Bt paragneiss	(U-Th)-Pb EPMA monazite	616	5	Três Pontas-Varginha Nappe	Três Pontas-Varginha Nappe	Southern Brasília Belt	Reno et al., 2011
R-05b-10-102	Metapelitic granulite	(U-Th)-Pb EPMA monazite	614	9	Carvalhos Klippe	Três Pontas-Varginha Nappe	Southern Brasília Belt	Reno et al., 2011
R-05b-6-36	Metapelitic granulite	(U-Th)-Pb EPMA monazite	610	4	Três Pontas-Varginha Nappe	Três Pontas-Varginha Nappe	Southern Brasília Belt	Reno et al., 2011
R-05b-6-29	Metapelitic granulite	(U-Th)-Pb EPMA monazite	608	5	Três Pontas-Varginha Nappe	Três Pontas-Varginha Nappe	Southern Brasília Belt	Reno et al., 2011
R-05b-6-36	Metapelitic granulite	(U-Th)-Pb EPMA monazite	607	5	Três Pontas-Varginha Nappe	Três Pontas-Varginha Nappe	Southern Brasília Belt	Reno et al., 2011
R-05b-6-36	Metapelitic granulite	(U-Th)-Pb EPMA monazite	606	7	Três Pontas-Varginha Nappe	Três Pontas-Varginha Nappe	Southern Brasília Belt	Reno et al., 2011
R-05b-6-103	Metapelitic granulite	(U-Th)-Pb EPMA monazite	605	6	Três Pontas-Varginha Nappe	Três Pontas-Varginha Nappe	Southern Brasília Belt	Reno et al., 2011

Auxiliary Material 5.5: (Continued)

Sample	Lithotype	Method	Age (Ma)	Error (Ma)	Geological Unit	Tectonic Unit	Geological Province	Reference
<i>Metamorphic Ages</i>								
R-05-6-31B	Als-Grt-Bt paragneiss	(U-Th)-Pb EPMA monazite	604	8	Três Pontas-Varginha Nappe	Três Pontas-Varginha Nappe	Southern Brasília Belt	Reno et al., 2011
R-04-6-19	Metapelitic granulite	(U-Th)-Pb EPMA monazite	603	5	Três Pontas-Varginha Nappe	Três Pontas-Varginha Nappe	Southern Brasília Belt	Reno et al., 2011
R-04-6-11	Metapelitic granulite	(U-Th)-Pb EPMA monazite	600	5	Três Pontas-Varginha Nappe	Três Pontas-Varginha Nappe	Southern Brasília Belt	Reno et al., 2011
R-05b-10-102	Metapelitic granulite	(U-Th)-Pb EPMA monazite	595	8	Carvalhos Klippe	Três Pontas-Varginha Nappe	Southern Brasília Belt	Reno et al., 2011
R-05b-10-65	Metapelitic granulite	U-Pb SHRIMP monazite	595	12	Carvalhos Klippe	Três Pontas-Varginha Nappe	Southern Brasília Belt	Reno et al., 2011
R-05b-6-29	Metapelitic granulite	(U-Th)-Pb EPMA monazite	593	7	Três Pontas-Varginha Nappe	Três Pontas-Varginha Nappe	Southern Brasília Belt	Reno et al., 2011
R-05b-10-65	Metapelitic granulite	(U-Th)-Pb EPMA monazite	593	4	Carvalhos Klippe	Três Pontas-Varginha Nappe	Southern Brasília Belt	Reno et al., 2011
R-05b-10-102	Metapelitic granulite	(U-Th)-Pb EPMA monazite	592	5	Carvalhos Klippe	Três Pontas-Varginha Nappe	Southern Brasília Belt	Reno et al., 2011
R-05b-6-109	Metapelitic Grt granulite	Ar-Ar Bt	591	7	Três Pontas-Varginha Nappe	Três Pontas-Varginha Nappe	Southern Brasília Belt	Reno et al., 2010
R-05b-6-108	Metapelitic granulite	(U-Th)-Pb EPMA monazite	588	4	Três Pontas-Varginha Nappe	Três Pontas-Varginha Nappe	Southern Brasília Belt	Reno et al., 2011
R-04-6-11	Leucosome of Grt granulite	Ar-Ar Bt	588	3	Três Pontas-Varginha Nappe	Três Pontas-Varginha Nappe	Southern Brasília Belt	Reno et al., 2010
R-05b-10-102	Metapelitic granulite	(U-Th)-Pb EPMA monazite	585	5	Carvalhos Klippe	Três Pontas-Varginha Nappe	Southern Brasília Belt	Reno et al., 2011
R-05b-6-103	Grt-Ky-Kfs gneiss	Ar-Ar Bt	584	7	Três Pontas-Varginha Nappe	Três Pontas-Varginha Nappe	Southern Brasília Belt	Reno et al., 2010
R-05b-10-102	Metapelitic granulite	(U-Th)-Pb EPMA monazite	583	4	Carvalhos Klippe	Três Pontas-Varginha Nappe	Southern Brasília Belt	Reno et al., 2011
R-05b-10-102	Metapelitic granulite	(U-Th)-Pb EPMA monazite	582	18	Carvalhos Klippe	Três Pontas-Varginha Nappe	Southern Brasília Belt	Reno et al., 2011
R-05b-10-102	Metapelitic granulite	(U-Th)-Pb EPMA monazite	580	7	Carvalhos Klippe	Três Pontas-Varginha Nappe	Southern Brasília Belt	Reno et al., 2011
R-05b-6-31B	Als-Grt-Bt paragneiss	Ar-Ar Bt	572	6	Três Pontas-Varginha Nappe	Três Pontas-Varginha Nappe	Southern Brasília Belt	Reno et al., 2010
R-05b-6-108	Metapelitic Grt granulite	Ar-Ar Bt	570	4	Três Pontas-Varginha Nappe	Três Pontas-Varginha Nappe	Southern Brasília Belt	Reno et al., 2010
R-05b-6-30	Metapelitic Grt granulite	Ar-Ar Bt	567	2	Três Pontas-Varginha Nappe	Três Pontas-Varginha Nappe	Southern Brasília Belt	Reno et al., 2010
R-05b-10-74	Cpx-bearing amphibolite	Ar-Ar Amp	564	92	Carvalhos Klippe	Três Pontas-Varginha Nappe	Southern Brasília Belt	Reno et al., 2010
R-05b-10-65	Metapelitic granulite	(U-Th)-Pb EPMA monazite	563	21	Carvalhos Klippe	Três Pontas-Varginha Nappe	Southern Brasília Belt	Reno et al., 2011
R-05b-10-95	Grt-Ky-Bt gneiss	Ar-Ar Bt	560	11	Carvalhos Klippe	Três Pontas-Varginha Nappe	Southern Brasília Belt	Reno et al., 2010
NESG-520	Metapelitic Ky granulite	Ar-Ar Bt	555	1	Pouso Alto Nappe	Três Pontas-Varginha Nappe	Southern Brasília Belt	Campos Neto et al., 2004
R-05b-6-33	Als-Grt-Bt paragneiss	Ar-Ar Bt	546	7	Três Pontas-Varginha Nappe	Três Pontas-Varginha Nappe	Southern Brasília Belt	Reno et al., 2010
NESG-415B	Ms quartzite	Ar-Ar Ms	543	2	Três Pontas-Varginha Nappe	Três Pontas-Varginha Nappe	Southern Brasília Belt	Campos Neto et al., 2004
R-05b-13-13	Retrograded eclogite	U-Pb SIMS zircon	678	29	Liberdade Nappe	Liberdade Nappe	Southern Brasília Belt	Reno et al., 2009
NESG-816	Grt-Amp paragneiss	U-Pb TIMS monazite	616	50	Liberdade Nappe	Liberdade Nappe	Southern Brasília Belt	Campos Neto et al., 2011
R-04-5-6	Metapelitic schist/gneiss	(U-Th)-Pb EPMA monazite	619	6	Carmo da Cachoeira Nappe	Andrelândia Nappe	Southern Brasília Belt	Reno et al., 2011
R-05b-5-22	Metapelitic schist/gneiss	(U-Th)-Pb EPMA monazite	617	6	Carmo da Cachoeira Nappe	Andrelândia Nappe	Southern Brasília Belt	Reno et al., 2011
R-04-5-8	Metapelitic schist/gneiss	(U-Th)-Pb EPMA monazite	617	7	Carmo da Cachoeira Nappe	Andrelândia Nappe	Southern Brasília Belt	Reno et al., 2011
R-05b-5-23	Metapelitic schist/gneiss	(U-Th)-Pb EPMA monazite	616	6	Carmo da Cachoeira Nappe	Andrelândia Nappe	Southern Brasília Belt	Reno et al., 2011
R-05b-5-23	Metapelitic schist/gneiss	U-Pb SIMS monazite	612	10	Carmo da Cachoeira Nappe	Andrelândia Nappe	Southern Brasília Belt	Reno et al., 2011
AND-XV-126	Bt-Grt paragneiss	U-Pb TIMS monazite	611	2	Andrelândia Nappe	Andrelândia Nappe	Southern Brasília Belt	Campos Neto et al., 2007
IBA-VI-37	Ky-Grt micaschist	U-Pb TIMS monazite	611	18	Andrelândia Nappe	Andrelândia Nappe	Southern Brasília Belt	Campos Neto et al., 2007
NESG-695	Bt-Grt paragneiss	U-Pb TIMS monazite	607	2	Andrelândia Nappe	Andrelândia Nappe	Southern Brasília Belt	Campos Neto et al., 2007
NESG-833	Grt-Bt paragneiss	U-Pb TIMS monazite	606	1	Andrelândia Nappe	Andrelândia Nappe	Southern Brasília Belt	Campos Neto et al., 2011
NESG-584	Grt-Bt paragneiss	U-Pb TIMS monazite	604	2	Andrelândia Nappe	Andrelândia Nappe	Southern Brasília Belt	Campos Neto et al., 2011
R-04-5-8	Metapelitic schist/gneiss	(U-Th)-Pb EPMA monazite	600	8	Carmo da Cachoeira Nappe	Andrelândia Nappe	Southern Brasília Belt	Reno et al., 2011
R-04-5-6	Metapelitic schist/gneiss	(U-Th)-Pb EPMA monazite	596	14	Carmo da Cachoeira Nappe	Andrelândia Nappe	Southern Brasília Belt	Reno et al., 2011
R-GR-05-4b	Metapelitic schist/gneiss	(U-Th)-Pb EPMA monazite	595	5	Carmo da Cachoeira Nappe	Andrelândia Nappe	Southern Brasília Belt	Reno et al., 2011
R-GR-05-3	Grt-Ky-Bt-Ms gneiss	Ar-Ar Bt	543	4	Carmo da Cachoeira Nappe	Andrelândia Nappe	Southern Brasília Belt	Reno et al., 2010
NESG-295	Ky-Grt micaschist	Ar-Ar Bt	541	1	Aiuruoca-Andrelândia Nappe	Andrelândia Nappe	Southern Brasília Belt	Campos Neto et al., 2004
R-05b-5-23	Grt-Ky-Bt gneiss	Ar-Ar Bt	539	2	Carmo da Cachoeira Nappe	Andrelândia Nappe	Southern Brasília Belt	Reno et al., 2010
R-05b-5-17	Grt-Ky-Bt schist	Ar-Ar Bt	510	2	Carmo da Cachoeira Nappe	Andrelândia Nappe	Southern Brasília Belt	Reno et al., 2010
NESG-147C	Ky-Grt micaschist	Ar-Ar Bt	510	1	Aiuruoca-Andrelândia Nappe	Andrelândia Nappe	Southern Brasília Belt	Campos Neto et al., 2004
NESG-137A	Ky-Grt micaschist	Ar-Ar Bt	502	1	Aiuruoca-Andrelândia Nappe	Andrelândia Nappe	Southern Brasília Belt	Campos Neto et al., 2004

Auxiliary Material 5.5: (Continued)

Sample	Lithotype	Method	Age (Ma)	Error (Ma)	Geological Unit	Tectonic Unit	Geological Province	Reference
<i>Metamorphic Ages</i>								
NESG-290	Grt-Bt paragneiss	Ar-Ar Bt	492	1	Aiuruoca-Andrelândia Nappe	Andrelândia Nappe	Southern Brasília Belt	Campos Neto et al., 2004
R-05b-8-56	Bt-Grt schist	Ar-Ar Bt	490	3	Andrelândia Nappe	Andrelândia Nappe	Southern Brasília Belt	Reno et al., 2010
CG-05	Ky-St-Ms schist	U-Pb TIMS monazite	590	3	Carrancas Nappe	Carrancas Nappe	Southern Brasília Belt	Campos Neto et al., 2011
NESG-919C	Ky-St-Ms schist	U-Pb TIMS monazite	574	3	Carrancas Nappe	Carrancas Nappe	Southern Brasília Belt	Campos Neto et al., 2011
12A	Bt gneiss	U-Pb TIMS zircon	605	3	Paraíba Domain	Juiz de Fora/Paraíba Domains	Northern Ribeira Belt	Machado et al., 1996
11	Leucosome of Hbl-Bt gneiss	U-Pb TIMS titanite	584	3	Paraíba Domain	Juiz de Fora/Paraíba Domains	Northern Ribeira Belt	Machado et al., 1996
5B	Felsic granulite	U-Pb TIMS zircon	579	50	Juiz de Fora Domain	Juiz de Fora/Paraíba Domains	Northern Ribeira Belt	Machado et al., 1996
6A	Feldspathic quartzite	U-Pb TIMS monazite	579	4	Juiz de Fora Domain	Juiz de Fora/Paraíba Domains	Northern Ribeira Belt	Machado et al., 1996
6A	Feldspathic quartzite	U-Pb TIMS monazite	572	5	Juiz de Fora Domain	Juiz de Fora/Paraíba Domains	Northern Ribeira Belt	Machado et al., 1996
3C	Hbl gneiss	U-Pb TIMS zircon	571	2	Paraíba Domain	Juiz de Fora/Paraíba Domains	Northern Ribeira Belt	Machado et al., 1996
5B	Felsic granulite	U-Pb TIMS monazite	563	3	Juiz de Fora Domain	Juiz de Fora/Paraíba Domains	Northern Ribeira Belt	Machado et al., 1996
3C	Hbl gneiss	U-Pb TIMS titanite	535	12	Paraíba Domain	Juiz de Fora/Paraíba Domains	Northern Ribeira Belt	Machado et al., 1996
12B	Leucosome of Bt gneiss	U-Pb TIMS titanite	530	4	Paraíba Domain	Juiz de Fora/Paraíba Domains	Northern Ribeira Belt	Machado et al., 1996
3B	Leucocratic veins in Hbl gneiss	U-Pb TIMS titanite	521	6	Paraíba Domain	Juiz de Fora/Paraíba Domains	Northern Ribeira Belt	Machado et al., 1996
12A	Bt gneiss	U-Pb TIMS titanite	503	8	Paraíba Domain	Juiz de Fora/Paraíba Domains	Northern Ribeira Belt	Machado et al., 1996
1069	Leucosome of Grt-Bt paragneiss	U-Pb TIMS zircon/monazite	623	5	Cambuci Domain	Coastal Domain	Northern Ribeira Belt	Heilbron and Machado, 2003
47A	Amphibolite	U-Pb SHRIMP zircon	612	13	Três Rios Amphibolite (Italva Klippe)	Coastal Domain	Northern Ribeira Belt	Bento dos Santos et al., 2010
15	Bt-sil-Fsp quartzite	U-Pb TIMS monazite	574	50	Costeiro Complex - metasediments	Coastal Domain	Northern Ribeira Belt	Machado et al., 1996
BUZ-79	Sil-Grt-Bt gneiss	U-Pb TIMS monazite	554	5	São Fidélis Complex (Costeiro Domain)	Coastal Domain	Northern Ribeira Belt	Schmitt et al., 2004
BUZ-79	Sil-Grt-Bt gneiss	U-Pb TIMS zircon	553	7	São Fidélis Complex (Costeiro Domain)	Coastal Domain	Northern Ribeira Belt	Schmitt et al., 2004
BUZ-79	Sil-Grt-Bt gneiss	U-Pb TIMS zircon	548	2	São Fidélis Complex (Costeiro Domain)	Coastal Domain	Northern Ribeira Belt	Schmitt et al., 2004
14	Migmatitic Bt-Hbl gneiss	U-Pb TIMS zircon	532	8	Graminha Gneiss (Coastal Domain)	Coastal Domain	Northern Ribeira Belt	Machado et al., 1996
1068	Amphibolite	U-Pb TIMS zircon	501	7	Italva Klippe	Coastal Domain	Northern Ribeira Belt	Heilbron and Machado, 2003
1050	Hbl-Bt-bearing tonalitic gneiss	U-Pb TIMS zircon/monazite	493	6	Rio Negro Complex	Coastal Domain	Northern Ribeira Belt	Heilbron and Machado, 2003
BUZ-62	Meta-quartz monzonite	U-Pb TIMS zircon	525	37	Região dos Lagos Basement Unit	Cabo Frio Domain	Northern Ribeira Belt	Schmitt et al., 2004
BUZ-8-8	Syntectonic leucosome	U-Pb TIMS zircon	525	9	Búzios Sucession	Cabo Frio Domain	Northern Ribeira Belt	Schmitt et al., 2004
BUZ-62-4	Leucocratic deformed vein	U-Pb TIMS zircon	519	11	Região dos Lagos Basement Unit	Cabo Frio Domain	Northern Ribeira Belt	Schmitt et al., 2004
BUZ-44	Banded amphibolite	U-Pb TIMS zircon	519	19	Forte de São Mateus Unit	Cabo Frio Domain	Northern Ribeira Belt	Schmitt et al., 2004
BUZ-01-04	Banded amphibolite	U-Pb TIMS titanite	519	9	Forte de São Mateus Unit	Cabo Frio Domain	Northern Ribeira Belt	Schmitt et al., 2004
07-LAG	Grt paragneiss	U-Pb TIMS zircon	519	12	Búzios Sucession	Cabo Frio Domain	Northern Ribeira Belt	Schmitt et al., 2004
BUZ-62-4	Leucocratic deformed vein	U-Pb TIMS zircon	518	5	Região dos Lagos Basement Unit	Cabo Frio Domain	Northern Ribeira Belt	Schmitt et al., 2004
BUZ-46	Ky paragneiss	U-Pb TIMS monazite	513	2	Búzios Sucession	Cabo Frio Domain	Northern Ribeira Belt	Schmitt et al., 2004
BUZ-20-01	Sil-Grt-Bt paragneiss	U-Pb SHRIMP zircon	511	31	Palmital Sucession	Cabo Frio Domain	Northern Ribeira Belt	Schmitt et al., 2004
BUZ-8-5	Ky paragneiss	U-Pb TIMS monazite	511	2	Búzios Sucession	Cabo Frio Domain	Northern Ribeira Belt	Schmitt et al., 2004
BUZ-06-ANF	Di amphibolite	U-Pb TIMS titanite	510	2	Búzios Sucession	Cabo Frio Domain	Northern Ribeira Belt	Schmitt et al., 2004
BUZ-11	Sil-Bt paragneiss	U-Pb TIMS zircon	503	4	Palmital Sucession	Cabo Frio Domain	Northern Ribeira Belt	Schmitt et al., 2004
07-LAG	Grt paragneiss	U-Pb TIMS monazite	496	4	Búzios Sucession	Cabo Frio Domain	Northern Ribeira Belt	Schmitt et al., 2004
BUZ-18-PARA	Ttn amphibolite	U-Pb TIMS zircon	494	8	Palmital Sucession	Cabo Frio Domain	Northern Ribeira Belt	Schmitt et al., 2004
BUZ-20-01	Sil-Grt-Bt paragneiss	U-Pb TIMS monazite	492	2	Palmital Sucession	Cabo Frio Domain	Northern Ribeira Belt	Schmitt et al., 2004
07-LAG	Grt paragneiss	U-Pb TIMS rutile	479	5	Búzios Sucession	Cabo Frio Domain	Northern Ribeira Belt	Schmitt et al., 2004
BUZ-48	Metasyenogranite	U-Pb TIMS zircon	465	52	Região dos Lagos Basement Unit	Cabo Frio Domain	Northern Ribeira Belt	Schmitt et al., 2004
MD-10B	Clast of Bt monzogranite	U-Pb LA-MS-ICPMS zircon	637	84	Boturuna Fm. (São Roque Group)	SI/SR Domains	Central Ribeira Belt	Henrique-Pinto et al., 2012
LSM-01	Quartzites	U-Pb LA-MS-ICPMS zircon	584	47	Serra do Itaberaba/São Roque Groups	SI/SR Domains	Central Ribeira Belt	Henrique-Pinto, 2012
MD-01C	Clast of Bt monzogranite	U-Pb LA-MS-ICPMS zircon	527	72	Boturuna Fm. (São Roque Group)	SI/SR Domains	Central Ribeira Belt	Henrique-Pinto et al., 2012
E-1	Ms-bearing Grt-Sil-Bt gneiss	(U-Th)-Pb EPMA monazite	795	8	Embu Complex	Embu Domain	Central Ribeira Belt	Vlach, 2001
E-2	Ms-bearing Grt-Sil-Bt gneiss	(U-Th)-Pb EPMA monazite	789	16	Embu Complex	Embu Domain	Central Ribeira Belt	Vlach, 2001

Auxiliary Material 5.5: (Continued)

Sample	Lithotype	Method	Age (Ma)	Error (Ma)	Geological Unit	Tectonic Unit	Geological Province	Reference
<i>Metamorphic Ages</i>								
E-20	Ms-bearing Grt-Sil-Bt gneiss	(U-Th)-Pb EPMA monazite	787	18	Embu Complex	Embu Domain	Central Ribeira Belt	Vlach, 2001
PSM-98A	Feldspathic quartzite	U-Pb SHRIMP zircon	601	8	Embu Complex	Embu Domain	Central Ribeira Belt	Meira et al., submitted
PSM-98A	Feldspathic quartzite	U-Pb SHRIMP zircon	608	4	Embu Complex	Embu Domain	Central Ribeira Belt	Meira et al., submitted
PSM-98A	Feldspathic quartzite	U-Pb SHRIMP zircon	619	6	Embu Complex	Embu Domain	Central Ribeira Belt	Meira et al., submitted
PSM-98A	Feldspathic quartzite	U-Pb SHRIMP zircon	621	8	Embu Complex	Embu Domain	Central Ribeira Belt	Meira et al., submitted
PSM-98A	Feldspathic quartzite	U-Pb SHRIMP zircon	627	14	Embu Complex	Embu Domain	Central Ribeira Belt	Meira et al., submitted
RCC-1	Migmatite	U-Pb SHRIMP zircon	614	21	Rio Capivari Complex	Embu Domain	Central Ribeira Belt	Babinski et al., 2001
PSM-96	Feldspathic quartzite	U-Pb SHRIMP zircon	605	4	Embu Complex	Embu Domain	Central Ribeira Belt	Meira et al., submitted
PSM-96	Feldspathic quartzite	U-Pb SHRIMP zircon	618	7	Embu Complex	Embu Domain	Central Ribeira Belt	Meira et al., submitted
E-20	Ms-bearing Grt-Sil-Bt gneiss	(U-Th)-Pb EPMA monazite	594	21	Embu Complex	Embu Domain	Central Ribeira Belt	Vlach, 2001
E-00-21	Bt-Ms hololeucocratic orthogneiss	U-Pb TIMS monazite	587	5	Jaguari Granite	Embu Domain	Central Ribeira Belt	Janasi et al., 2003
PSM-88B	Feldspathic quartzite	U-Pb SHRIMP zircon	577	3	Embu Complex	Embu Domain	Central Ribeira Belt	Meira et al., submitted
PSM-88B	Feldspathic quartzite	U-Pb SHRIMP zircon	579	4	Embu Complex	Embu Domain	Central Ribeira Belt	Meira et al., submitted
PSM-88B	Feldspathic quartzite	U-Pb SHRIMP zircon	567	2	Embu Complex	Embu Domain	Central Ribeira Belt	Meira et al., submitted
PSM-88B	Feldspathic quartzite	U-Pb SHRIMP zircon	579	6	Embu Complex	Embu Domain	Central Ribeira Belt	Meira et al., submitted
PSM-88B	Feldspathic quartzite	U-Pb SHRIMP zircon	572	2	Embu Complex	Embu Domain	Central Ribeira Belt	Meira et al., submitted
PSM-88B	Feldspathic quartzite	U-Pb SHRIMP zircon	574	2	Embu Complex	Embu Domain	Central Ribeira Belt	Meira et al., submitted
PSM-88B	Feldspathic quartzite	U-Pb SHRIMP zircon	573	6	Embu Complex	Embu Domain	Central Ribeira Belt	Meira et al., submitted
PSM-88B	Feldspathic quartzite	U-Pb SHRIMP zircon	579	6	Embu Complex	Embu Domain	Central Ribeira Belt	Meira et al., submitted
PSM-88B	Feldspathic quartzite	U-Pb SHRIMP zircon	581	7	Embu Complex	Embu Domain	Central Ribeira Belt	Meira et al., submitted
PSM-88B	Feldspathic quartzite	U-Pb SHRIMP zircon	579	9	Embu Complex	Embu Domain	Central Ribeira Belt	Meira et al., submitted
PSM-88B	Feldspathic quartzite	U-Pb SHRIMP zircon	582	5	Embu Complex	Embu Domain	Central Ribeira Belt	Meira et al., submitted
PSM-88B	Feldspathic quartzite	U-Pb SHRIMP zircon	590	6	Embu Complex	Embu Domain	Central Ribeira Belt	Meira et al., submitted
PSM-88B	Feldspathic quartzite	U-Pb SHRIMP zircon	583	5	Embu Complex	Embu Domain	Central Ribeira Belt	Meira et al., submitted
PSM-88B	Feldspathic quartzite	U-Pb SHRIMP zircon	585	6	Embu Complex	Embu Domain	Central Ribeira Belt	Meira et al., submitted
PSM-88B	Feldspathic quartzite	U-Pb SHRIMP zircon	574	11	Embu Complex	Embu Domain	Central Ribeira Belt	Meira et al., submitted
PSM-88B	Feldspathic quartzite	U-Pb SHRIMP zircon	603	7	Embu Complex	Embu Domain	Central Ribeira Belt	Meira et al., submitted
PSM-24A	Mylonitic Bt gneiss	U-Pb SHRIMP zircon	562	27	Rio Capivari Complex	Embu Domain	Central Ribeira Belt	Meira et al., submitted
PSM-60F	Grt-Bt paragneiss	U-Pb SHRIMP zircon	612	8	Costeiro Complex	Costeiro Domain	Central Ribeira Belt	Meira et al., submitted
PSM-60F	Grt-Bt paragneiss	U-Pb SHRIMP zircon	618	9	Costeiro Complex	Costeiro Domain	Central Ribeira Belt	Meira et al., submitted
PSM-60F	Grt-Bt paragneiss	U-Pb SHRIMP zircon	619	3	Costeiro Complex	Costeiro Domain	Central Ribeira Belt	Meira et al., submitted
PSM-60F	Grt-Bt paragneiss	U-Pb SHRIMP zircon	622	8	Costeiro Complex	Costeiro Domain	Central Ribeira Belt	Meira et al., submitted
PSM-60F	Grt-Bt paragneiss	U-Pb SHRIMP zircon	625	7	Costeiro Complex	Costeiro Domain	Central Ribeira Belt	Meira et al., submitted
PSM-60F	Grt-Bt paragneiss	U-Pb SHRIMP zircon	626	12	Costeiro Complex	Costeiro Domain	Central Ribeira Belt	Meira et al., submitted
PSM-60F	Grt-Bt paragneiss	U-Pb SHRIMP zircon	627	4	Costeiro Complex	Costeiro Domain	Central Ribeira Belt	Meira et al., submitted
PSM-60F	Grt-Bt paragneiss	U-Pb SHRIMP zircon	628	4	Costeiro Complex	Costeiro Domain	Central Ribeira Belt	Meira et al., submitted
PSM-60F	Grt-Bt paragneiss	U-Pb SHRIMP zircon	630	13	Costeiro Complex	Costeiro Domain	Central Ribeira Belt	Meira et al., submitted
PSM-60F	Grt-Bt paragneiss	U-Pb SHRIMP zircon	636	13	Costeiro Complex	Costeiro Domain	Central Ribeira Belt	Meira et al., submitted
PSM-60F	Grt-Bt paragneiss	U-Pb SHRIMP zircon	637	8	Costeiro Complex	Costeiro Domain	Central Ribeira Belt	Meira et al., submitted
PSM-60F	Grt-Bt paragneiss	U-Pb SHRIMP zircon	638	8	Costeiro Complex	Costeiro Domain	Central Ribeira Belt	Meira et al., submitted
PSM-60F	Grt-Bt paragneiss	U-Pb SHRIMP zircon	644	9	Costeiro Complex	Costeiro Domain	Central Ribeira Belt	Meira et al., submitted
PSM-60F	Grt-Bt paragneiss	U-Pb SHRIMP zircon	646	12	Costeiro Complex	Costeiro Domain	Central Ribeira Belt	Meira et al., submitted
PSM-61J	Grt-Bt paragneiss	U-Pb SHRIMP zircon	587	3	Costeiro Complex	Costeiro Domain	Central Ribeira Belt	Meira et al., submitted
PSM-61J	Grt-Bt paragneiss	U-Pb SHRIMP zircon	595	7	Costeiro Complex	Costeiro Domain	Central Ribeira Belt	Meira et al., submitted
PSM-61J	Grt-Bt paragneiss	U-Pb SHRIMP zircon	608	6	Costeiro Complex	Costeiro Domain	Central Ribeira Belt	Meira et al., submitted
PSM-61J	Grt-Bt paragneiss	U-Pb SHRIMP zircon	605	5	Costeiro Complex	Costeiro Domain	Central Ribeira Belt	Meira et al., submitted

Auxiliary Material 5.5: (Continued)

Sample	Lithotype	Method	Age (Ma)	Error (Ma)	Geological Unit	Tectonic Unit	Geological Province	Reference
<i>Metamorphic Ages</i>								
PSM-61J	Grt-Bt paragneiss	U-Pb SHRIMP zircon	611	10	Costeiro Complex	Costeiro Domain	Central Ribeira Belt	Meira et al., submitted
PSM-61J	Grt-Bt paragneiss	U-Pb SHRIMP zircon	612	16	Costeiro Complex	Costeiro Domain	Central Ribeira Belt	Meira et al., submitted
PSM-61J	Grt-Bt paragneiss	U-Pb SHRIMP zircon	618	8	Costeiro Complex	Costeiro Domain	Central Ribeira Belt	Meira et al., submitted
PSM-61J	Grt-Bt paragneiss	U-Pb SHRIMP zircon	629	9	Costeiro Complex	Costeiro Domain	Central Ribeira Belt	Meira et al., submitted
PSM-61J	Grt-Bt paragneiss	U-Pb SHRIMP zircon	630	5	Costeiro Complex	Costeiro Domain	Central Ribeira Belt	Meira et al., submitted
PSM-61J	Grt-Bt paragneiss	U-Pb SHRIMP zircon	635	4	Costeiro Complex	Costeiro Domain	Central Ribeira Belt	Meira et al., submitted
PSM-61J	Grt-Bt paragneiss	U-Pb SHRIMP zircon	645	20	Costeiro Complex	Costeiro Domain	Central Ribeira Belt	Meira et al., submitted
CG-04	Migmatitic paragneiss	U-Pb SHRIMP zircon	571	10	Costeiro Complex - metasediments	Costeiro Domain	Central Ribeira Belt	Dias Neto, 2001
PSM-51E	Sil-Bt gneiss (metatexite migmatite)	U-Pb SHRIMP zircon	557	3	Costeiro Complex	Costeiro Domain	Central Ribeira Belt	Meira et al., submitted
PSM-51E	Sil-Bt gneiss (metatexite migmatite)	U-Pb SHRIMP zircon	636	5	Costeiro Complex	Costeiro Domain	Central Ribeira Belt	Meira et al., submitted
FIT-14	Metabasic rock	U-Pb TIMS zircon	634	36	Lower Unit (Itaiacoca Belt) - Itaiacoca Sequence	Apiai Domain	Southern Ribeira Belt	Siga Jr. et al., 2009
WWD-46	Metabasic rock	Ar-Ar Amp	604	8	Água Clara Fm.	Apiai Domain	Southern Ribeira Belt	Weber et al., 2004
WWD-32	Metabasic rock	U-Pb TIMS zircon	601	83	Água Clara Fm.	Apiai Domain	Southern Ribeira Belt	Weber et al., 2004
WWD-62B	Metabasic rock	Ar-Ar Ms	596	4	Água Clara Fm.	Apiai Domain	Southern Ribeira Belt	Weber et al., 2004
WWD-03	Metabasic rock	U-Pb SHRIMP zircon	586	24	Água Clara Fm.	Apiai Domain	Southern Ribeira Belt	Weber et al., 2004
WWD-33	Metabasic rock	U-Pb TIMS zircon	579	89	Água Clara Fm.	Apiai Domain	Southern Ribeira Belt	Weber et al., 2004
GKM-57	Mica quartzite	Ar-Ar Ms	614	2	Betara Sequence (Votuveraba Group)	Votuveraba Domain	Southern Ribeira Belt	Siga Jr. et al., 2011b
K-20	Granite	U-Pb TIMS monazite	598	8	Juquiá Granite	Votuveraba Domain	Southern Ribeira Belt	Passarelli et al., 2004
K-59	Grt-Bt gneiss	U-Pb TIMS monazite	751	4	Jureia Massif	Curitiba-Luis Alves Domain	Southern Ribeira Belt	Passarelli et al., 2007
56	Sil-Grt-Bt paragneiss	(U-Th)-Pb EPMA monazite	597	12	Turvo-Cajati Fm.	Curitiba-Luis Alves Domain	Southern Ribeira Belt	Faleiros et al., 2011
NM-200A	Mylonitic Hbl-Bt orthogneiss	Ar-Ar Amp	595	1	Atuba Complex	Curitiba-Luis Alves Domain	Southern Ribeira Belt	Machado et al., 2007
297D	Sil-Grt-Bt paragneiss	(U-Th)-Pb EPMA monazite	589	12	Turvo-Cajati Fm.	Curitiba-Luis Alves Domain	Southern Ribeira Belt	Faleiros et al., 2011
56	Sil-Grt-Bt paragneiss	(U-Th)-Pb EPMA monazite	579	8	Turvo-Cajati Fm.	Curitiba-Luis Alves Domain	Southern Ribeira Belt	Faleiros et al., 2011
NM-200C	Late kymatic pegmatite dike	Ar-Ar Ms	579	1	Late tectonic pegmatite (Atuba Complex)	Curitiba-Luis Alves Domain	Southern Ribeira Belt	Machado et al., 2007
NM-200B	Late kymatic pegmatite dike	Ar-Ar Ms	574	1	Late tectonic pegmatite (Atuba Complex)	Curitiba-Luis Alves Domain	Southern Ribeira Belt	Machado et al., 2007
298A	Hbl-Bt paragneiss	Ar-Ar Bt	555	4	Turvo-Cajati Fm.	Curitiba-Luis Alves Domain	Southern Ribeira Belt	Faleiros et al., 2011

Auxiliary Material 5.6

Reference list of the database compilation

- Almeida, R.P., Janikian, L., Fragoso-Cesar, A.R.S. and Fambrini, G.L., 2010. The Ediacaran to Cambrian Rift System of Southeastern South America: Tectonic Implications. *The Journal of Geology*, **118**, 145–161.
- Alves, A., Janasi, V.A., Campos Neto, M.C., Heaman, L. and Simonetti, A., 2013. U–Pb geochronology of the granite magmatism in the Embu Terrane: Implications for the evolution of the Central Ribeira Belt, SE Brazil. *Precambrian Research*, **230**, 1–12.
- Babinski, M., Tassinari, C.C.G., Nutman, A.P., Sato, K., Martins, P.R., Iyer, S.S., 2001. U/Pb SHRIMP zircon ages of migmatites from basement of the Embu Complex, Ribeira Fold Belt, Brazil: Indications of ~1.3-1.4 Ga Pb-Pb and Rb-Sr “isochron” ages of no geological meaning. In: *III South American Symposium on Isotope Geology*, Pucón, Chile, Extended Abstracts.
- Basei, M.A.S., Siga Jr., O., Sato, K., Sproesser, W.M., 1995. A metodologia Urânio-Chumbo na USP. Princípios metodológicos, aplicações e resultados obtidos. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **67**, 221–237.
- Basei, M.A.S., Citroni, S.B., Siga Jr, O., 1998. Stratigraphy and age of Fini-Proterozoic basins of Paraná and Santa Catarina States, southern Brazil. *Boletim IG-USP - Série Científica* **29**, 195-216.
- Basei, M.A.S., Campos Neto, M.C., Castro, N.A., Nutman, A.P., Wemmer, K., Yamamoto, M.T., Hueck, M., Osako, L., Siga Jr, O., Passarelli, C.R., 2011. Tectonic evolution of the Brusque Group, Dom Feliciano belt, Santa Catarina, Southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **32**, 324–350.
- Bento dos Santos, T.M., Munhá, J.M., Tassinari, C.C.G., Fonseca, P.E., Dias Neto, C., 2010. Thermochronology of central Ribeira Fold Belt, SE Brazil: Petrological and geochronological evidence for high-temperature maintenance during Western Gondwana amalgamation. *Precambrian Research*, **180**, 285–298.
- Braga, I.F., 2002. Análise de deformação de rochas infracrustais da região de Cristina e Itajubá – MG. Doctoral thesis, unpublished. Universidade Estadual Paulista, Rio Claro.
- Campanha, G.A.C., Basei, M.A.S., Tassinari, C.C.G., Nutman, A.P., Faleiros, F.M., 2008. Constraining the age of the Iporanga Formation with SHRIMP U–Pb zircon: implications for possible Ediacaran glaciation in the Ribeira Belt, SE Brazil. *Gondwana Research*, **13**, 117–125.
- Campos Neto, M.C., Basei, M.A.S., Vlach, S.R.F., Caby, R., Szabó, G.A.J., Vasconcelos, P., 2004. Migração de Orógenos e Superposição de Orogêneses: um esboço da colagem brasileira no Sul do Cráton do São Francisco, SE - Brasil. *Geologia USP - Série Científica*, **4**, 13–40.
- Campos Neto, M.C., Janasi, V.A., Basei, M.A.S., Siga Junior, O., 2007. Sistema de Nappes Andrelândia, setor oriental: Litoestratigrafia e posição estratigráfica. *Revista Brasileira de Geociências*, **37**, 47–60.

- Campos Neto, M.C., Cioffi, C.R., Moraes, R., Motta, R.G., Siga Jr., O., Basei, M.A.S., 2010. Structural and metamorphic control on the exhumation of high-P granulites: the Carvalhos Klippe example, from the oriental Andrelândia Nappe system, southern portion of the Brasília Orogen, Brazil. *Precambrian Research*, **180**, 125–142.
- Campos Neto, M.C., Basei, M.A.S., Janasi, V.A., Moraes, R., 2011. Orogen migration and tectonic setting of the Andrelândia Nappe system: An Ediacaran western Gondwana collage, south of São Francisco craton. *Journal of South American Earth Sciences*, **32**, 393–406.
- Cordani, U.G., Coutinho, J.M.V., Nutman, A.P., 2002. Geochronological constraints on the evolution of the Embu Complex, São Paulo, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **14**, 903–910.
- Cury, L.F., Siga Jr., O., Harara, O.M., Prazeres-Filho, H.J., Basei, M.A.S., 2008. Aspectos Tectônicos das Intrusões dos Granitos do Cerne, Passa Três e Rio Abaixo, Sudeste do Pré-cambriano Paranaense. Estudo Baseado em Datações ^{39}Ar - ^{40}Ar em Micas. *Geologia USP - Série Científica*, **8**, 87–104.
- Dias Neto, C.M., 2001. Evolução tectono-termal do Complexo Costeiro (Faixa de Dobramentos Ribeira) em São Paulo. Unpublished doctoral thesis. IGc-USP, São Paulo.
- Faleiros, F.M., Campanha, G.A.C., Martins, L., Vlach, S.R.F., Vasconcelos, P.M., 2011. Ediacaran high-pressure collision metamorphism and tectonics of the southern Ribeira Belt (SE Brazil): evidence for terrane accretion and dispersion during Gondwana assembly. *Precambrian Research*, **189**, 263–291.
- Fetter, A. H.; Hackspacker, P. C.; Ebert, H. D.; Dantas, E. L.; Costa, A. C. D., 2001 New Sm/Nd and U/Pb geochronological constraints on the Archean to Neoproterozoic evolution of the Amparo basement complex of the central Ribeira belt, Southeastern Brazil. In: *III South American Symposium on Isotope Geology*, Pucón, Chile. Extend Abstracts.
- Filipov, M. and V.A. Janasi, 2001. The Mauá Granitic Massif, Central Ribeira Belt, São Paulo: petrography, geochemistry and U–Pb dating, *Revista Brasileira de Geociências*, **31**, 341–348.
- Guadagnin, F., Chemale Jr., F., Dussin, I.A., Jelinek, A.R., Santos, M.N., Borba, M.L., Justino, D., Bertotti, A.L., Alessandretti, L., 2010. Depositional age and provenance of the Itajaí Basin, Santa Catarina State, Brazil: implications for SW Gondwana correlation. *Precambrian Research*, **180**, 156–182.
- Gimenez Filho, A.G., Janasi, V.A., Campanha, G.A.C., Teixeira, W., Trevizoli Jr., L.E., 2000. U-Pb dating and Rb-Sr isotope geochemistry of the Eastern portion of the Três Córregos Batolith Ribeira Fold Belt, São Paulo, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**, 45–50.
- Hackspacher P., Dantas, E.L., Godoy, A.M., Oliveira, M.A.F., Fetter, A., Van Schmus, W.R., 1999. Considerations about the evolution of the Ribeira Belt in the São Paulo State - Brazil, from U/Pb geochronology in metavolcanic rocks of the São Roque Group. In: *II South American Symposium on Isotope Geology*, Villa Carlos Paz, Actas, 310-313.
- Hackspacher P., Dantas, E.L., Spoladore, A., Fetter, A., Oliveira, M.A.F., 2000. Evidence of Neoproterozoic backarc basin development in the Central Ribeira Belt, Southeastern

- Brazil: new geochronological and geochemical constraints from São Roque-Açunqui groups. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**, 110–114.
- Heilbron, M. and Machado, N., 2003. Timing of terrane accretion in the Neoproterozoic–Eopaleozoic Ribeira belt, SE Brazil. *Precambrian Research*, **125**, 87–112.
- Heilbron, M., Tupinambá, M., Valeriano, C.M., Armstrong, R., Silva, L.M.E., 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.
- Henrique-Pinto, R., Janasi, V.A., Simonetti, A., Tassinari, C.C.G., Heaman, L.M., 2012. Paleoproterozoic source contributions to the São Roque Group: LA-MC-ICP-MS U-Pb dating and Sm-Nd systematics of clasts from metaconglomerates of the Boturuna Formation. *Geologia USP - Série Científica*, **12**, 21–32.
- Henrique-Pinto, R., 2002. Proveniência e ambiente de sedimentação do Grupo São Roque com base na química de rocha total e datação U-Pb de zircões detríticos. Unpublished doctoral thesis, IGc-USP, São Paulo, 95pp.
- Janasi, V.A., Leite, R.J., Van Schmus, W.R., 2001. U-Pb chronostratigraphy of the granitic magmatism in the Agudos Grandes Batholith (West of São Paulo, Brazil) - implications for the evolution of the Ribeira Belt. *Journal of South American Earth Sciences*, **14**, 363–376.
- Janasi, V.A., Alves, A., Vlach, S.R.F., 2003. Granitos peraluminosos da porção central da Faixa Ribeira, Estado de São Paulo: sucessivos eventos de reciclagem da crosta continental no neoproterozoico. *Geologia USP - Série Científica*, **3**, 13–24.
- Janasi, V.A., Vlach, S.R.F., Campos Neto, M.C., Ulbrich, H.H.G.J., 2009. Associated A-type subalkaline and high-K calc-alkaline granites in the Itu Granite Province, southeastern Brazil: Petrological and Tectonic significance. *The Canadian Mineralogist*, **47**, 1505–1526.
- Janasi, V.A., 1999. Petrogênese de granitos crustais na Nappe de Empurrão Socorro Guaxupé (SP-MG): uma contribuição da geoquímica elemental e isotópica. Unpublished post-doctoral thesis, IGc – USP, São Paulo.
- Juliani, C., Hackspacher, P., Dantas, E.L., Fetter, A.H., 2000. The mesoproterozoic volcano-sedimentary Serra do Itaberaba Group of the Central Ribeira Belt, São Paulo State, Brazil: implications for the age of the overlying São Roque Group. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**, 82–86.
- Leite, R.J., Heaman, L.M., Janasi, V.A., Martins, L., Creaser, R.A., 2007. The late- to postorogenic transition in the Neoproterozoic Agudos Grandes Granite Batholith (Apiai Domain, SE Brazil): constraints from geology, mineralogy, and U–Pb geochronology. *Journal of South American Earth Sciences*, **23**, 193–212.
- Machado, N., Valladares, C., Heilbron, M., Valeriano, C., 1996. U-Pb geochronology of central Ribeira belt (Brazil) and implications for the evolution of the Brazilian Orogeny. *Precambrian Research*, **79**, 347–361.
- Machado, R., Dehler, N.M., Vasconcelos, P., 2007. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages (600–570 Ma) of the Serra do Azeite transtensional shear zone: evidence for syncontractional extension in the Cajati area, southern Ribeira belt. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **79**, 713–723.

- Martins, L., Vlach, S.R.F. and Janasi, V.A., 2009. Reaction microtextures of monazite: Correlation between chemical and age domains in the Nazaré Paulista migmatite, SE Brazil. *Chemical Geology*, **261**, 271–285.
- Meira, V.T., Juliani, C., Schorscher, J.H.D., Garcia-Casco, A. and Hyppolito, T., 2014. Does the Pico do Papagaio Batholith indeed represent a Neoproterozoic Magmatic Arc? In: *IX South American Symposium on Isotope Geology*, Abstracts, São Paulo, Brazil.
- Meira, V.T., Juliani, C., Schorscher, J.H.D., Hyppolito, T. and Garcia-Casco, A., submitted. Tectono-metamorphic evolution of the Central Ribeira Belt, Eastern São Paulo State, Brazil: a case of late Neoproterozoic intracontinental orogeny and gneiss dome development on assembly of Western Gondwana. Submitted to *Tectonics*.
- Negri, F.A., 2002. Petrologia das rochas charnockito-graníticas e encaixantes de alto grau associadas, na região de São Francisco Xavier, SP. Unpublished doctoral thesis, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro.
- Passarelli, C.R., Basei, M.A.S., Campos Neto, M.C., Siga Júnior, O., Prazeres Filho, H.J., 2004. Geocronologia e Geologia Isotópica dos Terrenos Pré-Cambrianos da Porção Sul-Oriental do Estado de São Paulo. *Geologia USP - Série Científica*, **4**, 55–74.
- Passarelli, C.R., Basei, M.A.S., Prazeres-Filho, H.J., Siga-Jr., O., Szabó, G.A.J. and Marco-Neto, J., 2007. Structural and geochronological constraints on the evolution of the Juréia Massif, Registro Domain, State of São Paulo, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **79**, 441–455.
- Prazeres Filho, H.J., Harara, O.M.; Basei, M.A.S.; Passarelli, C.R. & Siga Jr., O., 2003. Litoquímica, geocronologia U–Pb e geologia isotópica (Sr–Nd–Pb) das rochas graníticas dos batólitos Cunhaporanga e Três Córregos na porção sul do Cinturão Ribeira, Estado do Paraná. *Geologia USP - Série Científica*, **3**, 51–70.
- Reno, B.L., Brown, M., Kobayashi, K., Nakamura, E., Piccoli, P.M., Trouw, R.A.J., 2009. Eclogite–high-pressure granulite metamorphism records early collision in West Gondwana: new data from the Southern Brasília Belt, Brazil. *Journal of the Geological Society, London*, **166**, 1013–1032.
- Reno, B.L., Brown, M., Piccoli, P.M., 2010. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ chronology of high-pressure granulite nappes in the Southern Brasília Belt, Brazil: implications for nappe exhumation. *American Journal of Science*, **310**, 1294–1332.
- Reno, B.L., Piccoli, P.M., Brown, M., Trouw, R.A.J., 2011. *In situ* monazite (U–Th)–Pb ages from the Southern Brasília Belt, Brazil: constraints on the high-temperature retrograde evolution of HP granulites. *Journal of Metamorphic Geology*, **30**, 81–112, doi:10.1111/j.1525-1314.2011.00957.x.
- Salazar, C.A., Archanjo, C.J., Babinski, M., Liu, D., 2008. Magnetic fabric and zircon U–Pb geochronology of the Itaóca pluton: implications for the Brasiliano deformation of the southern Ribeira belt (SE Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, **26**, 286–299.
- Salazar, C.A., Archanjo, C.J., Rodrigues, S.W.O., Hollanda, M.H.B.M., Liu, D., 2013. Age and magnetic fabric of the Três Córregos granite batholith: evidence for Ediacaran transtension in the Ribeira Belt (SE Brazil). *International Journal of Earth Sciences*, **102**, 1563–1581.

- Schmitt, R.S., Trouw, R.A.J., Van Schmus, W.R., Pimentel, M.M., 2004. Late amalgamation in the central part of West Gondwana: new geochronological data and the characterization of a Cambrian orogeny in the Ribeira Belt —SE Brazil. *Precambrian Research*, **133**, 29–61.
- Siga Jr., O., Basei, M.A.S., Passarelli, C.R., Sato, K., Cury, L.F., McCreath, I., 2009. Magmatic records of lower neoproterozoic and upper neoproterozoic in Itaia- coca belt (Paraná-Brazil): zircon ages and lithostratigraphy studies. *Gondwana Research*, **15**, 197–208.
- Siga Jr., O., Basei, M.A.S., Nutman, A., Sato, K., McCreath, I., Passarelli, C.R., Liu, D., 2011. Extensional and Colisional Magmatic Records in the Apiaí Terrane, South-Southeastern Brazil: Integration of Geochronological U-Pb Zircon Ages. *Geologia USP - Série Científica*, **11**, 149–175.
- Silva, L.C., Armstrong, R., Pimentel, M.M., Scandolara, J., Ramgrab, G., Wildner, W., Angelim, L.A.A., Vasconcelos, A.M., Riz- zoto, G., Quadros, M.L.E.S., Sander, A., Rosa, A.L.Z., 2002. Reavaliação da evolução geológica em terrenos pré-cambrianos brasileiros com base me novos dados U-Pb SHRIMP, Parte III: Províncias Borborema, Mantiqueira Meridional e Rio Negro-Juruena. *Revista Brasileira de Geociências*, **32**, 529–544.
- Töpfner, C., 1996. Brasiliano-granitoide in den bundesstaaten São Paulo und Minas Gerais, Brasilien-eine vergleichende studie. *Münchner Geologische Hefte*, **4**, 1–100.
- Trouw, R.A.J., Peternel, R., Ribeiro, A., Heilbron, M., Vinagre, R., Duffles, P., Trouw, C.C., Fontainha, M., Kussama, H.H., 2013. A new interpretation for the interference zone between the southern Brasília belt and the central Ribeira belt, SE Brazil, *Journal of South American Earth Sciences*, **48**, 43–57.
- Tupinambá, M., Teixeira, W., Heilbron, M., 2000. Neoproterozoic Western Gondwana assembly and subduction-related plutonism: the role of the Rio Negro Complex in the Ribeira Belt, Soth-eastern Brazil. *Revista Brasileira Geociências*, **30**, 7–11.
- Tupinambá, M., Heilbron, M., Valeriano, C.M., Porto Júnior, R., Blanco de Dios, F., Machado, N., Silva, L.G.E., Almeida, J.C.H., 2012. Juvenile contribution of the Neoproterozoic Rio Negro Magmatic Arc (Ribeira Belt, Brazil): Implications for Western Gondwana amalgamation. *Gondwana Research*, **21**, 422–438.
- Valeriano, C.M., Tupinambá, M., Simonetti, A., Heilbron, M., Almeida, J.C.H., Eirado, L.G., 2011. U-Pb LA-MC-ICPMS geochronology of Cambro-Ordovician post-collisional granites of the Ribeira belt, southeast Brazil: Terminal Brasiliano magmatism in central Gondwana supercontinent. *Journal of South American Earth Sciences*, **32**, 416–428.
- Vlach, S.R.F. and Gualda, G.A.R., 2000. Microprobe monazite dating and the ages of some granitic and metamorphic rocks from Southeastern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**, 214–218.
- Vlach, S.R.F., Siga Jr, O., Harara, O.M.M., Gualda, G.A.R., Basei, M.A.S, Vilalva, F.C.J., 2011. Crystallization ages of the A-type magmatism of the Graciosa Province (Southern Brazil): Constraints from zircon U-Pb (ID-TIMS) dating of coeval K-rich gabbro-dioritic rocks. *Journal of South American Earth Sciences*, **32**, 407–415.

- Vlach, S.R.F., 2001. Microprobe monazite constraints for an early (Ca. 790 Ma) Brasiliano orogeny: the Embu Terrane, Southeastern Brazil. In: *III South American Symposium on Isotope Geology*, Pucón, Chile, Extended Abstracts.
- Weber, W., Basei, M.A.S., Siga Jr., O., Sato, K., 2001. O Magmatismo Alcalino Neoproterozóico na Ilha do Cardoso, Sudeste do Estado de São Paulo. *Geologia USP - Série Científica*, **1**, 115–127.
- Weber, W., Siga Jr., O., Sato, K., Reis Neto, J.M., Basei, M.A.S., Nuttman, A., 2004. A Formação Água Clara na Região de Araçáiba - SP: Registro U-Pb de Uma Bacia Mesoproterozóica. *Geologia USP - Série Científica*, **4**, 101–110.
- Zuquim, M.P.S., Trouw, R.A.J., Trouw, C.C., Tohver, E., 2011. Structural evolution and U-Pb SHRIMP zircon ages of the Neoproterozoic Maria da Fé shear zone, central Ribeira belt – SE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **31**, 199–213.

Capítulo 6 – POST-COLLISIONAL EXTENSION, CRUSTAL THINNING AND WRENCH TECTONICS ON ASSEMBLY OF WESTERN GONDWANA: INSIGHTS FROM EDIACARAN MAGMATISM IN THE EMBU AND COSTEIRO DOMAINS, CENTRAL RIBEIRA BELT, SOUTHEASTERN BRAZIL

V.T. Meira^{1*}, J.H.D. Schorscher², C. Juliani³, A. Garcia-Casco^{4,5}

¹ Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

² Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, Departamento de Mineralogia e Geotectônica

³ Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia Sedimentar e Ambiental

⁴ Universidad de Granada, Facultad de Ciencias, Departamento de Mineralogía y Petrología

⁵ CSIC-Universidad de Granada, Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra, Spain

* Corresponding author: viniciusgeologia@gmail.com

Abstract

The voluminous Ediacaran magmatism in the Ribeira Belt, southeastern Brazil, is one of the most intriguing feature on the evolution of the Neoproterozoic fold-and-thrust belts and formation of the Western Gondwana. Based on new geochemical data and a large compilation of data available for granitoids and mafic rocks of Embu and Costeiro domains, we re-evaluate the interpretation of successive generation of magmatic arcs and accretion of terranes for the evolution of the Central Ribeira Belt. The predominant S-type magmatism of the Embu Domain is interpreted as extensive melting of the middle and upper crust. S-type granites, migmatites and hornblende-bearing granitoids characterize the late Neoproterozoic magmatism in the Costeiro Domain and are interpreted as product of mixed crustal and mantle melts. Geochemical constraints indicate hybridization in virtually all hornblende-bearing granitoids and associated mafic rocks. New U–Pb SHRIMP zircon data in peraluminous two mica granite and high-K calc-alkaline hornblende-bearing biotite granite of Costeiro Domain revealed crystallization ages at around 585–575 Ma for contrasting types of magmas, coeval with A-type granitoids and high-K calc-alkaline rocks of Graciosa Province and Itu Granite Province, constraining a post-thickening (or post-collisional) magmatism in the whole Ribeira Belt. This new interpretation is in agreement with the extensional and wrench tectonics characterized by migmatite-cored gneiss domes and wide strike-slip shear system in the Costeiro and Embu domains, respectively. Our new model is also in accordance with the evolution of the late Ediacaran-Cambrian Rift System of the Southeastern South America.

Keywords: Western Gondwana, Central Ribeira Belt, Embu Domain, Costeiro Domain, Post-collisional magmatism

6.1. Introduction

The most remarkable feature of the Neoproterozoic fold-and-thrust belts in Southeastern Brazil is the voluminous granitic magmatism that includes calc-alkaline batholiths, peraluminous leucogranitic plutons and alkaline to subalkaline A-type granitoids (**Fig. 6.1**). These different types of magmatism have been conceptualized within complex models characterized by subsequent phases of one or more orogenic cycles, where the calc-alkaline batholiths are referred to as “cordilleran” or “arc-related” magmatism (e.g. Campos Neto and Figueiredo, 1995; Heilbron et al., 2013). However, recent studies proposed a simpler tectonic model that considers the evolution of Ediacaran period mostly associated with extensional and wrench tectonism in a post-collisional stage (e.g. Almeida et al., 2010, 2012; Meira et al., submitted a,b – **Chapters 4 and 5**). Widespread Ediacaran wrench-related post-collisional magmatism is also significant in the Dom Feliciano belt, Southern Brazil (Bitencourt and Nardi, 2000; Florisbal et al., 2012a,b and references therein). Moreover, voluminous magmatism with a great variety of magma-types is very common in post-collisional stages of other orogens worldwide (e.g. late Variscan events in Alps and Central Iberia – Debon and Lemmert, 1999; Bea et al., 1999; Montero et al., 2004; Scarrow et al., 2009; and late Pan-African in Egypt – Bea et al., 2011; Moreno et al., 2012, 2014).

Ediacaran magmatism in the Ribeira Belt comprises large high-K calc-alkaline porphyritic batholiths, elongated peraluminous granitic plutons and A-type subalkaline plutons, including charnockitic rocks (**Fig. 6.2a**) (Janasi et al., 2001, 2009; Vlach et al., 2011; Alves et al., 2013 and references therein). The high-K calc-alkaline batholiths include mostly $\pm$ Hbl-Bt porphyritic granites and granodiorites and occur as large bodies elongated along major shear zones in the entire Ribeira Belt (e.g. Prazeres-Filho et al., 2003; Leite et al., 2007 and references therein). Syn-tectonic Bt and Ms-Bt granites represent the peraluminous granitic plutons that occur wrapped by the strike-slip shear zones, mostly in the Embu Domain (e.g. Alves et al., 2013 and references therein). Two roughly linear belts of A-type subalkaline to alkaline plutons, closely associated with coeval high-K calc-alkaline granitic rocks, characterize the post-orogenic magmatism (Itu and Graciosa provinces – see Janasi et al., 2009 and Vlach et al., 2011 for review, respectively) that also includes the Ubatuba Charnockite in the Costeiro Domain (**Figs. 6.1 and 6.2**).

In this work we present new geochemical data for Hbl-bearing porphyritic granitoids from Costeiro Domain and peraluminous granites from Embu and Costeiro domains, and U-Pb SHRIMP zircon data for samples of Hbl-Bt-bearing (Pico do Papagaio Batholith) and Ms-

Bt-bearing (Salesópolis Granite) porphyritic granites. Using the new data presented here and our own observations, altogether with a compilation of the available geochemical and geochronological data from the Ediacaran magmatism in the Central Ribeira Belt, this contribution aims to re-evaluate the tectonic setting of this magmatism and its bearing on the geodynamic evolution of the Western Gondwana amalgamation.

Figure 6.1: Regional geologic map of Southern and Central Ribeira Belt with major shear zones indicated. The inset shows the cratonic blocks of Western Gondwana and the location of Fig. 1. Abbreviations – Cities: SP, São Paulo city; CT, Curitiba city. Batholiths: CPB, Cunhaporanga Batholith; TCB, Três Córregos Batholith; AGB, Agudos Grandes Batholith. Cratons (inset): AM, Amazonia Craton; ANG, Angola Block; CO, Congo Craton; KA, Kalahari Craton; LA, Luis Alves Craton; PP, Paranapanema Block; RA, Rio Apa Block; RP, Rio de La Plata Craton; SL, São Luis Craton; WA, West Africa Craton. SR-SI Domain: São Roque-Serra do Itaberaba Domain. Evidences for suture zones include ophiolites, well-defined magmatic arcs and high-pressure rocks.

6.2. Geological setting

The Ribeira Belt composes the central part of the Mantiqueira Province (sensu Almeida et al., 1981) and is characterized by a major NE-ESE-trending orogen-parallel steep strike-slip shear system. This mobile belt is delimited in the South by the Luis Alves cratonic block (**Fig. 6.1**) and its northern limit is poorly constrained by the inflexion of the major

structures from NE-SW to N-S, where a transcurrent-dominated regime in the Ribeira Belt progressively pass onto a thrust domain in the Araçuaí Belt (see Egydio-Silva et al., 2005 and references therein). Paleoproterozoic basement inliers, Mesoproterozoic and Neoproterozoic metavolcano-sedimentary sequences variably reworked in the Neoproterozoic Brasiliano Orogeny and also widespread Neoproterozoic granitic magmatism and Ediacaran fault-bounded volcano-sedimentary basins make up the geological units of the Ribeira Belt (Campanha and Sadowski, 1999; Campos Neto, 2000; Janasi et al., 2001; Heilbron et al., 2004; Silva et al., 2005; Almeida et al., 2010; among others).

Figure 6.2: Geological map of the studied area. See location in Figure 1. All sampling sites are shown. A star indicates the sampling sites with new U–Pb SHRIMP zircon data. Schematic geological cross-section through the studied area is also shown. Abbreviations: IT, Itapeti Pluton; SBN, Sabaúna Pluton; SC, Santa Catarina Pluton; SB, Santa Branca Pluton; SL, Salesópolis Granite; CA, Cruz Alto Pluton; NSB, Natividade da Serra Batholith; JU, Juqueí augen gneiss; SS, São Sebastião Leucogranite.

The central segment of the Ribeira Belt includes mainly metavolcano-sedimentary sequences, orthogneiss basement units and voluminous granitic bodies, divided by major strike-slip shear zones in three different geological domains (**Fig. 6.1**). From North to South these domains are named São Roque-Serra do Itaberaba, Embu and Costeiro. The São Roque-Serra do Itaberaba Domain (SR-SI) includes a Mesoproterozoic volcano-sedimentary sequence (Serra do Itaberaba Group), a Neoproterozoic siliciclastic-dominated unit (São Roque Group) and voluminous late Neoproterozoic granitic batholiths (Juliani et al., 2000).

The Embu Domain is limited from the SR-SI by the Taxaquara-Rio Jaguari Shear Zone and comprises low- to high-grade metasedimentary rocks (Embu Complex), a large amount of syn-tectonic granitic stocks and batholiths, mainly composed of Bt and Ms-Bt granites (e.g. Alves et al., 2013), and stretched basement inliers (Rio Capivari Complex) invariably reworked by the Brasiliano Orogeny. The limit between the Embu and Costeiro domains is set in the Lancinha-Cubatão Shear Zone and the Costeiro Domain is characterized by high-grade ortho-derived and metasedimentary rocks (Costeiro Complex) and syn-tectonic granitoids. The metasedimentary unit includes metatexitic to diatexitic metapelites/semipelites, metapsammites, calcsilicate rocks and boudins of amphibolites, while the syn-tectonic granitoids include Hbl-Bt-bearing granitoid batholiths and minor Grt-bearing leucogranites (Meira et al., submitted a – **Chapter 4**).

6.3. An overview on Ediacaran magmatism in the Central Ribeira Belt and surrounding areas

The widespread and voluminous magmatism during the Ediacaran period in the Ribeira Belt has been matter of debate since the last decades of the past century. Janasi and Ulbrich (1991) published a first critical compilation of available geochemical and geochronological data from the Neoproterozoic magmatism in southeastern Brazil (São Paulo State). Considering the limited amount and uneven quality of the available geochronological data, the authors divided the Neoproterozoic magmatism in six major granitoid associations: (i) gneissic mangerite-charnockite-granite association; elongated calc-alkaline batholiths; migmatitic granitoids; Brasiliano syn- to late-orogenic granitoids, including calc-alkaline and peraluminous associations; late- to post-orogenic calc-alkaline granitoids; and A-type post-orogenic granitoids.

At the end of the past century and fall of the 21th century, distinct proposals for subdivision of the Neoproterozoic magmatism were made with the increasing number of petrological studies. Campos Neto and Figueiredo (1995) interpreted the A-type rapakivi granitoids of Itu Belt (later called Itu Province – Janasi et al., 2009) as marker of the post-orogenic stage at ~600 Ma of the collisional or subduction-controlled “Brasiliano I” Orogeny. The younger calc-alkaline batholiths of the “Serra do Mar Microplate” (here called Costeiro Domain) were associated with a magmatic arc active between 590 and 570 Ma, followed by peraluminous migmatites and granites of the collisional stage at 560–530 Ma (Campos Neto and Figueiredo, 1995). A post-collisional plutonism outlined by plutons and dikes of alkali-calcic LILE-enriched granitoids at 520–480 Ma was interpreted as the final manifestations of

the Rio Doce Orogeny (Campos Neto and Figueiredo, 1995). On the other hand, Wernick (2000) proposed the assembly of the whole Neoproterozoic magmatism spread over the entire Mantiqueira Province in a pluriserial arc-related magmatic system (Pluriserial Ribeira Magmatic System 590 – PRMS-590) active between 620 and 570 Ma, during the *Post-collisional Indentation and Uplift Stage*.

Later on, Heilbron and Machado (2003) developed a tectonic model based essentially on geochronology of granitoids and metasedimentary rocks from Rio de Janeiro State. In their conception, the tonalitic to dioritic orthogneisses of the Rio Negro Complex (Tupinambá et al., 2000) represent a protracted magmatic arc active at ca. 790 Ma and 635–620 Ma (e.g. Tupinambá et al., 2012). A complex collisional stage was defined by syn- to late-collisional granitoids and metamorphism between 605 and 550 Ma (Heilbron and Machado, 2003). The syn-collisional magmatism (~590–570 Ma) was constrained by the Cordeiro Suite, composed of leucogranites, and “facoidal” augen gneisses (Heilbron and Machado, 2003; Tupinambá et al., 2013). In the late-collisional plutonism (~570–555 Ma) was included the Serra dos Orgãos Suite, comprising mainly $\pm$ Hbl-Bt granodiorites and minor tonalites and granites, and charnokitoids (e.g. Bela Joana and Ilha Grande plutons) (Heilbron and Machado, 2003; Tupinambá et al., 2013 and reference therein).

Furthermore, Janasi et al. (2009) defined the 590–580 Ma Itu Granite Province as post-orogenic granitic plutons constituted of subalkaline A-type granites, including rapakivi granites, high-K calc-alkaline granites and mantle-derived magmas (e.g. Piracaia monzodiorites).

Although the number of studies on granitic plutons of the Ribeira Belt is steadily increasing, detailed geological mapping and petrological studies, including geochemistry and geochronology, are still required in most batholiths and plutons of the region. In the following sections is provided a brief description of the state of art on geology of the Ediacaran magmatism in the studied area.

6.3.1. Peraluminous granitic magmatism

The peraluminous magmatism in the Central Ribeira Belt is usually accepted to be part of the collision between the terranes accreted earlier onto the São Francisco Craton (including the Embu Domain) and the Costeiro Domain (or Serra do Mar Microplate of Campos Neto and Figueiredo, 1995; or Ocidental Terrane of Heilbron and Machado, 2003). However, recent discoveries show that both Embu and Costeiro domains experienced an older metamorphic event (~650–600 Ma), before the intrusion of the syn-tectonic peraluminous

magmatism (Meira et al., submitted a – **Chapter 4**), challenging the collisional model. Most of the peraluminous granites comprises elongated small to medium-sized plutons and minor batholiths also occur. In this section, we describe briefly the peraluminous magmatism of the studied area.

6.3.1.1. Embu Domain

Only few detailed studies are available for the peraluminous granites of the Embu Domain (e.g. Filipov and Janasi, 2001; Alves, 2009; Alves et al., 2009). However, regional reconnaissance and dating campaigns provided a reliable overview on the magmatism in the region (Janasi et al., 2003; Alves et al., 2013). Two main groups of granites are included in the Ediacaran magmatism of the Embu Domain: (i) porphyritic Bt granites and (ii) muscovite-biotite leucogranites. The elongated shapes of the plutons are usually concordant with the regional ENE-trending structures, however the structure of some plutons are clearly defined by magmatic foliation, characterized by shape orientation of euhedral K-feldspar megacrysts (Alves et al., 2013). The porphyritic Bt granites predominate in the Mauá, Itapeti, Santa Catarina and Lagoinha plutons, whereas the Santa Branca, Natividade da Serra, Serra do Quebra Cangalha, Mogi das Cruzes and Sabaúna plutons are dominated by two mica leucogranites (see Alves et al., 2013 for individual descriptions of the plutons).

The Serra do Quebra Cangalha Batholith and Santa Catarina Pluton define an older magmatism at ca. 680–630 Ma (Alves et al., 2013; Trouw et al., 2013). Solid-state high-temperature foliation is well developed in both granites and clearly differentiates them from the other granites of the area. The Santa Branca Pluton bears sigmoidal elongated shape (**Fig. 6.2**), borders characterized by solid-state foliation and yielded slightly older ages (ca. 595 Ma) compared to the main cluster of granite ages in the Embu Domain, ranging at 590–580 Ma (Alves et al., 2013). The granites bracketed in this time interval include Bt granites and muscovite-biotite granites. This group of granites comprises spatially close cogenetic plutons (e.g. Mauá, Itapeti and Mogi das Cruzes plutons) and granites with different sources (e.g. Sabaúna and Guacuri plutons) (Alves, 2009; Alves et al., 2013). Furthermore, geochemical and isotopic constraints point to similar key affinities for both Serra da Cangalha and Natividade da Serra batholiths (Alves 2009; Alves et al., 2013), even though these batholiths have different estimated ages (~670 and ~590 Ma, respectively). In general, the Bt granites seems to derive from deeper crustal sources whereas the two mica granites are derived from upper crustal levels, compatible with conditions associated with breakdown of muscovite (Alves, 2009).

6.3.1.2. Costeiro Domain

Detailed studies on peraluminous granites of the Costeiro Domain are also rare. Recently, Meira et al. (submitted a – **Chapter 4**) provided reconnaissance geochemical and geochronological constraints from the São Sebastião Leucogranite and diatexites. The crustal derivation of such rocks is well defined by their mineralogical and geochemical characteristics (Meira et al., submitted a – **Chapter 4**). The São Sebastião Leucogranite comprises a ~2 km-thick tabular body of foliated garnet-bearing two mica leucogranite (**Fig. 6.3a**), outcropping in the São Sebastião region (**Fig. 6.2**). Local greisen-like alteration is observed. The diatexites are usually coarse-grained, bear biotite and minor amounts of garnet, and vary from nebulitic to schlieren and schollen-rich varieties (**Fig. 6.3b–c**). The crystallization ages of both leucogranite and diatexites are bracketed at ca. 585–565 Ma (Meira et al., submitted a – **Chapter 4**).

A small-elongated pluton composed dominantly by inequigranular foliated muscovite-biotite granite (**Fig. 6.3d**) and minor equigranular granites and aplites, outcrops close to Salesópolis City, in the limit between the Costeiro and Embu domains. This occurrence was defined in this study (**Fig. 6.2**), however a more detailed geological mapping is still required.

6.3.2 Hornblende-bearing porphyritic granitoids

Hornblende-bearing porphyritic granitoids of the Central Ribeira Belt compose a great volume of magmas forming large batholiths, mainly in the Costeiro Domain. Notwithstanding the tectonic relevance of this massive magmatism, only regional reconnaissance studies are available for most batholiths. Below we present succinct descriptions of the most important batholiths and plutons of the studied area.

6.3.2.1. Embu Domain and surrounding areas

Few plutons of hornblende-bearing porphyritic granites occur in the region of São Paulo, Minas Gerais and Rio de Janeiro triple state boundary (Mendes et al., 2006). These plutons comprise high-K calc-alkaline and metaluminous to slightly peraluminous granites, and include the Maromba, Pedra Pelada, Serra do Lagarto and Funil granites (Mendes et al., 2006). Pb–Pb stepwise evaporation dating of single zircon grains for these granites yielded ages between 590–580 Ma (Mendes et al., 2006), constraining this high-K calc-alkaline magmatism as contemporaneous to the peraluminous magmatism ubiquitous in the Embu Domain.

Figure 6.3: Field photographs. (a) Foliated and lineated garnet-bearing hololeucocratic granite, São Sebastião Leucogranite (PSM-70). In the inset is shown a detail of this lithotype. (b) Schlieren- and schollen-rich diatexite (PSM-58). (c) Schollen-rich transitional metatexite-diatexite of the Costeiro Complex (PSM-108). (d) Hand-specimen of inequigranular muscovite-biotite granite showing the magmatic foliation and megacrysts of feldspar oriented along the foliation, Salesópolis Granite (PSM-42).

6.3.2.2. Costeiro Domain

The great variety and voluminous occurrences of hornblende-bearing granitoids in the Costeiro Domain stress the tectonic relevance of this massive magmatism, however detailed studies on such rocks are scarce. The largest hornblende-bearing granitic batholith of the studied area is the Pico do Papagaio Batholith (PPB), which comprehends an exposure area of at least 700 km² (**Fig. 6.2**). The PPB is oriented along N70°E and is mainly composed of foliated porphyritic Hbl-Bt-bearing leucogranites and minor dikes of monzodiorite (**Figs. 6.4a–b**). Late tourmaline-bearing pegmatitic dikes crosscut the foliated leucogranite (**Fig. 6.4a**). In the eastern part of the batholith occur lenses of massive and foliated charnockitic rocks (Ubatuba Charnockite) associated with Hbl-bearing Bt leucogranites (**Fig. 6.2**). The contact between these two rock types is transitional or tectonic and their genetic link is still unclear. Nevertheless, two hypotheses have been previously proposed: (i) an intrusive

relationship where the leucogranites are intrusive in the charnockites (Gasparini and Mantovani, 1978); and (ii) the “decharnockitization” hypothesis where the leucogranites were formed by metasomatic hydration of the charnockites (Macluf and Schorscher, 2001). The crystallization age of the charnockite yielded circa 560 Ma and intrusive aplitic dikes were dated at circa 530 Ma (Macluf and Schorscher, 2001).

Figure 6.4: Field photographs. (a) General aspect of the foliated hornblende-bearing biotite granite of the Pico do Papagaio Batholith (SHAFT-02). Tournaline-bearing pegmatites crosscut the foliated granite. (b) Monzodioritic dikes are subconcordant to the main magmatic foliation of the granite. Upper right picture is a detailed of the contact between monzodiorite and granite. These pictures were taken from the tunnel at the bottom of the pipeline shaft (at ~540 m-deep). Lower right picture shows

two drill samples of both granite and monzodiorite. (c) General features of the Ponte Nova-Paraibuna porphyritic granodiorites (PSM-101). Note the well-defined magmatic foliation, outlined by aggregates of mafic minerals and the orientation of phenocrysts of feldspar. Aplitic veins occur parallel to the main magmatic foliation. (e) Stretched mafic microgranular enclaves in foliated hornblende-bearing porphyritic granodiorite of the Ilhabela Batholith. Tabular phenocrysts of feldspar define the magmatic foliation. (f) Cumulative structures defined by banded phenocrysts-rich zones (PSM-151). (g) Mingling structures between mafic monzodioritic rock and porphyritic granite. Note the intrusion of pegmatitic rocks along the boundary of the two rock types.

Other two Hbl-bearing granitic bodies are important occurrences in the area. The Ponte Nova-Paraibuna Pluton (PNP) comprises a lenticular body elongated along the regional foliation strike ($\sim N80^{\circ}E$) with circa of 50 km^2 of exposure area (**Fig. 6.2**). The main lithotype includes granodiorites characterized by oriented euhedral whitish feldspar phenocrysts of up to 3 cm-length in a mesocratic coarse- to medium-grained groundmass of quartz, plagioclase, K-feldspar and millimeters-sized hornblende and titanite (**Fig. 6.4c**). The Ilhabela Batholith (IBB) comprehends the largest basement unit exposed in the homonymous island, with at least 80 km^2 of exposure area (**Fig. 6.2**). It is composed of hornblende-bearing porphyritic granodiorites and granites, with oriented euhedral whitish and pinkish feldspar phenocrysts of up to 6 cm-length in a mesocratic coarse-grained groundmass. Predominates a magmatic foliation defined by aligned phenocrysts of feldspar and agglomerates of mafic minerals and also elongated mafic microgranular enclaves (**Fig. 6.4d**). Cumulative magmatic structures are observed in banded phenocrysts-rich zones (**Fig. 6.4e**). Magma mingling structures of the predominant granodiorites and more mafic rocks are also observed (**Fig. 6.4f**). Solid-state foliation occurs in localized shear zones.

The Juqueí Augen Gneiss and porphyritic granites that occur close to the Guarujá City are also included in the occurrences of hornblende- and/or biotite-bearing granitoids of the Costeiro Domain. The Juqueí Augen Gneiss comprises protomylonitic biotite granites with stretched K-feldspar porphyroclasts, stretched quartz-rich bands and pinkish quartz-feldspathic bands. Mylonitized aplitic bands also occur. The granitoids outcropping close to the Guarujá City include hornblende-bearing foliated porphyritic biotite granites and slightly foliated porphyritic biotite granites (Dias Neto et al., 2008). Monzodioritic to dioritic enclaves occur included in both granites (Dias Neto et al., 2008).

6.4. Sampling and methods

Several samples of granitoids and host rocks were collected in the studied area. All samples were studied using a petrographic microscope. Twenty-eight representative samples of granitoids were selected for whole-rock analysis, including five samples of peraluminous

granites of Embu Domain (Itapeti, Santa Branca plutons and Natividade da Serra Batholith) and twenty-three samples of granitoids of Costeiro Domain (one sample from Salesópolis Granite; three samples from Ponte Nova-Paraibuna Pluton; ten samples from Pico do Papagaio Batholith; four samples from Juqueí Augen Gneiss; and five samples from Ilhabela Batholith) (see **Fig. 6.2** for sample locations and **Table 6.1** for whole-rock analysis). Zircon grains from one sample of the Salesópolis Granite (PSM-42A) and four samples of the Pico do Papagaio Batholith (SHAFT-02) were dated by U–Pb SHRIMP zircon analysis (**Table 6.2**). The samples from SHAFT-02 were collected in a ~540 m-deep drill hole at a distance of 100 m between them.

Whole-rock and mineral compositional analyses were carried out at the Scientific Instrumentation Center (Centro de Instrumentación Científica - CIC) and the U–Pb SHRIMP zircon data were obtained at the IBERSIMS laboratory, both at the University of Granada. The whole-rock major elements and Zr were determined by X-ray fluorescence (XRF) after fusion with lithium tetraborate, using a Philips Magix Pro (PW-2440) spectrometer. Trace and rare-earth elements, except Zr, were determined by inductively coupled plasma-mass spectrometry (ICP-MS) with a Perkin Elmer Elan-5000 spectrometer using Rh as internal standard. Geochemical data was treated with IGPETOOLS software developed by F. Bea (downloadable from www.ugr.es/~fbea) using STATA™ programming language.

Zircon separation followed the conventional magnetic and density techniques. Zircon grains were handpicked, mounted, polished and imaged by cathodoluminescence (CL) and optical microscope at the IBERSIMS laboratory of the University of Granada. The CL images and the morphological features of the zircon grains oriented the analytical sites. The U–Pb analyses were obtained using a SHRIMP IIe/mc ion microprobe. The SHRIMP analytical method is available in www.ugr.es/~ibersims. The calibration of uranium concentration was achieved using the SL13 reference zircon (U: 238 ppm). U–Pb ratios were calibrated using the TEMORA-1 reference zircon (417 Ma) (Black et al., 2003) which was measured every 4 unknowns. Point-to-point errors (95% confidence interval) on the age standard were $\pm 0.23\%$ for $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ and $\pm 0.46\%$ for $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. Data reduction and plotting was performed with the SHRIMPTOOLS software (downloadable from www.ugr.es/~fbea) using the STATA™ programming language.

Table 6.1: Chemical composition of the studied samples. ITP, Itapeti Pluton; SBP, Santa Branca Pluton; SLG, Salesópolis Granite.

DOMAIN	EMBU					COSTEIRO			
SAMPLE	PSM-21A	PSM-38F	PSM-112B	PSM-112E	PSM-118	PSM-42A	PSM-101A	PSM-102	PSM-119C
UNIT	ITP	SBP	Natividade da Serra Batholith			SLG	Ponte Nova-Paraibuna Pluton		
ROCK TYPE	Bt granite		Ms-Bt Granite				Hbl-Bt granodiorite		
SiO ₂	70.70	72.10	72.16	71.75	71.57	73.60	63.45	63.74	62.90
TiO ₂	0.58	0.21	0.24	0.28	0.24	0.23	1.09	1.05	1.11
Al ₂ O ₃	13.21	15.15	14.95	15.14	15.48	13.98	16.13	16.12	16.89
FeO _t	3.41	1.27	2.14	3.09	1.65	1.28	5.18	5.06	5.20
MnO	0.07	0.04	0.03	0.17	0.05	0.03	0.10	0.10	0.08
MgO	0.81	0.50	0.65	0.87	0.61	0.40	1.37	1.29	1.36
CaO	2.01	2.33	2.75	3.36	2.21	1.27	4.17	3.53	3.78
Na ₂ O	3.31	3.60	3.19	2.76	2.84	3.18	2.31	2.11	2.46
K ₂ O	4.18	4.51	2.36	1.70	4.36	5.12	4.44	5.44	4.49
P ₂ O ₅	0.19	0.07	0.05	0.09	0.09	0.15	0.33	0.32	0.34
LOI	0.82	0.29	0.56	0.43	0.31	0.75	0.48	0.41	0.43
TOTAL	99.29	100.07	99.08	99.64	99.41	99.99	99.05	99.17	99.02
Zr	311.2	96.4	120.7	220.7	110.8	106.0	460.8	453.8	482.2
Li			21.1	25.3	114.4		24.1	30.1	34.2
Rb	192.2	172.2	79.9	79.8	203.5	234.5	127.3	171.9	143.6
Cs	11.4	7.6	4.3	6.4	16.8	9.6	2.2	3.1	2.3
Be	2.0	4.0	0.6	1.7	6.1	2.0	1.8	2.3	2.0
Sr	246.0	195.3	145.4	167.7	132.3	89.4	327.2	297.2	272.3
Ba	711.0	421.0	453.8	303.9	322.9	348.0	1389.4	1609.1	1275.9
Sc			6.0	10.6	3.7		11.1	10.5	3.3
V	35.0	15.0	32.1	23.4	20.6	13.0	77.4	79.0	92.4
Cr		27.4	23.3	11.8	9.4	6.8	5.7	5.1	6.9
Co	4.8	2.0	4.0	4.5	3.0	2.4	8.8	8.7	10.8
Ni	4.7	1.5	5.8	4.1	3.0	2.0	5.9	5.1	4.6
Cu	4.7	3.7	2.6	4.4	5.5	4.3	13.0	12.2	10.1
Zn	62.0	30.0	30.3	41.2	31.1	44.0	79.5	76.8	77.9
Ga	16.7	16.5	16.3	17.6	19.4	17.8	19.9	19.7	21.7
Y	29.6	13.3	12.9	19.3	9.7	9.1	27.7	37.3	19.6
Nb	20.5	8.3	9.1	9.4	11.3	9.7	19.9	21.5	15.1
Ta	1.5	1.1	0.7	0.8	1.6	0.9	1.1	1.4	0.8
Hf	8.2	2.9	2.7	3.5	2.6	3.6	1.7	2.1	1.9
Mo	2.7		0.1	0.3	0.2		1.4	0.8	0.6
Sn	6.0	4.0	2.0	5.4	6.1	8.0	2.2	3.2	2.2
Tl	0.9	0.4	0.5	0.5	1.1	0.5	0.6	0.9	0.8
Pb			19.2	60.7	28.9		14.6	19.8	15.3
U	7.2	7.2	1.2	1.8	10.2	8.3	1.9	2.9	0.9
Th	30.8	12.6	7.3	13.6	11.8	14.5	5.9	12.8	9.4
La	97.8	29.6	18.0	41.4	21.6	27.5	35.7	45.8	40.2
Ce	187.2	59.6	38.7	85.4	46.1	59.2	77.6	100.4	83.2
Pr	19.0	6.4	4.5	9.8	5.2	6.8	9.6	11.6	8.7
Nd	62.1	23.8	16.9	36.2	18.7	25.2	40.0	44.9	31.3
Sm	10.0	4.0	3.6	6.0	3.7	4.6	7.8	8.6	5.1
Eu	1.2	0.8	1.0	1.0	0.8	0.6	2.3	2.2	1.9
Gd	7.1	2.9	2.9	4.5	2.9	3.3	6.3	7.1	4.3
Tb	1.0	0.4	0.5	0.6	0.4	0.4	0.9	1.0	0.6
Dy	4.9	2.3	2.5	3.7	2.1	2.0	4.8	5.9	3.5
Ho	1.0	0.5	0.5	0.9	0.3	0.4	1.0	1.3	0.7
Er	2.9	1.3	1.2	2.5	0.9	0.7	2.5	3.4	1.9
Tm	0.4	0.2	0.2	0.4	0.1	0.2	0.4	0.5	0.3
Yb	2.8	1.3	1.1	2.4	0.8	0.8	2.3	3.5	1.7
Lu	0.5	0.2	0.2	0.3	0.1	0.1	0.4	0.5	0.3
Eu/Eu*	0.43	0.70	0.92	0.59	0.70	0.49	0.99	0.88	1.19
(La/Yb) _N	24.16	15.35	11.12	11.52	17.44	24.58	10.66	8.85	15.98
(La/Sm) _N	6.10	4.68	3.11	4.28	3.60	3.73	2.85	3.33	4.89
(Gd/Yb) _N	2.09	1.80	2.16	1.48	2.78	3.50	2.24	1.63	2.05
SumREE	397.88	133.24	91.57	195.01	103.71	131.78	191.40	236.81	183.69
SumLREE	376.12	123.39	81.67	178.80	95.26	123.30	170.71	211.36	168.56
SumHREE	20.56	9.07	8.92	15.20	7.69	7.86	18.42	23.22	13.28

Table 6.1: (continued)

DOMAIN	COSTEIRO									
SAMPLE	SM-03-01	SM-03-02	SM-03-03	SM-03-04	PSM-129	PSM-130	PSM-143A	PSM-144A	SM-03-05	SM-03-06
UNIT	Pico do Papagaio Batholith									
ROCK TYPE	Hbl-Bt granite					Monzodiorite				
SiO ₂	73.13	73.11	72.75	71.35	75.54	73.45	74.80	76.10	54.27	53.14
TiO ₂	0.30	0.31	0.32	0.41	0.17	0.22	0.18	0.11	0.96	0.98
Al ₂ O ₃	13.40	13.41	13.58	13.90	12.96	13.82	14.42	13.13	18.56	18.32
FeO _t	2.45	2.54	2.62	3.38	1.56	2.09	1.84	1.27	7.52	7.84
MnO	0.07	0.05	0.07	0.07	0.03	0.04	0.09	0.04	0.16	0.16
MgO	0.18	0.18	0.20	0.28	0.09	0.08	0.23	0.13	3.15	3.41
CaO	1.34	1.42	1.42	1.70	0.81	0.90	2.00	1.32	6.01	6.14
Na ₂ O	2.49	2.57	2.48	2.52	2.51	2.47	4.24	2.83	3.00	2.86
K ₂ O	5.66	5.40	5.65	5.33	5.61	6.19	1.47	4.09	3.31	3.79
P ₂ O ₅	0.07	0.08	0.08	0.11	0.04	0.04	0.05	0.03	0.50	0.50
LOI	0.18	0.17	0.16	0.21	0.20	0.21	0.29	0.49	1.25	1.20
TOTAL	99.27	99.23	99.32	99.27	99.51	99.50	99.61	99.55	98.68	98.34
Zr	335.0	345.9	350.6	466.8	218.6	347.7	164.0	118.7	168.6	160.0
Li	28.1	27.1	29.4	31.1	18.3	20.4	51.1	33.6	73.0	66.1
Rb	158.5	164.7	159.1	136.7	239.0	229.2	151.4	205.4	102.0	153.3
Cs	3.6	3.9	3.7	3.7	3.4	8.2	4.4	8.6	5.6	4.8
Be	2.9	3.0	2.5	2.6	3.5	2.4	6.0	3.6	2.3	1.8
Sr	49.9	62.5	54.7	64.8	38.5	52.8	52.9	45.8	515.4	523.3
Ba	625.6	667.4	713.5	799.6	390.7	470.5	45.0	117.7	1004.5	1178.7
Sc	3.6	3.9	4.5	6.3	1.7	3.9	3.3	1.4	15.2	15.9
V	7.6	7.7	8.7	10.1	2.2	3.2	6.2	6.6	132.5	136.3
Cr	28.2	34.7	27.3	28.8	3.7	3.6	4.1	3.6	12.3	12.2
Co	19.9	24.1	17.7	18.2	1.1	1.2	1.9	1.2	22.2	22.0
Ni	2.4	2.8	2.4	2.8	-0.2	-0.1	1.0	0.3	9.8	10.0
Cu	6.1	6.7	4.9	6.9	2.1	2.6	2.7	1.9	7.4	5.4
Zn	46.5	51.9	53.8	65.8	34.3	47.9	47.9	22.9	94.3	89.7
Ga	19.8	20.7	20.7	20.9	18.9	20.5	22.1	16.3	19.2	17.9
Y	41.4	44.6	44.7	54.2	44.8	42.5	36.7	30.1	23.6	22.0
Nb	17.2	17.1	18.6	22.2	14.7	14.1	19.9	11.5	18.1	17.5
Ta	1.4	1.3	1.3	1.5	1.7	0.9	3.2	2.0	1.4	1.3
Hf	5.0	4.9	5.5	5.6	4.5	6.0	3.9	3.4	2.7	1.5
Mo	7.0	7.8	6.2	7.0	0.3	1.4	0.2	0.1	1.5	2.9
Sn	3.8	3.7	3.5	4.2	3.1	2.4	4.3	4.0	1.0	0.9
Tl	1.1	1.1	1.1	1.0	1.3	1.2	0.8	1.0	0.7	0.9
Pb	24.3	25.4	25.1	23.5	29.0	26.8	18.2	21.9	15.7	14.4
U	2.5	3.0	2.6	2.2	6.3	4.1	7.6	8.5	1.7	1.5
Th	17.3	16.9	17.6	18.6	19.7	23.0	39.0	31.2	6.6	5.6
La	67.4	80.4	70.5	89.3	55.6	84.5	36.0	24.1	36.1	32.4
Ce	140.6	175.1	127.0	179.7	123.8	180.1	78.5	53.4	74.1	66.4
Pr	16.6	19.3	17.4	21.8	13.9	19.9	8.9	5.8	8.8	8.0
Nd	60.3	69.3	63.1	78.2	51.0	70.7	31.4	20.3	35.3	33.0
Sm	11.3	12.9	12.6	14.9	10.1	12.6	7.2	4.2	6.9	6.5
Eu	1.4	1.6	1.6	2.0	1.1	1.2	0.4	0.4	2.3	2.1
Gd	9.6	10.5	10.4	12.7	8.3	10.0	6.2	3.8	5.6	5.5
Tb	1.5	1.6	1.6	2.0	1.4	1.5	1.1	0.7	0.8	0.8
Dy	9.1	9.7	10.2	13.2	8.2	8.4	6.1	4.6	4.1	4.0
Ho	1.9	1.9	2.0	2.6	1.6	1.6	1.2	1.0	0.8	0.8
Er	4.7	4.8	5.0	6.5	4.7	4.4	3.3	3.1	2.3	2.1
Tm	0.6	0.6	0.7	0.8	0.7	0.7	0.5	0.5	0.4	0.3
Yb	4.2	4.3	4.4	5.5	4.5	4.0	3.2	3.1	2.0	2.0
Lu	0.7	0.8	0.8	1.0	0.7	0.6	0.5	0.5	0.3	0.3
Eu/Eu*	0.41	0.42	0.43	0.45	0.35	0.32	0.16	0.30	1.12	1.07
(La/Yb)N	10.84	12.71	10.78	10.94	8.36	14.34	7.66	5.30	11.96	10.84
(La/Sm)N	3.71	3.90	3.49	3.74	3.42	4.20	3.12	3.59	3.29	3.10
(Gd/Yb)N	1.84	1.98	1.90	1.86	1.49	2.02	1.56	1.00	2.23	2.18
SumREE	329.96	392.75	327.51	430.24	285.61	400.01	184.29	125.42	179.75	164.27
SumLREE	296.26	356.98	290.61	383.89	254.49	367.76	161.93	107.71	161.05	146.41
SumHREE	32.30	34.17	35.28	44.32	30.06	31.07	22.00	17.32	16.43	15.76

Table 6.1: (Continued)

DOMAIN	COSTEIRO								
SAMPLE	PSM-131	PSM-146A	PSM-146B	PSM-147A	TC-55	PSM-151A	PSM-151B	PSM-151C	PSM-151D
UNIT	Juquey augen gneiss				Ilhabela Batholith				
ROCK TYPE	Bt augen gneiss				Hbl-Bt granodiorite		Monzodiorite		
SiO ₂	70.06	68.88	73.44	69.25	66.58	67.02	68.12	52.20	53.61
TiO ₂	0.41	0.49	0.16	0.37	0.67	0.48	0.51	2.48	2.38
Al ₂ O ₃	15.15	14.92	14.94	14.89	15.26	15.78	15.43	16.46	16.46
FeO _t	3.07	3.72	1.51	2.69	4.82	3.58	3.74	10.81	10.65
MnO	0.06	0.08	0.04	0.07	0.12	0.08	0.09	0.19	0.20
MgO	0.69	0.49	0.29	0.98	1.43	1.13	1.20	3.09	2.97
CaO	2.24	2.08	1.78	2.71	3.27	2.94	3.02	6.33	5.86
Na ₂ O	3.16	2.89	2.88	2.44	2.57	3.06	2.50	2.63	2.56
K ₂ O	3.64	4.86	3.83	4.35	3.57	4.33	4.01	2.40	2.56
P ₂ O ₅	0.10	0.16	0.05	0.09	0.18	0.15	0.16	0.50	0.49
LOI	0.42	0.31	0.44	1.68	0.40	0.29	0.40	0.44	0.91
TOTAL	99.01	98.87	99.35	99.51	98.87	98.85	99.17	97.53	98.65
Zr	193.7	354.6	111.8	143.5	239.1	176.5	183.6	306.4	297.0
Li	29.2	27.7	24.8	56.5	33.5	39.3	39.8	52.0	42.8
Rb	116.2	110.8	96.7	137.1	132.7	158.2	157.9	64.1	70.0
Cs	5.7	2.2	1.0	2.0	3.1	3.9	3.9	0.6	0.7
Be	3.0	2.0	1.0	2.0	2.9	3.1	3.4	1.6	2.0
Sr	144.7	117.0	308.5	127.4	136.5	164.8	168.8	331.0	331.1
Ba	737.2	916.7	1023.8	400.0	454.4	539.5	487.0	884.8	950.3
Sc	1.5	6.9	3.1	5.9	16.3	10.6	10.8	26.7	26.2
V	24.8	20.6	7.1	44.7	80.3	61.1	65.1	252.6	244.9
Cr	7.7	4.1	3.9	11.3	15.5	13.4	21.5	6.4	6.4
Co	6.6	4.2	1.5	5.6	9.0	8.0	8.4	28.2	28.7
Ni	3.7	1.4	1.1	5.1	10.2	6.3	10.4	13.3	12.9
Cu	25.9	6.5	2.5	5.8	19.3	9.4	9.8	32.5	33.6
Zn	60.0	60.8	63.7	37.0	87.7	47.0	53.7	127.4	123.8
Ga	18.4	19.9	19.3	16.4	19.7	18.7	18.6	22.4	22.6
Y	53.9	35.6	9.8	15.2	38.5	31.6	30.8	43.4	46.3
Nb	12.1	14.7	9.9	8.7	16.5	11.3	11.6	28.6	27.9
Ta	2.2	1.0	0.3	0.5	1.0	1.0	1.0	1.8	1.7
Hf	4.4	3.5	1.0	3.2	0.7	1.4	1.4	0.6	0.7
Mo	0.6	0.6	0.1	0.7	0.5	0.3	1.2	0.8	0.7
Sn	5.4	2.2	2.3	1.6	4.5	3.5	3.6	1.7	1.8
Tl	0.8	0.7	0.5	0.7	0.8	0.9	0.8	0.4	0.4
Pb	24.3	21.1	21.2	20.3	18.3	21.9	20.7	8.7	9.9
U	4.2	1.7	0.4	1.1	0.7	1.9	1.9	0.1	0.1
Th	8.1	14.9	6.6	15.7	17.2	7.6	6.4	1.0	1.1
La	38.6	58.5	33.9	29.6	35.3	28.7	23.0	41.0	41.6
Ce	64.6	126.8	54.9	64.3	78.6	62.2	51.7	88.5	91.2
Pr	9.3	14.3	8.0	6.6	9.0	7.6	6.2	11.4	11.8
Nd	35.8	53.2	29.5	23.2	35.3	29.6	24.6	47.4	48.4
Sm	7.5	10.0	5.2	4.0	8.2	6.5	6.0	10.2	10.4
Eu	1.3	1.9	1.2	0.8	1.2	1.2	1.1	2.8	2.8
Gd	7.3	8.4	4.1	3.4	7.5	5.8	5.4	9.0	9.1
Tb	1.3	1.2	0.5	0.5	1.2	1.0	0.9	1.4	1.5
Dy	8.2	7.1	2.3	2.7	7.1	5.7	5.5	8.3	8.7
Ho	1.8	1.3	0.4	0.6	1.4	1.1	1.1	1.6	1.7
Er	5.2	3.9	0.8	1.8	3.5	3.2	3.1	4.4	4.7
Tm	0.8	0.6	0.1	0.3	0.5	0.5	0.5	0.6	0.7
Yb	4.6	3.5	0.6	1.6	3.0	2.8	2.8	3.8	4.0
Lu	0.7	0.5	0.1	0.3	0.4	0.4	0.4	0.6	0.6
Eu/Eu*	0.55	0.63	0.77	0.62	0.45	0.61	0.61	0.89	0.87
(La/Yb) _N	5.73	11.45	39.72	12.50	8.11	6.88	5.57	7.30	7.06
(La/Sm) _N	3.24	3.64	4.04	4.60	2.69	2.76	2.40	2.51	2.50
(Gd/Yb) _N	1.29	1.95	5.73	1.71	2.06	1.66	1.55	1.90	1.83
SumREE	186.82	291.28	141.51	139.63	192.23	156.28	132.32	230.80	236.95
SumLREE	155.67	262.82	131.49	127.76	166.42	134.49	111.52	198.38	203.34
SumHREE	29.81	26.56	8.85	11.12	24.64	20.57	19.67	29.62	30.84

Table 2: SHRIMP zircon U–Th–Pb data for the studied samples. $f206(\%) = (\text{common } ^{206}\text{Pb} / \text{total } ^{206}\text{Pb}) * 100$; $\text{Rho} = [(\text{err. } ^{206}\text{Pb} / ^{238}\text{U}) / (\text{measured } ^{206}\text{Pb} / ^{238}\text{U})] / [(\text{err. } ^{207}\text{Pb} / ^{235}\text{U}) / (\text{measured } ^{207}\text{Pb} / ^{235}\text{U})]$; $\text{Discor}(\%) = [1 - (^{206}\text{Pb} / ^{238}\text{U} \text{ age}) / (^{207}\text{Pb} / ^{235}\text{U} \text{ age})] * 100$. Data are uncorrected for common lead and all errors are at 95% confidence interval ($\approx 2\sigma$).

Spot Name	U (ppm)	Th (ppm)	²⁰⁶ Pb (ppm)	f206 (%)	Th/U	Isotope Ratios								Rho	Age Estimates (Ma)						Discor (%)
						²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2σ	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	±2σ		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2σ	
PSM-42A																					
P42A-2.1	181	155	15	0.76	0.86	0.0600	0.0012	0.0969	0.0015	0.8016	0.0206	0.0292	0.0013	0.5827	604	44	596	9	598	12	0.2
P42A-5.1	224	129	19	0.31	0.58	0.0595	0.0005	0.1003	0.0006	0.8228	0.0092	0.0300	0.0015	0.5177	585	19	616	3	610	5	-1.0
P42A-6.1	3298	31	299	0.19	0.01	0.0602	0.0002	0.1030	0.0013	0.8691	0.0115	0.0340	0.0020	0.9523	612	6	632	8	635	6	0.6
P42A-6.2	110	36	36	0.00	0.33	0.1280	0.0006	0.3795	0.0014	6.6975	0.0460	0.1099	0.0022	0.5450	2071	8	2074	7	2072	6	0.0
P42A-7.1	1025	271	88	0.56	0.26	0.0644	0.0004	0.0991	0.0030	0.8798	0.0270	0.0276	0.0041	0.9728	754	12	609	17	641	15	5.0
P42A-8.1	52	24	18	0.53	0.45	0.1354	0.0011	0.3871	0.0036	7.2283	0.0937	0.1114	0.0050	0.7174	2169	14	2110	17	2140	12	1.4
P42A-9.2	257	219	22	0.22	0.85	0.0611	0.0006	0.0988	0.0004	0.8316	0.0092	0.0262	0.0010	0.3744	642	21	607	2	615	5	1.2
P42A-11.1	272	215	24	0.15	0.79	0.0597	0.0003	0.1007	0.0009	0.8296	0.0091	0.0314	0.0016	0.8228	594	11	619	5	613	5	-0.8
P42A-12.1	198	145	17	0.62	0.73	0.0615	0.0010	0.1010	0.0001	0.8553	0.0144	0.0288	0.0015	0.0294	655	35	620	0	628	8	1.2
P42A-14.1	266	231	22	0.08	0.87	0.0571	0.0005	0.0958	0.0017	0.7538	0.0152	0.0263	0.0022	0.8723	495	20	590	10	570	9	-3.4
P42A-19.2	108	52	12	0.00	0.50	0.0653	0.0008	0.1285	0.0014	1.1563	0.0191	0.0406	0.0011	0.6467	783	25	779	8	780	9	0.2
P42A-21.1	283	153	24	-0.35	0.54	0.0580	0.0015	0.0986	0.0007	0.7888	0.0213	0.0321	0.0023	0.2477	530	56	607	4	591	12	-2.8
P42A-29.1	2660	84	222	0.12	0.03	0.0579	0.0011	0.0960	0.0007	0.7682	0.0156	0.0274	0.0011	0.3429	525	41	591	4	579	9	-2.0
P42A-29.2	230	84	25	0.00	0.36	0.0613	0.0007	0.1236	0.0004	1.0446	0.0123	0.0399	0.0017	0.2818	650	23	751	2	726	6	-3.4
P42A-39.1	4913	199	441	0.32	0.04	0.0601	0.0015	0.0987	0.0015	0.8590	0.0252	0.0276	0.0051	0.5038	606	54	607	9	630	14	3.6
P42A-40.1	3319	168	262	0.08	0.05	0.0588	0.0003	0.0898	0.0004	0.7399	0.0054	0.0292	0.0004	0.6371	559	9	555	3	562	3	1.4
P42A-40.2	332	297	26	0.00	0.92	0.0600	0.0005	0.0897	0.0002	0.7418	0.0065	0.0282	0.0004	0.2426	604	17	554	1	563	4	1.8
P42A-41.1	284	273	23	0.30	0.99	0.0604	0.0002	0.0953	0.0016	0.7933	0.0138	0.0302	0.0006	0.9510	618	8	587	9	593	8	1.2
P42A-42.2	645	1035	52	0.16	1.60	0.0588	0.0006	0.0926	0.0017	0.7499	0.0163	0.0258	0.0134	0.8494	558	24	571	10	568	10	-0.4
P42A-47.1	294	212	25	0.12	0.74	0.0582	0.0007	0.0967	0.0005	0.7762	0.0100	0.0297	0.0004	0.3862	539	24	595	3	583	6	-2.0
S-02-02																					
SO2-1.1	173	77	14	-0.11	0.4563	0.0591	0.0004	0.0951	0.0012	0.7742	0.0117	0.0304	0.0008	0.8381	569	16	585	7	582	7	-0.6
SO2-2.1	290	133	24	0.27	0.4694	0.0588	0.0007	0.0941	0.0005	0.7627	0.0108	0.0286	0.0004	0.3917	559	27	580	3	576	6	-0.8
SO2-6.1	285	118	23	0.23	0.4237	0.0602	0.0002	0.0916	0.0001	0.7598	0.0038	0.0291	0.0002	0.2377	610	7	565	1	574	2	1.6
SO2-9.1	336	155	27	0.06	0.4736	0.0597	0.0004	0.0930	0.0011	0.7659	0.0107	0.0295	0.0005	0.8206	594	16	573	6	577	6	0.8
SO2-10.2	133	87	11	0.01	0.6737	0.0590	0.0004	0.0926	0.0011	0.7540	0.0102	0.0295	0.0007	0.8564	568	13	571	6	571	6	-0.2
SO2-14.1	355	229	28	0.19	0.6611	0.0605	0.0005	0.0913	0.0005	0.7614	0.0075	0.0290	0.0002	0.5208	622	16	563	3	575	4	2.0
SO2-18.1	182	89	15	0.28	0.5013	0.0600	0.0005	0.0941	0.0004	0.7781	0.0077	0.0296	0.0002	0.4284	602	18	580	2	584	4	0.8
SO2-23.1	174	112	14	0.19	0.6589	0.0589	0.0007	0.0921	0.0006	0.7479	0.0108	0.0293	0.0005	0.4834	563	26	568	4	567	6	-0.2
SO2-31.1	98	67	8	0.71	0.6989	0.0601	0.0001	0.0965	0.0003	0.7994	0.0040	0.0299	0.0005	0.5992	607	4	594	2	597	2	0.4
SO2-32.1	162	76	14	0.26	0.4773	0.0591	0.0004	0.0972	0.0004	0.7924	0.0069	0.0303	0.0002	0.4148	572	15	598	2	593	4	-0.8
SO2-41.1	278	107	23	0.06	0.3958	0.0592	0.0002	0.0949	0.0002	0.7740	0.0044	0.0295	0.0006	0.3937	573	8	585	1	582	3	-0.4
SO2-42.2	522	510	44	0.17	1.0034	0.0583	0.0003	0.0969	0.0009	0.7786	0.0089	0.0301	0.0004	0.8461	541	11	596	6	585	5	-2.0
SO2-44.1	191	92	15	0.23	0.4941	0.0587	0.0008	0.0936	0.0006	0.7582	0.0112	0.0287	0.0002	0.4539	557	27	577	4	573	7	-0.6

Table 6.2: (Continued)

Spot Name	U (ppm)	Th (ppm)	²⁰⁶ Pb (ppm)	f206 (%)	Th/U	Isotope Ratios								Rho	Age Estimates (Ma)						Discor (%)
						²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2σ	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	±2σ		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2σ	
S-02-03																					
SO3-1.1	201	70	16	0.41	0.3590	0.0592	0.0009	0.0939	0.0014	0.7659	0.0171	0.0287	0.0005	0.6874	573	34	579	9	577	10	-0.2
SO3-2.1	228	125	18	0.40	0.5622	0.0595	0.0008	0.0926	0.0014	0.7602	0.0155	0.0292	0.0007	0.7212	587	29	571	8	574	9	0.6
SO3-19.1	106	53	9	0.53	0.5148	0.0605	0.0013	0.0927	0.0012	0.7732	0.0191	0.0315	0.0006	0.5162	621	44	572	7	582	11	1.8
SO3-20.1	162	70	13	-0.15	0.4417	0.0592	0.0013	0.0953	0.0007	0.7777	0.0178	0.0308	0.0007	0.3209	574	46	587	4	584	10	-0.4
SO3-22.1	1582	253	128	0.14	0.1638	0.0601	0.0002	0.0932	0.0005	0.7724	0.0059	0.0341	0.0004	0.7422	608	8	574	3	581	3	1.2
SO3-28.1	302	136	25	0.00	0.4630	0.0594	0.0006	0.0942	0.0006	0.7722	0.0092	0.0294	0.0006	0.5440	583	20	581	4	581	5	0.0
SO3-34.1	313	140	26	0.06	0.4588	0.0586	0.0008	0.0954	0.0009	0.7715	0.0131	0.0310	0.0005	0.5319	553	30	588	5	581	8	-1.2
SO3-46.1	303	153	25	0.27	0.5178	0.0596	0.0002	0.0947	0.0005	0.7773	0.0059	0.0288	0.0002	0.7363	587	8	583	3	584	3	0.2
S-02-04																					
SO4-2.1	140	73	11	0.03	0.5355	0.0609	0.0001	0.0922	0.0005	0.7743	0.0050	0.0295	0.0003	0.7788	636	4	569	3	582	3	2.4
SO4-12.1	206	107	17	0.25	0.5337	0.0600	0.0008	0.0926	0.0009	0.7653	0.0128	0.0281	0.0006	0.5937	602	28	571	5	577	7	1.0
SO4-14.1	306	174	25	0.50	0.5811	0.0606	0.0011	0.0938	0.0020	0.7835	0.0224	0.0358	0.0016	0.7469	624	40	578	12	588	13	1.6
SO4-15.1	158	124	13	0.12	0.8032	0.0587	0.0014	0.0921	0.0035	0.7450	0.0337	0.0282	0.0013	0.8443	555	51	568	21	565	20	-0.4
SO4-17.1	117	61	9	-0.12	0.5295	0.0595	0.0002	0.0907	0.0006	0.7437	0.0063	0.0285	0.0003	0.8132	584	7	560	4	565	4	0.8
SO4-20.1	418	210	34	-0.07	0.5149	0.0594	0.0007	0.0932	0.0012	0.7640	0.0137	0.0289	0.0004	0.7216	583	26	575	7	576	8	0.2
SO4-21.1	121	60	10	0.00	0.5079	0.0587	0.0007	0.0921	0.0015	0.7454	0.0147	0.0293	0.0007	0.8039	556	24	568	9	566	9	-0.4
S-02-05																					
SO5-2.1	400	189	32	0.28	0.4848	0.0589	0.0002	0.0932	0.0004	0.7572	0.0046	0.0292	0.0003	0.6666	564	6	575	2	572	3	-0.4
SO5-3.1	340	171	28	0.27	0.5176	0.0588	0.0005	0.0943	0.0015	0.7637	0.0134	0.0300	0.0007	0.8760	558	17	581	9	576	8	-0.8
SO5-12.1	2249	2110	188	0.19	0.9624	0.0609	0.0004	0.0965	0.0003	0.8104	0.0064	0.0309	0.0002	0.3659	637	14	594	2	603	4	1.6
SO5-21.1	77	30	6	0.67	0.4079	0.0579	0.0005	0.0969	0.0006	0.7734	0.0086	0.0310	0.0003	0.5660	525	18	596	4	582	5	-2.6
SO5-22.1	1010	432	82	0.35	0.4382	0.0613	0.0009	0.0933	0.0021	0.7885	0.0216	0.0516	0.0013	0.8247	650	32	575	12	590	12	2.6
SO5-24.1	356	191	29	0.08	0.5515	0.0582	0.0003	0.0939	0.0012	0.7528	0.0107	0.0290	0.0005	0.8776	536	13	579	7	570	6	-1.6
SO5-25.1	163	75	13	0.35	0.4735	0.0594	0.0005	0.0937	0.0006	0.7667	0.0085	0.0297	0.0004	0.5580	581	18	577	4	578	5	0.2
SO5-31.1	115	55	9	0.35	0.4888	0.0607	0.0008	0.0930	0.0015	0.7788	0.0159	0.0290	0.0005	0.7825	629	26	573	9	585	9	2.0
SO5-37.1	138	77	12	-0.05	0.5754	0.0596	0.0017	0.0960	0.0017	0.7888	0.0269	0.0299	0.0006	0.5081	589	62	591	10	591	15	0.0
SO5-41.1	213	91	17	0.62	0.4380	0.0592	0.0007	0.0938	0.0017	0.7659	0.0167	0.0288	0.0007	0.8286	575	25	578	10	577	10	-0.2

6.5. Petrography and microstructures of the studied samples

6.5.1. *Embu Domain*

In the Itapeti Pluton predominates a foliated porphyritic to inequigranular coarse-grained biotite granite. Megacrysts of perthitic K-feldspar are euhedral to subhedral and predominate over euhedral to subhedral megacrysts of plagioclase. Titanite also occurs as subhedral megacrysts. Aggregates of light brownish to greenish biotite and oriented feldspar megacrysts define the magmatic foliation. Quartz occurs as large anhedral grains concentrated in irregular bands. The groundmass consists of fine-grained quartz, plagioclase and K-feldspar forming intergranular aplitic structures, mainly wrapping the feldspar megacrysts. Myrmekitic texture is abundant in the groundmass. The groundmass-forming material healed fractures in the K-feldspar megacrysts. Accessory minerals include zircon and allanite. Secondary muscovite and chlorite are present.

The studied sample of the Santa Branca Pluton (PSM-38F) comprises medium- to coarse-grained muscovite-bearing biotite granite. The groundmass is medium-grained with allotriomorphic granular texture, composed of microcline, quartz and plagioclase. Large irregular bands of anhedral quartz grains occur often. Aggregates of aligned brownish biotite grains define the magmatic foliation. Primary white mica occurs locally in sharp contacts with biotite. Minor aggregates of bluish tourmaline are also present. Secondary white mica and chlorite replace K-feldspar and biotite, respectively. Apatite forms small needles and sums trace amounts.

The samples analyzed from the Natividade da Serra Batholith include inequigranular hypidimorphic coarse-grained muscovite-bearing biotite granites, variably deformed by solid-state shearing. The less deformed varieties contain aligned aggregates of biotite and minor muscovite, defining the magmatic foliation. Large anhedral quartz grains occur within finer groundmass formed by plagioclase, microcline and quartz. Opaque minerals and zircon comprise the accessory minerals. Larger crystals of feldspar and quartz wrapped by fine feldspar and quartz grains characterize the lithotypes showing evidences of solid-state and/or high-temperature deformation. Folded albite-law twinning in plagioclase and chessboard texture in quartz also suggest high-temperature deformation. Myrmekite also occur, usually associated with the thin fine-grained bands. The large plagioclase grains show often growth zoning. Fine-grained muscovite appears replacing plagioclase. Garnet occurs locally.

6.5.2. *Costeiro Domain*

The predominant lithotype of the Salesópolis Granite is a muscovite-biotite porphyritic to inequigranular coarse-grained hypidiomorphic syenogranite. Euhedral to subhedral phenocrysts of perthitic microcline with length of up to 1.5 cm typify the porphyritic facies. These phenocrysts are usually oriented following the magmatic foliation. The magmatic foliation is well defined by aggregates of biotite and muscovite (**Fig. 6.5a**). The perthitic microcline frequently contains inclusions of plagioclase and also occurs as anhedral grains in the groundmass. Plagioclase occurs as euhedral to subhedral large grains and also as small grains forming, together with microcline and quartz, the groundmass of the rock. Quartz occurs as large anhedral grains and as polygonized grains in the groundmass. Plagioclase grains are often saussuritized with abundant fine-grained muscovite grains. Zircon and apatite comprise the accessory minerals.

The leucogranites (mostly syenogranites) of the PPB are inequigranular medium- to coarse-grained rocks and show hypidiomorphic granular textures, with minor intergranular aplitic structures. These rocks are composed of large anhedral to subhedral quartz grains, large subhedral perthitic microcline, smaller subhedral oligoclase (An_{13-16}) and aligned aggregates of mafic minerals. The perthitic microcline grains contain locally squared inclusions of plagioclase and albite, suggesting replacement of plagioclase by K-feldspar (**Fig. 6.5b**). Anhedral microcline grains also occur in the groundmass. The large quartz grains have chessboard pattern subgrains (ondulose extinction). Rounded quartz inclusions are frequent in the larger plagioclase grains. Albite rims (An_{1-3}) occur overgrowing the oligoclase. Myrmekites also occur. The mafic aggregates are composed of pale greenish biotite, dark green hastingsite, titanite and minor allanite, zircon and epidote. Magnetite is rare. The monzodioritic dikes are characterized by medium-grained equigranular hypidiomorphic granular texture composed predominantly of green hornblende, brownish dark mica, plagioclase, perthitic K-feldspar and quartz (**Fig. 6.5c**). The oriented hornblende and partially altered dark mica define the magmatic foliation. Plagioclase is frequently saussuritized and quartz grains show ondulose extinction and chessboard pattern subgrains. Zircon and apatite occur widespread over the rock.

The granodiorites of the Ponte Nova-Paraibuna Pluton are dominantly coarse-grained and show porphyritic heterogranular textures, with phenocrysts of plagioclase and perthitic microcline (**Fig. 6.5d**). Patchy zoning is observed in the phenocrysts of plagioclase. The megacrysts of microcline are predominantly anhedral but subhedral grains also occur. Large quartz grains are anhedral and show chessboard textures (ondulose extinction), suggesting

high temperature deformation. Folded albite-law twinning of plagioclase also indicate deformation in high temperatures. Myrmekitic textures occur mostly in the rims of large crystals of microcline. Oriented euhedral to subhedral green amphibole, biotite and titanite form the mafic aggregates that define the magmatic foliation. Interstitial fine-grained granular quartz, microcline and plagioclase complete the groundmass of the rock. Zircon and apatite are also present, mainly associated with the mafic aggregates. Secondary chlorite replaces biotite. Saussurite occurs replacing plagioclase.

The Ilhabela Batholith comprises porphyritic monzogranites and granodiorites, and monzodiorites. The porphyritic hornblende-bearing granodiorite predominates and is characterized by porphyritic heterogranular coarse-grained texture (**Fig. 6.5e**). The euhedral to subhedral phenocrysts of antiperthitic plagioclase are oriented along the magmatic foliation. The mafic aggregates composed of green amphibole, biotite and opaque minerals also define the magmatic foliation. K-feldspar occurs locally as anhedral grains. Well-developed chessboard pattern subgrains in large anhedral quartz crystals are observed. Folded albite-law twinning in plagioclase is also highlighted. Locally, the plagioclase is saussuritized and hornblende is replaced by carbonates. Secondary chlorite replaces biotite. Interstitial medium- to fine-grained granular quartz and plagioclase grains form the groundmass. The monzodiorite is characterized by medium-grained hypidiomorphic granular texture, with scattered phenocrysts of mesoperthitic plagioclase. The groundmass is made of clinopyroxene, green amphibole, biotite, plagioclase and opaque minerals and minor K-feldspar and quartz. The amphibole replaces clinopyroxene (**Fig. 6.5f**). Quartz and K-feldspar occur as fine-grained interstitial grains. The albite-law twinning of plagioclase is folded. Some grains of plagioclase from the groundmass are also mesoperthitic and frequently show growth zoning.

The Jaqueí augen gneiss comprises protomylonitic hornblende-bearing biotite granites. The main features that typify this unit are porphyroclasts of feldspar, including plagioclase and microcline, wrapped by biotite and, locally muscovite, and bands of recrystallized polygonal quartz grains. Titanite is abundant in some samples, as well as green amphibole. The thin biotite-rich bands and the ribbons of quartz delineate de solid-state foliation.

6.6. Elemental geochemistry

Twenty-eight representative samples from both Embu and Costeiro domains were analyzed for whole-rock geochemistry (**Table 6.1**), and the data of one hundred thirty-one

samples were compiled from Gasparini and Mantovani (1978), Dias Neto et al. (2008), Alves (2009), Meira et al. (submitted a – **Chapter 4**) and Pires (2011) (data compilation is available upon request). All data were plotted in several diagrams to better constrain the chemical characteristics of the main plutons and batholiths of the studied area.

Figure 6.5: Transmitted light photomicrographs of petrological relationships and microstructural features. (a) Magmatic foliation defined by aligned muscovite and biotite in a coarse-grained two mica granite, Salesópolis Granite. (b) Anhedral perthitic microcline with inclusions of squared plagioclase suggesting replacement of plagioclase by K-feldspar. Note the albitic rims in the plagioclase. Hornblende-bearing granite, Pico do Papagaio Batholith. (c) General texture of the foliated medium-grained equigranular monzodiorite, with magmatic foliation defined by aligned hornblende and altered dark mica. Monzodioritic dikes, Pico do Papagaio Batholith. (d) Textural relationships of hornblende-

bearing granodiorite of Ponte Nova-Paraibuna Pluton. Note the patchy zoning of the subhedral plagioclase megacrysts and mirmekites in border of anhedral microcline megacryst. (e) Coarse-grained heterogranular texture of the porphyritic hornblende-bearing granodiorite of Ilhabela Batholith. (f) Scattered phenocryst of mesoperthite in medium- to fine-grained monzodioritic rock. In the border of the phenocryst is observed cores of clinopyroxene being replaced by green amphibole.

6.6.1. Major elements

The available data from the Embu Domain, including biotite and two mica granitoids, can be divided in two groups considering the SiO₂ content, where the groups with SiO₂ between ~65–67 wt.% and ~69–75 wt.% plot in the granodiorite and granite fields of the TAS diagram, respectively (**Fig. 6.6a**). Mostly data are slightly peraluminous with aluminum saturation index (ASI) between ~1.0–1.22 but a couple of samples plot below the boundary between peraluminous and metaluminous fields (**Fig. 6.6b**). Following the classification scheme of Frost et al. (2001) most of the data are ferroan and alkali-calcic and a few samples have magnesian and calc-alkalic compositions (**Figs. 6.6c–d**). On the other hand, when one considers the classification criteria proposed by Debon and Lefort (1983, 1988), the biotite granitoids outline a well-defined trend of aluminosilicic association, including granites and adamellites (or monzogranites), and the two mica granites are mostly plotted in the leucogranitoid field of the aluminous association (**Figs. 6.6e–f**).

The granitoids and igneous mafic rocks from the Costeiro Domain, in turn, display a broader range in SiO₂ contents, with the mafic rocks varying from ~47 to 57 wt.% SiO₂ and the granitoids from ~60 to 80 wt.% SiO₂ (**Fig. 6.7a** and **Table 6.1**). In the TAS diagram, the mafic rocks, including mafic microgranular enclaves, dikes and mingled irregular bodies, plot mostly in the gabbro and monzonite fields, usually with the alkaline affinities (**Fig. 6.7a**). All samples of mafic rocks have high-K or shoshonitic characteristics, with 46.70–57.06 wt.% SiO₂ and 1.52–4.71 wt.% K₂O. All of them are metaluminous however the samples from the monzodioritic dikes (Pico do Papagaio Batholith – S-02-05, S-02-06) and the mafic rocks of Ilhabela Batholith (PSM-151C and PSM-151D) are only slightly metaluminous, with ASI=0.92–0.96 and 0.94–0.98, respectively (**Fig. 6.7b**). Using the classification scheme of Frost et al. (2001), the mafic rocks are slightly magnesian, with the exception of the mafic samples from Ilhabela Batholith that are ferroan, and alkali-calcic to calcic (**Figs. 6.7c–d**).

Two groups of granitoids can be treated separately. The charnockitic rocks define a continuous trend from monzonites to slightly perquartzose granites and are mostly metaluminous, ferroan and alkali-calcic (**Figs. 6.7a–d**). The other group is more heterogeneous, comprising granodiorites (Ponte Nova-Paraibuna Pluton and Ilhabela Batholith) and granites (Juqueí augen gneiss, Guarujá granites and Pico do Papagaio

Batholith), but most of them are weakly to mildly peraluminous (**Figs. 6.7a–b**). Following Frost et al. (2001), the rocks of this group are ferroan to slightly magnesian and calc-alkalic to calcic (**Figs. 6.7c–d**). Note that the migmatitic neosomes, diatexites and Grt-bearing leucogranite are magnesian, calcic and the most peraluminous samples (up to $ASI=1.49$) (**Figs. 7b–e**).

Figure 6.6: Whole-rock composition of the granitoids from Embu Domain. (a) Total alkalis vs. SiO_2 (TAS) diagram, Cox et al. (1979) modified by Wilson (1989). (b) Aluminum saturation index (ASI) vs. $Al/(Na+K)$ diagram, Frost et al. (2001). (c) Fe^* vs. SiO_2 diagram, Frost et al. (2001)

($\text{Fe}^* = \text{FeOt}/(\text{FeOt} + \text{MgO})$). (d) MALI vs. SiO_2 diagram, Frost et al. (2001) ($\text{MALI} = \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$). (e) “A-B” or “characteristic minerals” diagram, Debon and Lefort (1983). I, II, III: sectors of peraluminous rocks; I, muscovite > biotite (by volume); II, biotite > muscovite; III, biotite (rarely with amphibole); IV, V, VI: sectors of metaluminous rocks; IV, biotite + amphibole $\pm$ pyroxene; V, clinopyroxene $\pm$ amphibole $\pm$ biotite; unusual rocks (e.g. carbonatites). (f) “Q-P” or “nomenclature” diagram, Debon and Lefort (1983). Abbreviation: ad, adamellite (or monzogranite); dq, quartz diorite, quartz gabbro, quartz anorthosite; gd, granodiorite, granogabbro; go, gabbro, diorite, anorthosite; gr, granite; mz, monzonite; mzdq, quartz monzodiorite, quartz monzogabbro; mzgo, monzogabbro, monzodiorite; mzq, quartz monzonite; s, syenite; sq, quartz syenite; to, tonalite.

Considering the classification criteria of Debon and Lefort (1983, 1988), the charnockitic rocks fit in the cafemic type association and the alkaline saturated subtype (**Figs. 6.7e–f**; compare with Debon and Lefort, 1983). Both the mafic rocks and the other group of granitoids would fit well in the alumino-cafemic association, with the former composing the dark subalkaline subtype and the latter following the trend of the light-colored subalkaline subtype (**Figs. 6.7e–f**; compare with Debon and Lefort, 1983).

6.6.2. Rare earth and other trace elements

The analyzed samples and the compiled data were plotted in chondrite- and silicate Earth-normalized multi-element diagrams (normalization values from McDonough and Sun, 1995) (**Fig. 6.8**). The chondrite-normalized REE patterns of the granites from Embu Domain are enriched in LREE compared to HREE ($(\text{La}/\text{Yb})_N = 5.38\text{--}47.61$) with a negative Eu anomaly ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.38\text{--}0.92$) (**Fig. 6.8a**). The biotite granites are generally more enriched in REE and less fractionated (most of the samples has $(\text{La}/\text{Yb})_N = 10\text{--}20$) than the muscovite-biotite granites, and the less pronounced negative Eu anomaly are observed in the two mica granites (e.g. Santa Branca Pluton and Natividade da Serra Batholith). Silicate Earth-normalized trace element patterns of these granites are enriched in incompatible elements with negative anomalies in Ba, Nb–Ta ($\text{Nb}_N < \text{Ta}_N$), Sr–P ($\text{Sr}_N > \text{P}_N$) and Eu–Ti and prominent positive anomaly in Pb (**Fig. 6.8b**).

The REE and trace element patterns of the granitoids from Costeiro Domain show significant differences compared to the mostly peraluminous granites of the Embu Domain. Chondrite-normalized REE patterns of the granodiorites from Ponte Nova-Paraibuna Pluton (PPG) are also enriched in LREE compared to HREE, however show a moderate fractionation ($(\text{La}/\text{Yb})_N = 8.85\text{--}15.98$) and slight negative to positive Eu anomaly ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.87\text{--}1.19$) (**Fig. 6.8c**). The granodiorites of Ilhabela Batholith (IBB) are slightly more depleted in HREE than the PPG granodiorites, but show less fractionated REE pattern ($(\text{La}/\text{Yb})_N = 5.57\text{--}8.11$) with a moderate negative Eu anomaly ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.45\text{--}0.61$) (**Fig. 6.8c**). The monzodioritic rocks of

IBB are also moderately enriched in LREE compared to HREE ($(La/Yb)_N=7.06-7.30$), slightly enriched in REE and HREE compared to the granodiorites of IBB and PPG, respectively, and show weak Eu anomaly ($Eu/Eu^*=0.87-0.89$) (**Fig. 6.8c**). In the silicate Earth normalized multi-element diagram, the PPG granodiorites show high contents of the more incompatible elements (~200–300 times the silicate Earth values for Rb and Ba), negative anomalies in Nb–Ta and prominent positive anomalies in Pb and Zr (**Fig. 6.8d**). The IBB granodiorites, however, show negative anomalies in Ba, Nb–Ta and Sr–P, a weak positive Zr anomaly and distinctive positive Pb anomaly (**Fig. 6.8d**). On the other hand, the silicate Earth-normalized trace element patterns of the IBB monzodioritic rocks are relatively depleted in the more incompatible elements and present slightly positive anomalies in Ba and Pb, prominent positive Ti anomaly, strong negative U–Th anomalies and weak negative anomalies in Nb–Ta and Sr (**Fig. 6.8d**).

Chondrite-normalized REE patterns of the leucogranites from the Pico do Papagaio Batholith (PPB) are moderately fractionated ($(La/Yb)_N=5.30-14.34$) with a strong negative Eu anomaly ($Eu/Eu^*=0.16-0.45$) (**Fig. 6.8e**). In turn, the samples of the PPB monzodioritic dike are depleted in REE compared to the leucogranites and their chondrite-normalized REE patterns are moderately fractionated ($(La/Yb)_N=10.84-11.96$) with a slightly positive Eu anomaly ($Eu/Eu^*=1.07-1.12$) (**Fig. 6.8e**). Silicate Earth-normalized trace element patterns of the leucogranites are enriched in incompatible elements showing negative anomalies in Ba, Nb–Ta, Sr–P and Eu–Ti, and positive anomalies in Th–U and Pb (**Fig. 6.8f**). Therefore, the more evolved leucogranites have the strongest negative Ba anomaly and less negative Sr anomaly ($Sr_N \geq P_N$) (**Fig. 6.8f**). For the samples of the monzodioritic dike, the silicate Earth-normalized trace element diagram show high values of Rb, a slightly negative Nb–Ta anomaly and a strong positive Pb anomaly (**Fig. 6.8f**).

Chondrite-normalized REE patterns of the Juqueí augen gneiss are heterogeneous and vary from moderate to highly fractionated ($(La/Yb)_N=5.73-47.20$) with negative Eu anomaly ($Eu/Eu^*=0.47-0.82$) (**Fig. 6.8g**). The Guarujá granites are enriched in HREE compared to the Juqueí augen gneiss and highly fractionated chondrite-normalized REE patterns ($(La/Yb)_N=16.69-50.00$) with negative Eu anomaly ($Eu/Eu^*=0.42-0.72$) (**Fig. 6.8g**). The mafic microgranular enclaves associated with the Guarujá granites are in general enriched in REE compared to the host granites, and show moderate fractionated chondrite-normalized REE patterns ($(La/Yb)_N=7.28-33.14$) with slightly negative to positive Eu anomaly ($Eu/Eu^*=0.79-1.01$) (**Fig. 6.8g**). Silicate Earth-normalized trace element patterns of both Juqueí augen gneiss and Guarujá granites are enriched in incompatible elements, although

some samples of the latter are more enriched in Th and U, and show negative anomalies in Ba, Nb–Ta, Sr–P and Ti, and prominent positive Pb anomaly (**Fig. 6.8h**). For the mafic microgranular enclaves, the silicate Earth-normalized trace element patterns are also enriched in incompatible elements presenting positive to slightly negative Ba anomaly, negative anomalies in Nb–Ta, negative to slightly positive Pb anomaly and positive Ti anomaly (**Fig. 6.8h**).

Figure 6.7: Whole-rock composition of the granitoids and mafic rocks from Costeiro Domain. (a) Total alkalis vs. SiO_2 (TAS) diagram, Cox et al. (1979) modified by Wilson (1989). (b) Aluminum

saturation index (ASI) vs. Al/(Na+K) diagram, Frost et al. (2001). (c) Fe^* vs. SiO_2 diagram, Frost et al. (2001) ($Fe^*=FeOt/(FeOt+MgO)$). (d) MALI vs. SiO_2 diagram, Frost et al. (2001) ($MALI=Na_2O+K_2O-CaO$). (e) “A-B” or “characteristic minerals” diagram, Debon and Lefort (1983). I, II, III: sectors of peraluminous rocks; I, muscovite>biotite (by volume); II, biotite>muscovite; III, biotite (rarely with amphibole); IV, V, VI: sectors of metaluminous rocks; IV, biotite + amphibole $\pm$ pyroxene; V, clinopyroxene $\pm$ amphibole $\pm$ biotite; unusual rocks (e.g. carbonatites). (f) “Q-P” or “nomenclature” diagram, Debon and Lefort (1983). Abbreviation: ad, adamellite (or monzogranite); dq, quartz diorite, quartz gabbro, quartz anorthosite; gd, granodiorite, granogabbro; go, gabbro, diorite, anorthosite; gr, granite; mz, monzonite; mzdq, quartz monzodiorite, quartz monzogabbro; mzgo, monzogabbro, monzodiorite; mzq, quartz monzonite; s, syenite; sq, quartz syenite; to, tonalite.

6.6.3. Some constraints on tectonic settings and magma sources

Although the granitoids and mafic rocks of the studied area include several different plutons and batholiths, some constraints on tectonics settings and magma sources are possible to infer based essentially on trace elements and a few tectonic discriminant diagrams (**Fig. 6.9**). When plotted in the “de la Roche R1–R2” multicatic diagram, most of the granitoids can be related to anatectic granite compositions and are within or close to the syn-collision field of Batchelor and Bowden (1985) (**Fig. 6.9a**). The more mafic granitoids, however, plot in the boundary between the pre-plate collision and post collision uplift fields, with the IBB and PPG granodiorites tending to schists (greywacke) and pelitic compositions, respectively (**Fig. 6.9a**; compare with Fig. 5 of Batchelor and Bowden, 1985). The mafic rocks from Costeiro Domain are associated with the post collision uplift source trend (Batchelor and Bowden, 1985) (**Fig. 6.9a**). Moreover, the charnockitic rocks display a well-defined series trend in the late orogenic field, from monzonitic to more evolved granitic compositions (**Fig. 6.9a**). Likewise, most of the granitoids from both Embu and Costeiro domains plot in the post collisional field of the trace elements-based tectonic discriminant diagrams of Pearce et al. (1984) and, therefore, the charnockitic rocks and PPB granitoids plot in the within-plate granite field (not shown).

Furthermore, some trace elements are extensively used as proxy for mantle and crustal derivation of the magmas. Plank (2005) proposed the Th/La proxy for the discrimination of oceanic basalts (MORB and OIB) and arc-related magmas, arguing that, considering the full range of mantle heterogeneity, the mantle has $Th/La < 0.2$ and the continental crust usually has $Th/La > 0.2$ (bulk continental crust estimates: $Th/La=0.27 \pm 0.05$ and upper continental crust estimates: $Th/La=0.33 \pm 0.05$). Thus, most of the studied rocks show middle and upper crust signatures, with the exception of the charnockitic rocks and mostly mafic rocks (**Figs. 6.9b–c**). In fact, the samples with lowest Th/La ratios are the monzodioritic rocks from IBB ($Th/La < 0.05$) and likely represent the best candidates for mantelic origin. The monzodioritic

Figure 6.8: Chondrite-normalized REE (a, c, e and g) and silicate Earth-normalized trace-element (b, d, f, h) diagrams for the studied rocks. Normalization values of McDonough and Sun (1995).

dikes of PPG and the mafic microgranular enclaves of the Guarujá granites also show low Th/La ratios, as well as the charnockitic rocks ($\text{Th/La} < 0.2$), suggesting contribution of lower crust and/or mantle sources (**Fig. 6.9c**). It is noteworthy the displacement of the more evolved samples of PPB toward the higher Th/La values (**Fig. 6.9c**), indicating contamination or mixing of magmas derived from different levels within the crust.

Figure 6.9: Tectonic and source discriminant diagrams. (a) R1-R2 tectonic discriminant diagram, Batchelor and Bowden (1985). (b–c) Th/La ratio source discriminant diagrams, Plank (2005). (d–f) Trace element-based source discriminant diagrams, Moreno et al. (2014).

Other trace element ratios are also used to constrain potential sources for granitoids and mafic rocks (e.g. Hoffman et al., 1986; Eby, 1992; Miller et al., 1994; Montero et al., 2009). The relationships of Y/Nb with Th/Nb, Th/Ta and Ce/Pb were recently used to discriminate between the magmas reservoirs of oceanic island and convergent margin rock

types (Moreno et al., 2014). Using these source discriminant diagrams, the monzodioritic rocks of IBB plot consistently in the OIB field (**Figs. 6.9d–f**). The mafic microgranular enclaves of Guarujá granites, the monzodioritic dikes of PPB, some charnockitic samples and one sample of PPG tend to the OIB field but plot in the overlap of the three compositional fields (OIB, arc-related rocks and continental crust) (**Figs. 6.9d–f**). The other samples plot mostly within the continental crust field and trend toward crustal-like values (**Figs. 6.9d–f**). Additionally, the trace-element signatures of the data set available for the studied area are consistent with the distribution of A₂-type granitoids (**Figs. 6.9d–f**, compare with Fig. 15 of Moreno et al., 2014).

6.7. U–Pb SHRIMP Zircon Geochronology

Zircon grains from one sample (PSM-42A) of muscovite-biotite granite (Salesópolis Granite) and four samples (SHAFT-02: S-02-02; S-02-03; S-02-04; S-02-05), collected from a ~540 m-deep drill hole (one sample on each 100 m), of the hornblende-bearing leucogranite (Pico do Papagaio Batholith - PPB) were separated for U–Pb SHRIMP dating. The analyses with discordance more than 5% were discarded. All data are presented in the **Table 6.2**. The errors and weighted mean ages (concordia ages) are quoted at 95% confidence level (2σ). Age data for all zircon samples are plotted on Wetherill diagrams (**Figs. 6.10** and **6.12**). The ²⁰⁶Pb/²³⁸U ages and ²⁰⁶Pb/²⁰⁷Pb ages were chosen as effective ages for < 1000 Ma and > 1000 Ma ages, respectively.

Twenty concordant analyses (discordance < 5%) were obtained on seventeen zircon grains of the muscovite-biotite granite (PSM-42A) (**Fig. 6.10**). The analyzed zircon grains are prismatic with slightly rounded pyramidal terminations and their sizes range from ca. 100 to 200 μm (**Fig. 6.10a**). In the CL images all grains show ubiquitous primary oscillatory growth zoning and some grains exhibit darker homogeneous to slightly zoned rims (**Fig. 6.10a**). Inherited grains are characterized by sharp contacts between the inherited cores with oscillatory growth zoning and dark overgrowths. Four inherited cores yielded Rhyacian (2169 ±14 and 2071 ±8 Ma) and Cryogenian (779 ±8 and 751 ±2 Ma) ages (**Fig. 6.10**). The youngest cluster of nine concordant analyses yielded a weighted mean age at 583 ±13 Ma (**Fig. 6.10b**), interpreted as the best estimation of crystallization timing for the Salesópolis Granite. On the other hand, a complex asymmetric age distribution points to a mode at ~603 Ma and smaller inflexions at younger ages (~580 and ~560 Ma) (**Fig. 6.10c**). This pattern might suggest a protracted cooling and/or incremental emplacement of granitic batches within crystal-rich host (e.g. Miller et al., 2011).

Figure 10: SHRIMP zircon U–Pb data for the Salesópolis Granite. (a) Cathodoluminescence images with spot location and ages of the analyzed zircon grains. See text for descriptions. Displayed spot ages <1000 Ma and >1000 Ma are $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ and $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages, respectively. (b) Wheterill concordia plots of the zircon data. Ellipse errors are at 95% confidence interval ($\approx 2\sigma$). Displayed weighted mean ages are $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ages. (c) Kernel density plot showing asymmetric age distribution. See text for descriptions.

The zircon grains from the four samples of the PPB (hornblende-bearing leucogranite) comprise two end-member shapes, short and long prisms, both with pyramidal terminations often slightly rounded (**Fig. 6.11**). Their sizes range from 50 up to ~ 500 µm. A marked oscillatory growth zoning is shown in CL images of all grains and thin dark overgrowths are observed in a few ones (**Fig. 6.11**). Dissolution features are also observed locally. The concordant analyses of each sample yielded weighted mean ages around 580 and 570 Ma, with no direct relation between ages and depth (**Figs. 6.12a–d**). The weighted mean age considering the younger cluster of concordant data (discordance < 2%) constrained the crystallization timing of the PPB at 575 ± 3 Ma (**Fig. 6.12e**). The age distribution is asymmetric with a long tail towards older ages, although the mode is located at 576 Ma, in agreement with the abovementioned weighted mean age (**Figs. 6.12e–f**). Older ages between

610 and 590 Ma, which formed the long tail (**Fig. 6.12f**), might represent the initial magmatic stages that built up the batholith.

Figure 6.11: Cathodoluminescence images with spot location and ages of the analyzed zircon grains from Pico do Papagaio Batholith (SHAFT-02). See text for descriptions. Displayed spot ages <1000 Ma and >1000 Ma are $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ and $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages, respectively.

Figure 6.12: (a–e) Wheterill concordia plots of the zircon data. Ellipse errors are at 95% confidence interval ($\approx 2\sigma$). Displayed weighted mean ages are $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ages. (f) Kernel density plot showing asymmetric age distribution. See text for descriptions.

6.8. Discussion

The remarkable Ediacaran magmatism in the Ribeira Belt has been widely interpreted in the context of multiple terrane accretions and subduction-related orogenies during the assembly of Western Gondwana (Campos Neto, 2000; Heilbron et al., 2013; among others). Although the presence of large calc-alkaline porphyritic batholiths separated by metasedimentary sequences and major shear zones (Fig. 6.1) may suggest the existence of different magmatic arcs and terranes, the lack of evidences of suture zones and clear temporal

distinction between the magmatic activities of such arcs make unlikely this assumption. Instead, recent studies point to predominant extensional and wrench tectonic regimes during the Ediacaran period in the Dom Feliciano and Ribeira belts (Almeida et al., 2010, 2012; Florisbal et al., 2012a; Meira et al., submitted a,b – **Chapters 4 and 5**).

The late Neoproterozoic tectono-metamorphic evolution of the Embu and Costeiro domains, Central Ribeira Belt, include an older compressional event at ca. 650–600 Ma, that caused crustal thickening and intracontinental orogeny on both domains (Meira et al., submitted a,b – **Chapters 4 and 5**). This contractional tectonics is associated with the coeval collisional events in two nearby orogenic systems, i.e. Dom Feliciano and Brasília collisional belts (Meira et al., submitted b – **Chapter 5**). Later on, the compressional-dominant regime was followed by recurrent wrench and extensional tectonics at ca. 600–560 Ma, characterized by voluminous peraluminous granitogenesis associated with major strike-slip shear zones in the Embu Domain and widespread partial melting, extensional mid-crustal flow, gneiss domes formation and intrusion of large granitoid batholiths in the Costeiro Domain (Meira et al., submitted a – **Chapter 4**). Indeed, the magmatic structure of the main porphyritic hornblende-bearing biotite granite of the Costeiro Domain, the Pico do Papagaio Batholith, is concordant with the main metamorphic foliation of the migmatite-cored gneiss domes and is interpreted as part of a double-dome structure (see cross-section in **Fig. 6.2**; Meira et al., submitted a – **Chapter 4**). If one considers, therefore, the aplitic dikes dated at ca. 530 Ma (Macluf and Schorscher, 2001) that crosscut and partially hydrated the charnockitic rocks of Ubatuba as an evidence of exhumation processes bringing up the charnockites to upper levels in the crust, the crustal thinning in the Costeiro Domain must have persisted at least to ~530 Ma.

Petrogenetic constraints and temporal relations with other nearby granitoids also support the post-thickening or post-collisional origin for the Ediacaran granitoids of the studied area. Subalkaline A-type granites, high-K calc-alkaline granites and mantle-derived rocks of the Itu Granite Province (Janasi et al., 2009) compose a roughly linear granitic belt located to the NW of the S-type peraluminous granites of the Embu Domain (**Fig. 6.1**). Both contrasting granitic types of magmatism are coeval and bracketed between 590–580 Ma (Janasi et al., 2009; Alves et al., 2013 and this study). Concerning the new petrological, structural and geochronological data that indicate a connection between the Embu and Costeiro domains by at least 650 Ma (Meira et al., submitted a – **Chapter 4**), the time interval of 590–580 Ma must represent a period of post-thickening or post-collisional magmatism rather than syn-collisional melting (Embu peraluminous magmatism) and inboard response of slab break-off (Itu Granite Province) (Janasi et al., 2009).

Furthermore, the highly heterogeneous Ediacaran magmatism in the Costeiro Domain comprises peraluminous crustal-derived leucogranites and diatexites, alumino-cafemic dark and light-colored subalkaline associations (Debon and Lefort, 1983, 1988) and charnockitic rocks. In a broad sense, the most voluminous magmatic bodies of the Costeiro Domain, i.e. Pico do Papagaio Batholith, Ilhabela Batholith, Ponte Nova-Paraibuna Pluton, Jaqueí augen gneiss and Guarujá granites, show evidences of hybridization, possibly with distinct contributions of lower crust and/or mantle and middle crust sources (**Fig. 6.9b-f**). In fact, the alumino-cafemic magma associations are referred by Debon and Lefort (1983) as probable candidates for hybrid mantle-crust origin. The contribution of mafic magmas are observed in the Pico do Papagaio Batholith, Ilhabela Batholith and Guarujá granites, and enrichment in crustal-like chemical signatures of the more mafic granitoids (IBB and PPG) and even the monzodioritic rocks (e.g. mafic dikes of PPB) suggest some mixing of contrasting magmas. Likewise, hybrid-rock associations are widely recognized worldwide in post-collisional settings (Liégeois, 1998; Liégeois et al., 1998; Bea et al., 1999; Debon and Lemmert, 1999; Scarrow et al., 2009; Florisbal et al., 2012b; among many others).

The first report of U–Pb SHRIMP dating of the Salesópolis Granite (PSM-42A) yielded a mean weighted age at 583 ± 13 Ma, interpreted as the best estimate to the crystallization timing, and inherited Rhyacian and Cryogenian zircon cores (**Fig. 6.10**). Nonetheless, the asymmetric pattern of age distribution indicates protracted cooling and/or incremental emplacement of granitic batches within crystal-rich host (e.g. Miller et al., 2011). The samples from Pico do Papagaio Batholith (PPB) yielded ages around 580–570 Ma, with an integrated mean weighted age at 575 ± 3 Ma. A long asymmetric tail on its age distribution (**Fig. 6.12**) also suggests protracted building of the batholith by incremental emplacement of granitic batches within crystal-rich host. The crystallization age at ca. 585 and 575 Ma yielded by the Salesópolis Granite and PPB respectively, likely relates timely both granitoids with the crustal-dominant Embu magmatism, Itu Granite Province and the A-type Graciosa Province (Gualda and Vlach, 2007a,b; Janasi et al., 2009; Vlach et al., 2011; Alves et al., 2013) (**Fig. 6.13**). At circa 560 Ma, A-type charnockitic rocks (Ubatuba Charnockite) and still peraluminous magmatism were intruded in the Costeiro Domain (**Fig. 6.13b**), marking the continuity of the extensional regime and evolution of the metamorphic core complex, characterized by migmatite-cored gneiss-domes development (Meira et al., submitted a – **Chapter 4**).

Figure 6.13: Time-space diagram compiled for granitoids of Central Ribeira Belt (including the new data presented here). (a) All Neoproterozoic geochronological data. (b) Only late Cryogenian and Ediacaran data. 1 – Hackspacker et al. (1999); 2 – Hackspacker et al. (2000); 3 – Juliani et al. (2000); 4 – Cordani et al. (2002); 5 – Meira et al. (submitted b); 6 – Trouw et al. (2013); 7 – Alves et al. (2013); 8 – Filipov and Janasi (2001); 9 – Janasi et al. (2003); 10 – Passarelli et al. (2004); 11 – Macluf and Schorscher (2001); * – this study.

6.9. Concluding Remarks

Even though detailed petrological studies of the late Neoproterozoic magmatism in the Central Ribeira Belt are still insufficient and the available data have uneven quality, it is possible to constrain preliminarily the temporal relations for different magmatic events. Early Cryogenian (~810–760 Ma) mafic, intermediate and felsic magmatism occurs in both Costeiro and Embu domains (**Fig. 6.13a**), suggesting rifting and crustal thinning events

(Campos Neto et al., 2004; Meira et al., submitted a – **Chapter 4**) and strongly support the coherent evolution of different geological domains (and not “terrane”) during much of the Neoproterozoic (Meira et al., submitted a – **Chapter 4**). The late Cryogenian (~700–650 Ma) magmatism is also found in the Embu Domain (**Fig. 6.13**), including the Santa Catarina Pluton and Serra da Quebra-Cangalha Batholith, and likely represents continental arc magmatism in the border of the Paranapanema Block (Alves et al., 2013; Trouw et al., 2013; Meira et al., submitted a,b – **Chapters 4 and 5**). The magmatism during the early Ediacaran (~630–605 Ma) in the studied area, however, is poorly constrained and includes basaltic rocks and rhyolitic dikes in the São Roque-Serra do Itaberaba Domain (Hackspacker et al., 1999, 2000; Juliani et al., 2000), granitic intrusions in the Santa Catarina Pluton (Alves et al., 2013) and porphyritic hornblende-bearing biotite monzogranites in the Costeiro Domain (Passarelli et al., 2004). Nevertheless, this magmatism can be interpreted as intra-orogenic extension-related magmatic intrusions, in a similar way as those described by Cambeses et al. (in press) in the Ossa Morena Zone (Iberian Massif, Southwestern Spain). The most voluminous period of magmatism in the Central Ribeira Belt ranges between ca. 595–560 Ma and includes the peraluminous two mica and biotite granites of the Embu Domain and peraluminous leucogranites, diatexites, hornblende-bearing biotite granitoids and charnockitic rocks of the Costeiro Domain (**Fig. 6.13b**). This time interval characterizes a post-thickening (or post-collisional) magmatism with wrench-dominant tectonics in the Embu Domain and gneiss domes development in the Costeiro Domain (Meira et al., submitted a – **Chapter 4**; this study).

Finally, our new tectonic model challenges the current models of successive docking and accretion of terranes for the evolution of the Ribeira Belt. Instead, our ideas are in agreement with the large *late Ediacaran to Cambrian Rift System of Southeastern South America* hypothesis of Almeida et al. (2010), partly agree with the *Post-collisional Indentation and Uplift Stage* of Wernick (2000) and follow the thinking line of the *crystalline core complex* proposal of Macluf and Schorscher (2001) and Schorscher (unpublished data).

References

- Almeida, F.F.M., Y. Hasui, B.B. Brito-Neves, and R.A. Fuck (1981), Brazilian Structural Provinces: an introduction, *Earth-Science Reviews*, 17(1–2), 1–29.
- Almeida, R.P., L. Janikian, A.R.S. Fragozo-Cesar, and G.L. Fambrini (2010), The Ediacaran to Cambrian Rift System of Southeastern South America: Tectonic Implications, *The Journal of Geology*, 118, 145–161.

- Almeida, R.P., M.G.M. Santos, A.R.S. Fragoso-Cesar, L. Janikian, and G.L. Fambrini (2012), Recurring extensional and strike-slip tectonics after the Neoproterozoic collisional events in the southern Mantiqueira province, *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 84, 347–376.
- Alves, A. (2009), Petrogênese de plútons graníticos do leste paulista: Geocronologia, Geoquímica Elemental e Isotópica, Doctoral thesis, unpublished. Universidade de São Paulo, São Paulo, 122p.
- Alves, A., V.A. Janasi, A. Simonetti, L. Heaman, (2009), Microgranitic enclaves as products of self-mixing events: a study of open-system processes in the Maua Granite, Sao Paulo, Brazil, based on in situ isotopic and trace elements in plagioclase, *Journal of Petrology*, 50, 2221–2247.
- Alves, A., V.A. Janasi, M.C. Campos Neto, L. Heaman, and A. Simonetti (2013), U–Pb geochronology of the granite magmatism in the Embu Terrane: Implications for the evolution of the Central Ribeira Belt, SE Brazil, *Precambrian Research*, 230, 1–12.
- Batchelor, R.A. and P. Bowden (1985), Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters, *Chemical Geology*, 48, 43–55.
- Bea, F., P. Montero, J.F. Molina (1999), Mafic precursors, peraluminous granitoids, and late lamprophyres in the Avila batholith: a model for the generation of Variscan batholiths in Iberia, *Journal of Geology*, 107, 399–419.
- Bea, F., P. Montero, M. Abu Anbar, J.F. Molina, J.H. Scarrow (2011), The Bir Safsaf Precambrian inlier of South West Egypt revisited: a model for ~1.5 Ga T_{DM} late Pan-African granite generation by crustal reworking, *Lithos*, 125, 897–914.
- Bitencourt, M.F. and L.V.S. Nardi (2000), Tectonic setting and sources of magmatism related to the Southern Brazilian Shear Belt, *Revista Brasileira de Geociências*, 30, 186–189.
- Black, L.P., S.L. Kamo, C.M. Allen, J.A. Aleinikoff, D.W. Davis, J.R. Korsch, and C. Foudolis (2003), TEMORA 1: a new zircon standard for Phanerozoic U–Pb geochronology, *Chemical Geology*, 200, 155–170.
- Cambeses, A., J.H. Scarrow, P. Montero, J.F. Molina and J.A. Moreno (in press), SHRIMP U–Pb zircon dating of the Valencia del Ventoso plutonic complex, Ossa-Morena Zone, SW Iberia: Early Carboniferous intra-orogenic extension-related ‘calc-alkaline’ magmatism, *Gondwana Research*.
- Campanha, G.A.C., and G.D. Sadowski (1999), Tectonics of the southern portion of the Ribeira Belt (Apiaí Domain), *Precambrian Research*, 98, 31–51.
- Campos Neto, M.C. (2000), Orogenic systems from Southwestern Gondwana: an approach to Brasiliano–Pan African Cycle and orogenic collage in Southeastern Brazil, in *Tectonic Evolution of South America*, edited by Cordani, U.G., E.J. Milani, A. Thomaz Filho, D.A. Campos, 335–368.
- Campos Neto, M.C., and M.C.H. Figueiredo (1995), The Rio Doce Orogeny, Southeastern Brazil, *Journal of South American Earth Sciences*, 8, 143–162.
- Cordani, U.G., J.M.V. Coutinho, A.P. Nutman (2002), Geochronological constraints on the evolution of the Embu Complex, São Paulo, Brazil, *Journal of South American Earth Sciences*, 14, 903–910.
- Cox, K.G., J.D. Bell, and R.J. Pankhurst (1979), *The Interpretation of Igneous Rocks*. George Allen & Unwin, 450p.

- Debon, F. and P. Le Fort (1983), A chemical–mineralogical classification of common plutonic rocks and associations, *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences*, 73, 135–149.
- Debon, F. and P. Le Fort (1988), A cationic classification of common plutonic rocks and their magmatic associations: principles, method, and applications. *Bulletin de Mineralogie*, 111, 493–510.
- Debon, F. and M. Lemmert (1999), Evolution of Mg/Fe Ratios in Late Variscan Plutonic Rocks from the External Crystalline Massifs of the Alps (France, Italy, Switzerland), *Journal of Petrology*, 40, 1151–1185
- Dias Neto, C.M., C.T. Correia, J.M.U. Munhá, Tassinari, C.C.G. (2008), Litoquímica dos Granitóides da Estrutura em Flor de São Sebastião, São Paulo, , *Geologia USP-Série Científica*, 8, 101–114.
- Eby G.N. (1992), Chemical subdivision of A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications, *Geology*, 20, 641–644.
- Egydio-Silva, M., A. Vauchez, M.I.R. Raposo, J. Bascou, and A. Uhlein (2005), Deformation regime variations in an arcuate transpressional orogen (Ribeira belt, SE Brazil) imaged by anisotropy of magnetic susceptibility in granulites, *Journal of Structural Geology*, 27, 1750–1764.
- Florisbal, L.M., V.A. Janasi, M.F. Bitencourt, L.M. Heaman (2012), Space-time relation of post-collisional granitic magmatism in Santa Catarina, southern Brazil: U-Pb LA-MC-ICP-MS zircon geochronology of coeval mafic-felsic magmatism related to the Major Gercino Shear Zone, *Precambrian Research*, 216–219, 132–151.
- Florisbal, L.M., M.F. Bitencourt, V.A. Janasi, L.V.S. Nardi, L.M. Heaman (2012b), Petrogenesis of syntectonic granites emplaced at the transition from thrusting to transcurrent tectonics in post-collisional setting: Whole-rock and Sr–Nd–Pb isotope geochemistry in the Neoproterozoic Quatro Ilhas and Mariscal Granites, Southern Brazil, *Lithos*, 153, 53–71
- Frost, R.B., C.G. Barnes, W.J. Collins, R.J. Arculus, D.J. Ellis, C.D. Frost, C.D. (2001), A geochemical classification for granitic rocks, *Journal of Petrology*, 42, 2033–2048.
- Gasparini, P., and M.S.M. Mantovani (1979), Geochemistry of charnockites from São Paulo State, Brazil, *Earth and Planetary Science Letters*, 42, 331–320.
- Gualda, G.A.R. and S.R.F. Vlach (2007a), The Serra da Graciosa A-type Granites & Syenites, southern Brazil. Part 1: Regional setting and geological characterization, *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 79, 405–430.
- Gualda, G.A.R. and S.R.F. Vlach (2007b), The Serra da Graciosa A-type Granites & Syenites, southern Brazil. Part 2: Petrographic and mineralogical evolution of the alkaline and aluminous associations, *Lithos*, 93, 310–327.
- Hackspacher P., E.L. Dantas, A.M. Godoy, M.A.F. Oliveira, A. Fetter, W.R. Van Schmus (1999), Considerations about the evolution of the Ribeira Belt in the São Paulo State - Brazil, from U/Pb geochronology in metavolcanic rocks of the São Roque Group, in: South American Symposium on Isotope Geology 2, Villa Carlos Paz, Actas, 310-313.
- Hackspacher P., E.L. Dantas, A. Spoladore, A. Fetter, M.A.F. Oliveira (2000), Evidence of Neoproterozoic backarc basin development in the Central Ribeira Belt, Southeastern

- Brazil: new geochronological and geochemical constraints from São Roque-Açunqui groups, *Revista Brasileira de Geociências*, 30, 110–114.
- Heilbron, M., A.C. Pedrosa-Soares, M.C. Campos Neto, L.C. Silva, R.A.J. Trouw, and V.C. Janasi (2004), A Província Mantiqueira, in *O desvendar de um continente: a moderna geologia da América do Sul e o legado da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, Mantesso-Neto, V., A. Bartorelli, C.D.R. Carneiro, and B.B. Brito-Neves, 203–234.
- Heilbron, M., M. Tupinambá, C.M. Valeriano, R. Armstrong, L.G.E. Silva, R.S. Melo, A. Simonetti, A.C. Pedrosa-Soares, and N. Machado (2013), The Serra da Bolívia complex: The record of a new Neoproterozoic arc-related unit at Ribeira belt, *Precambrian Research*, 238, 158–175.
- Hofmann, A.W., K.P. Jochum, M. Seufert, W.M. White (1986), Nb and Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle evolution, *Earth and Planetary Science Letters*, 79, 33–45.
- Filipov, M. and V.A. Janasi (2001), The Mauá Granitic Massif, Central Ribeira Belt, São Paulo: petrography, geochemistry and U–Pb dating, *Revista Brasileira de Geociências*, 31, 341–348.
- Janasi, V.A., and H.H.G.J. Ulbrich (1991), Late Proterozoic granitoid magmatism in the State of São Paulo, Southeastern Brazil, *Precambrian Research*, 51, 351–374.
- Janasi, V.A., R.J. Leite, and W.R. Van Schmus (2001), U–Pb chronostratigraphy of the granitic magmatism in the Agudos Grandes Batholith (West of São Paulo, Brazil) - implications for the evolution of the Ribeira Belt, *Journal of South American Earth Sciences*, 14, 363–376.
- Janasi, V.A., A. Alves, S.R.F. Vlach (2003), Granitos peraluminosos da porção central da Faixa Ribeira, Estado de São Paulo: sucessivos eventos de reciclagem da crosta continental no neoproterozóico, *Geologia USP-Série Científica*, 3, 13–24.
- Janasi, V.A., S.R.F. Vlach, M.C. Campos Neto, and H.H.G.J. Ulbrich (2009), Associated A-type subalkaline and high-K calc-alkaline granites in the Itu Granite Province, southeastern Brazil: Petrological and Tectonic significance, *The Canadian Mineralogist*, 47, 1505–1526.
- Juliani, C., P. Hackspacher, E.L. Dantas, and A.H. Fetter (2000), The mesoproterozoic volcano-sedimentary Serra do Itaberaba Group of the Central Ribeira Belt, São Paulo State, Brazil: implications for the age of the overlying São Roque Group, *Revista Brasileira de Geociências*, 30, 82–86.
- Leite, R.J., L.M. Heaman, V.A. Janasi, L. Martins, R.A. Creaser (2007), The late- to postorogenic transition in the Neoproterozoic Agudos Grandes Granite Batholith (Apiai Domain, SE Brazil): constraints from geology, mineralogy, and U–Pb geochronology, *Journal of South American Earth Sciences*, 23, 193–212.
- Liégeois, J.P. (1998), Some words on the post-collisional magmatism. Preface to special edition on post-collisional magmatism, *Lithos*, 45, xv–xvii.
- Liégeois, J.P., J. Navez, J. Hertogen, R. Black (1998), Contrasting origin of post-collisional high-K calc-alkaline and shoshonitic versus alkaline and peralkaline granitoids: The use of sliding normalization, *Lithos*, 45, 1–28.

- Macluf, S. and J.H.D. Schorscher (2001), Petrogênese das rochas charnockíticas e aplitos intrusivos do Complexo Charnockítico de Ubatuba, SP, *in*: Simpósio de Geologia do Sudeste 7, Rio de Janeiro. Boletim de Resumos, 46.
- McDonough, W.F., and S.S. Sun (1995), The composition of the Earth, *Chemical Geology*, 120, 223–253.
- Meira, V.T., C. Juliani, J.H.D. Schorscher, T. Hyppolito and A. Garcia-Casco (submitted a), Tectono-metamorphic evolution of the Central Ribeira Belt, Eastern São Paulo State, Brazil: a case of late Neoproterozoic intracontinental orogeny and gneiss dome development on assembly of Western Gondwana, *Submitted to Tectonics*.
- Meira, V.T., A. García-Casco, C. Juliani, R.P. Almeida and J.H.D. Schorscher (submitted b), The role of intracontinental deformation on (super)continent assembly: insights from the Ribeira Belt, Southeastern Brazil (Neoproterozoic Western Gondwana), *Submitted to Terra Nova*.
- Mendes, J.C., C.A. Ávila, R.M. Pereira, M.P.L. Heilbron, C.A.V. Moura (2006), $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -ages of zircons from syn-collisional I-type porphyritic granites of the central Ribeira belt, SE Brazil, *Gondwana Research*, 9, 326 – 336
- Miller, D.M., S.L. Goldstein, C.H. Langmuir (1994), Cerium/lead and lead isotope ratios in arc magmas and the enrichment of lead in the continents, *Nature*, 368, 514–520.
- Miller, C.F., D.J. Furbish, B.A. Walker, L.L. Claiborne, G.C. Koteas, H.A. Bleick, J.S. Miller (2011), Growth of plutons by incremental emplacement of sheets in crystal-rich host: Evidence from Miocene intrusions of the Colorado River region, Nevada, USA, *Tectonophysics*, 500, 65–77.
- Montero, P., F. Bea, T.F. Zinger, J.H. Scarrow, J.F. Molina, M.J. Whitehouse (2004), 55 million years of continuous anatexis in Central Iberia: single zircon dating of the Peña Negra Complex, *Journal of the Geological Society, London*, 161, 255–264.
- Montero, P., F. Bea, L.G. Corretge, P. Floor, M.J. Whitehouse (2009), U–Pb ion microprobe dating and Sr–Nd isotope geology of the Galiñeiro Igneous Complex: A model for the peraluminous/peralkaline duality of the Cambro-Ordovician magmatism of Iberia, *Lithos*, 107, 227–238.
- Moreno, J.A., P. Montero, M. Abu Anbar, J.F. Molina, J.H. Scarrow, C. Talavera, A. Cambeses, F. Bea (2012), SHRIMP U–Pb zircon dating of the Katerina Ring Complex: insights into the temporal sequence of Ediacaran calc-alkaline to peralkaline magmatism in southern Sinai, Egypt, *Gondwana Research*, 21, 887–900.
- Moreno, J.A., J.F. Molina, P. Montero, M. Abu Anbar, J.H. Scarrow, A. Cambeses, F. Bea (2014), Unraveling sources of A-type magmas in juvenile continental crust: Constraints from compositionally diverse Ediacaran post-collisional granitoids in the Katerina Ring Complex, southern Sinai, Egypt, *Lithos*, 192–195, 56–85.
- Passarelli, C.R., M.A.S. Basei, M.C. Campos Neto, O. Siga Júnior, H.J. Prazeres Filho (2004), Geocronologia e Geologia Isotópica dos Terrenos Pré-Cambrianos da Porção Sul-Oriental do Estado de São Paulo, *Geologia USP - Série Científica*, 4, 55–74.
- Pearce, J.A., N.B.W. Harris, A.G. Tindle (1984), Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks, *Journal of Petrology*, 25, 956–983.
- Pires, A.S. (2011), Mapeamento geológico e estrutural da porção SW do charnockito de Ubatuba, SP, Bachelor monograph, Universidade de São Paulo, São Paulo.

- Prazeres Filho, H.J., O.M. Harara, M.A.S. Basei, C.R. Passarelli, O. Siga Junior. (2003), Litoquímica, geocronologia U–Pb e geologia isotópica (Sr–Nd–Pb) das rochas graníticas dos batólitos Cunhaporanga e Três Córregos na porção sul do Cinturão Ribeira, Estado do Paraná, *Geologia USP - Série Científica*, 3, 51–70.
- Scarrow, J.H., J.F. Molina, F. Bea, P. Montero (2009), Within-plate calc-alkaline rocks: Insights from alkaline mafic magma–peraluminous crustal melt hybrid appinites of the Central Iberian Variscan continental collision, *Lithos*, 110, 50–64.
- Silva, L.C., N. McNaughton, R. Armstrong, L. Hartmann, and I. Fletcher (2005), The Neoproterozoic Mantiqueira Province and its African connections, *Precambrian Research*, 136, 203–240.
- Trouw, R.A.J., R. Peternel, A. Ribeiro, M. Heilbron, R. Vinagre, P. Duffles, C.C. Trouw, M. Fontainha, H.H. Kussama (2013), A new interpretation for the interference zone between the southern Brasília belt and the central Ribeira belt, SE Brazil, *Journal of South American Earth Sciences*, 48, 43–57.
- Tupinambá, M., W. Teixeira, M. Heilbron (2000), Neoproterozoic Western Gondwana assembly and subduction-related plutonism: the role of the Rio Negro Complex in the Ribeira Belt, Southeastern Brazil, *Revista Brasileira de Geociências*, 30, 7–11.
- Tupinambá, M., M. Heilbron, C.M. Valeriano, R. Porto Júnior, F. Blanco de Dios, N. Machado, L.G.E. Silva, J.C.H. Almeida (2012), Juvenile contribution of the Neoproterozoic Rio Negro Magmatic Arc (Ribeira Belt, Brazil): Implications for Western Gondwana amalgamation, *Gondwana Research*, 21, 422–438.
- Tupinambá, M., W. Teixeira, M. Heilbron (2013), Evolução Tectônica e Magmática da Faixa Ribeira entre o Neoproterozoico e o Paleozoico Inferior na Região Serrana do Estado do Rio de Janeiro, Brasil, *Anuário do Instituto de Geociências – UFRJ*, 35, 140–151.
- Vlach, S.R.F., O. Siga Jr, O.M.M. Harara, G.A.R. Gualda, M.A.S. Basei, and F.C.J. Vilalva (2011), Crystallization ages of the A-type magmatism of the Graciosa Province (Southern Brazil): Constraints from zircon U–Pb (ID-TIMS) dating of coeval K-rich gabbro-dioritic rocks, *Journal of South American Earth Sciences*, 32, 407–415.
- Wernick, E. (2000), Arc-related rapakivi granites from the Ribeira Fold Belt, SE Brazil, *Revista Brasileira de Geociências*, 30, 20–24.
- Wilson, M. (1989), *Igneous Petrogenesis*. London: Unwin Hyman, 466p.

Capítulo 7 – INTEGRAÇÃO DOS DADOS E CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os dados apresentados no corpo principal desta tese (**Capítulos 4, 5 e 6**) permitiram avaliar criticamente os diferentes modelos tectônicos propostos para o Cinturão Ribeira. As discussões detalhadas dos dados e as principais conclusões estão apresentadas nos itens finais de cada capítulo, no entanto é possível salientar pontos importantes, tanto sobre aspectos analíticos quanto interpretativos, a respeito das ideias e hipóteses apresentadas para a evolução tectônica do Cinturão Ribeira.

A maioria dos modelos vigentes para a tectônica neoproterozoica, associada ao Ciclo Brasileiro, baseia-se principalmente em dados radiométricos e geoquímicos de granitoides, e considera processos acrescionários com amalgamação diacrônica de terrenos como principais atores na formação do supercontinente Gondwana (por ex. Brito-Neves *et al.*, 1999; Heilbron *et al.*, 2013). Embora processos de subducção e colisionais tenham tido papéis importantes nos processos orogenéticos do Ciclo Brasileiro (por ex. Campos Neto & Caby, 2000; Lenz *et al.*, 2011; Ganade de Araujo *et al.*, no prelo), a ausência de associações petrotectônicas compatíveis com zonas de suturas entre os distintos “terrenos” do Cinturão Ribeira introduz elementos relevantes à discussão. Além da precariedade associada às evidências de suturas entre os distintos domínios do Cinturão Ribeira, a ocorrência indiscriminada de bacias ediacaranas a cambrianas do tipo rifte sobre diferentes domínios (ou “terrenos”), implica em uma história conjunta para esses domínios a pelo menos 600 Ma (Almeida R.P. *et al.*, 2010).

A evolução tectono-metamórfica dos domínios Embu e Costeiro também indica história coerente entre os dois domínios durante o Ediacarano (**Capítulo 4**). As datações de sobrecrecimentos metamórficos em rochas metamórficas, indicaram a bimodalidade de idades metamórficas para ambos os complexos Embu e Costeiro, entre 650–600 Ma e 600–560 Ma. O metamorfismo M1 de idade entre 650–600 Ma indica soterramento das sucessões metassedimentares a profundidades de até aproximadamente 25 km (0,8 GPa), alcançando facies anfibolito. O processo de encurtamento crustal associado ao regime compressivo de M1 está registrado em duas foliações (S1 e S2), normalmente associadas a dobras isoclinais intrafoliais sem raiz. No Domínio Embu, o metamorfismo mais novo M2 (600–560 Ma) é caracterizado por descompressão quase isobárica até cerca de 10 km de profundidade (0,3 GPa) em temperaturas por volta de 550–600 °C. Deformação em amplas zonas de cisalhamento direcionais dextrais marcam a fase de deformação D3 (foliação milonítica S3) durante os estágios de resfriamento e descompressão final. Por outro lado, no Domínio Costeiro a trajetória metamórfica de M2 é caracterizada por aquecimento com

descompressão moderada e condições de pico metamórfico próximas a 650–750 °C e 0.4–0.6 GPa (cerca de 12–18 km de profundidade), seguida de resfriamento e descompressão. O aquecimento até condições de facies anfibolito superior no Domínio Costeiro causou ampla fusão parcial da crosta média durante a descompressão, formando rochas migmatíticas e leucogranitos peraluminosos. A idade de cristalização de diatexitos e leucogranitos obtidas em análises U–Pb SHRIMP em zircão restringe temporalmente os processos de migmatização por volta de 585–560 Ma. A fábrica estrutural de baixo ângulo (foliação milonítica pervasiva S3) associada a esse estágio metamórfico é, dessa forma, interpretada como derivada de fluxo lateral de crosta média parcialmente fundida, em regime extensional. Esse fluxo crustal teria gerado domos gnáissicos com núcleos migmatíticos (*migmatite-cored gneiss domes*), de maneira similar aos modelos propostos por Teyssier & Whitney (2002) e Rey *et al.* (2011).

Idades magmáticas e metamórficas criogenianas documentadas em diferentes domínios do Cinturão Ribeira e Domínio Socorro-Guaxupé também sugerem histórias conjuntas para o Cinturão Ribeira e parte da Faixa Brasília Sul. As idades criogenianas (~790–750 Ma) obtidas nessa tese em rochas máficas tholeiíticas intraplaca (Domínio Costeiro) e rochas graníticas e aplíticas peraluminosas (Domínio Embu) (**Capítulos 4 e 5**) podem ser interpretadas como o registro de eventos extensionais em ambos os domínios durante esse período, apoiando dessa forma a história compartilhada dos dois domínios desde pelo menos 790 Ma.

As análises de zircão detrítico nas rochas metassedimentares dos complexos Embu e Costeiro mostraram diferenças significativas entre as fontes principais disponíveis para ambas as unidades. Enquanto nas amostras do Complexo Embu as idades dos grãos de zircão são predominantemente antigas (arqueanas, paleoproterozoicas e mesoproterozoicas), as idades das fontes do Complexo Costeiro contêm grande abundância de idades criogenianas (**Capítulo 5**). Embora a análise de zircão detrítico demonstra idades máximas de sedimentação distintas para os dois complexos, grãos de zircão arqueanos, paleoproterozoicos e mesoproterozoicos também foram encontrados nas rochas metassedimentares do Complexo Costeiro, indicando que as fontes antigas disponíveis no período de sedimentação das rochas do Complexo Embu também cederam material para a deposição do Complexo Costeiro. A evidência de fontes similares em ambos os complexos pode também ser interpretada como retrabalhamento das rochas metassedimentares (ou sedimentares) do Complexo Embu fornecendo material para a bacia do Complexo Costeiro. Ambas as interpretações sugerem que os domínios Embu e Costeiro faziam parte de uma mesma massa continental, pelo menos a partir do início de deposição do Complexo Costeiro.

O volumoso magmatismo neoproterozoico, e mais especificamente ediacarano, no Cinturão Ribeira corrobora, adicionalmente, com a interpretação formulada nesse trabalho. As expressivas manifestações graníticas desse período estão associadas normalmente às zonas de cisalhamento profundas que compõem o Cinturão Ribeira. Esse magmatismo tem seu ápice durante cerca de 590–580 Ma e é caracterizado por grande heterogeneidade de composições de magmas, muitas vezes contrastantes, gerados concomitantemente. No **Capítulo 6**, os hornblenda granitoides cálcio-alcálicos a álcali-calcícos, as rochas charnockíticas e as rochas máficas associadas, aflorantes no Domínio Costeiro, foram enquadradas em um contexto extensional durante o período Ediacarano Superior (585–560 Ma), com a formação de complexos de núcleos metamórficos (ou domos gnáissicos com núcleos migmatíticos). A interpretação de magmatismo pós-colisional (ou pós-encurtamento crustal) no Ediacarano está de acordo com a história evolutiva das bacias vulcanossedimentares ediacaranas e cambrianas da Província Mantiqueira e também se enquadra nas definições apresentadas por Liégeois (1998).

Em suma, os dados obtidos por diferentes métodos, incluindo análise estrutural, estudos geotermobarométricos, geoquímicos e geocronológicos, e integrados nesta tese, conjuntamente com os dados disponíveis na literatura, propiciaram base argumentativa para interpretar a evolução do Cinturão Ribeira Central na região estudada, como composta por dois estágios tectônicos sucessivos, compreendendo um evento compressivo a cerca de 650–600 Ma e outro distensivo com tectônica lateral associada em torno de 600–560 Ma. O estágio compressivo foi interpretado como o resultado de deformação intracontinental, e consequente orogênese, de faixas reologicamente enfraquecidas da litosfera, em resposta aos eventos colisionais ocorridos na Faixa Brasília Sul e no Cinturão Dom Feliciano. Já o estágio distensivo associado a escape lateral é interpretado como o estágio de colapso orogênico e escape tectônico devido ao desequilíbrio isostático causado pelo encurtamento crustal.

Ao considerar os Himalayas como principal análogo moderno de orógeno colisional, observamos que em resposta à colisão entre Índia e Ásia, diversas faixas na região central asiática foram e continuam sendo deformadas (orógenos intracontinentais transpressionais de Cunningham, 2005) a distâncias que ultrapassam 2000 km do *front* colisional (por ex. Cinturão Stanovoy no leste da Rússia). Se assumirmos a colisão entre os blocos Paranapanema e Góias e o Cráton São Francisco como uma colisão de mesma ordem de magnitude (ou até menor) da colisão himalayana, podemos facilmente relacionar, por exemplo, o Cráton do Tarim (~450–400 km de extensão entre o platô do Tibet e o Cinturão Tien Shan), nos Himalayas, com o Cráton São Francisco (~300–250 km de extensão entre Faixa Brasília e Faixa Araçuaí), no

Brasil, enquanto as faixas Brasília e Araçuaí/Ribeira poderiam ser relacionadas ao *front* colisional himalayano e Cinturão Tien Shan ou Altai-Gobi, respectivamente.

Como os estudos de detalhe são ainda escassos em grande parte dos cinturões Ribeira e Araçuaí, a continuidade de trabalhos específicos, porém integradores, são essenciais para o melhor entendimento dessa importante peça no quebra-cabeças evolutivo do supercontinente Gondwana. Estudos de arquitetura estrutural e cinemáticos são também de grande relevância para a melhor compreensão dos cinturões brasileiros, sobretudo referentes aos grandes batólitos graníticos. Os trabalhos vindouros deverão ainda levar em conta os novos conceitos fronteiros em Geotectônica, como limites difusos de placas, a importância da orogenia intracontinental nos processos de amalgamação de supercontinentes e fluxo crustal.

Referências Bibliográficas

- Almeida, R.P., Janikian, L., Fragoso-Cesar, A.R.S. and Fambrini, G.L., 2010. The Ediacaran to Cambrian Rift System of Southeastern South America: Tectonic Implications. *The Journal of Geology*, **118**, 145–161.
- Brito Neves, B.B., Campos Neto, M.C., Fuck, R.A., 1999. From Rodinia to Western Gondwana: an approach of the Brasiliano-PanAfrican Cycle and orogenic collage. *Episodes*, **22**, 155-166.
- Campos Neto, M.C. e Caby, R., 2000. Terrane accretion and upward extrusion of high-pressure granulites in the Neoproterozoic nappes of southeast Brazil: petrologic and structural constraints, *Tectonics*, **19**, 669–687.
- Cunningham, D., 2005. Active intracontinental transpressional mountain building in the Mongolian Altai: Defining a new class of orogen. *Earth and Planetary Sciences Letters*, **240**, 436–444.
- Ganade de Araujo, C.E., Rubatto, D., Hermann, J., Cordani, U.G., Caby, R. and Basei, M.A.S., no prelo. Ediacaran megamountains: evidence for >2500-km-long deep continental subduction in the West Gondwana Orogen. *Nature Communications*.
- Heilbron, M., Tupinambá, M., Valeriano, C.M., Armstrong, R., Silva, L.G.E., Melo, R.S., Simonetti, A., Pedrosa-Soares, A.C. and 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.
- Lenz, C., Fernandes, L.A.D., McNaughton, N.J., Porcher, C.C. and Masquelin, H., 2011. U–Pb SHRIMP ages for the Cerro Bori Orthogneisses, Dom Feliciano Belt in Uruguay: Evidences of a ~800 Ma magmatic and ~650 Ma metamorphic event *Precambrian Research*, **185**, 149–163.
- Liégeois, J.P., 1998. Some words on the post-collisional magmatism. Preface to special edition on post-collisional magmatism. *Lithos*, **45**, xv–xvii.
- Rey, P.F., Teyssier, C., Kruckenberg, S.C., Whitney, D.L., 2011. Viscous collision in channel explains double domes in metamorphic core complexes. *Geology*, **39**, 387–390.
- Teyssier, C. e Whitney, D.L., 2002. Gneiss domes and orogeny. *Geology*, **30**, 1139–1142.

ANEXO I

OROGÊNESE: Histórico e Conceitos – Os Paradigmas na Geotectônica

Vinícius Tieppo Meira

1. Introdução

Discussões conceituais estão intimamente ligadas à evolução da ciência desde os primórdios. Com o nascimento e aperfeiçoamento da Teoria do Geossinclinal na segunda metade do século XIX e primeira metade do século XX, as ideias e conceitos ligados à formação de faixas móveis e cadeias de montanhas elevaram a Geotectônica a um espaço de destaque nas discussões científicas da época (discussões sumarizadas por Aubouin, 1965; Dennis, 1982; Hsü, 1982; Sengör, 1990; Oreskes, 1999, entre outros).

Com o advento da Teoria da Tectônica de Placas e a mudança drástica de paradigma nas décadas de 1960 e 70, os processos orogênicos foram associados geneticamente aos fenômenos convergentes em limites de placas (por ex. Dewey e Bird, 1970; Sengör, 1990), enquanto epirogênese (*epeirogenesis*) foi vinculada a processos de estiramento litosférico (formação de riftes e abertura de oceanos) e de formação de ilhas oceânicas (Menard, 1973).

Nas últimas décadas, todavia, as premissas essenciais da Teoria da Tectônica de Placas, assim como a utilização dos termos redefinidos da Teoria do Geossinclinal, têm sido discutidas e questionadas (por ex. Barto-Kyriakidis, 1990a, 1990b; Gordon, 1998).

As recentes considerações em relação à propagação de esforços no interior da placa e a consequente deformação de porções crustais menos resistentes, limites difusos de placas (*diffuse plate boundaries*) e fluxo de material crustal trouxeram novas fronteiras para a Geotectônica e para a conceituação dos processos formadores de cadeias montanhosas. Essas novas fronteiras podem ser vinculadas principalmente à observação e o melhor entendimento dos processos deformadores atuais nas faixas móveis da Placa Asiática (Cunnigham, 2005) e os processos formadores dos orógenos intracontinentais das regiões central (orógenos Alice Spring e Petermann - por ex. Scrimgeour e Close, 1999; Haines et al., 2001; Raimondo *et al.*, 2009, 2010) e sul da Austrália (Adelaide Fold Belt - por ex. Dyksterhuis e Müller, 2008), além de estudos sísmicos e estruturais no Oceano Índico equatorial, a sul da Índia (por ex. Wiens *et al.*, 1985; Royer e Gordon, 1997; Gordon, 1998).

2. A evolução do pensamento geotectônico: orogênese e a natureza das cadeias de montanhas

A natureza das cadeias de montanhas, os processos formadores e o significado geológico dessas admiráveis feições naturais atraem a atenção de pensadores desde a antiguidade. Os filósofos gregos pré-Socráticos são considerados os primeiros cientistas ocidentais e apresentavam amplo espectro de interesses, incluindo visões sobre a natureza do Planeta Terra e ciências da Terra (Curd, 2011).

No entanto, grandes avanços científicos nas ciências da Terra foram atingidos apenas no final da Idade Média e no Renascimento, com o desenvolvimento da mineração e a revolução intelectual, respectivamente. Durante este período, as questões relacionadas à origem das cadeias de montanhas eram visualizadas essencialmente como o problema da geração de elevações topográficas. Na transição da época renascentista para o Iluminismo, dois modelos surgiram na tentativa de explicar a geração das cadeias montanhosas. As ideias associadas ao resfriamento e contração terrestre, creditadas inicialmente a Giordano Bruno (1548-1600) e sua analogia da Terra com uma maçã enrugada (*shrinking apple*), exemplificada posteriormente pelo diagrama clássico de Descartes (1644) (**Fig. 1**), eram confrontadas pelo modelo de expansão local de volume e consequente soerguimento, defendido principalmente por James Hutton (Dennis, 1982).

A partir do século XVIII, com a expansão de trabalhos de campo sistemáticos desenvolvidos principalmente nos Alpes e nos Apalaches, os questionamentos a respeito da origem das cadeias montanhosas direcionaram-se às estruturas das montanhas. Sengör (1990) credits ao famoso montanhista e naturalista suíço Horace-Bénédict de Saussure (**Fig. 2**) o reconhecimento pioneiro da importância do estudo das cadeias montanhosas no entendimento dos processos que governam a evolução do nosso planeta. Dois dos principais pontos levantados por de Saussure (1779) (*apud* Sengör, 1990) continuam atuais e válidos: (1) o estudo das cadeias de montanhas é imprescindível se quisermos entender como o planeta Terra evoluiu e como ele funciona; e (2) que para entender as montanhas é necessário uma visualização ampla e geral de suas feições e relações entre si.

Na segunda metade do século XIX, o conceito de orogenia (do grego clássico *oros* = montanha, *genna* = nascimento) foi definido como o processo tectônico de formação de montanhas. Esta definição conceitual seguiu a preocupação da época em entender os processos geológicos e a evolução da Terra por meio do estudo das montanhas. O trabalho de Gilbert (1890) tem sido historicamente reconhecido como o primeiro a relacionar orogenia

(ou orogênese) com o processo de formação de montanhas (por ex. Dennis, 1982). Entretanto, Sengör (1990) considera que o termo orogenia já vinha sendo utilizado no continente europeu antes de Gilbert e, como Boué (1874) (*apud* Sengör, 1990), já associava este termo (*orogenie* no texto original de Boué, em alemão) a um processo estrutural (ou tectônico) que gerava relevo montanhoso como um produto secundário.

Figura 1: Estrutura da Terra segundo Descartes (1644): I corresponde à matéria solar remanescente; M consiste em um “corpo muito denso, mesmo material das manchas solares, fonte de todos metais”; C corresponde ao material menos denso, rochoso; E corresponde à crosta terrestre; D é a água; F é o ar. Os diagramas superior e inferior representariam a Terra antes e depois da deformação. Extraída de Dennis (1982).

Desde o século XVIII, contudo, os aspectos espaciais e temporais associados aos cinturões orogênicos foram comumente estudados de maneira isolada. Enquanto a história do entendimento sobre os aspectos espaciais dos orógenos é caracterizada por um desenvolvimento científico progressivo, a história dos estudos vinculados aos aspectos

temporais ligados à evolução de orógenos é marcada por contínua controvérsia entre duas escolas dominantes (Sengör, 1991).

Figura 2: O naturalista e montanhista suíço Horace-Bénédict de Saussure, pioneiro na tradição de pesquisar os cinturões orogenéticos.

2.1. A evolução progressiva do conhecimento espacial dos orógenos

Segundo Sengör (1990), os esforços isolados de diversos cientistas no final do século XVIII, que “visavam apenas o acúmulo de evidências sem conexão, simplesmente para satisfazer o sentimento de curiosidade”, foram importantes no desenvolvimento da noção espacial dos orógenos. Sengör (1990) destaca o trabalho clássico *Voyages dans les Alpes* (de Saussure, 1796) e vincula três conclusões gerais deste trabalho a três passos (ou fases) determinantes na evolução de alguns aspectos geométricos de orógenos (**Fig. 3**): 1) a direção geral das camadas rochosas formadoras dos Alpes é concordante com a direção de orientação da cadeia Alpina - Fase I = visão unidimensional de orogênese; 2) a morfologia dos Alpes é assimétrica, com a margem sul mais inclinada - Fase II = visão bidimensional de orogênese; e 3) a visualização dos Alpes em escalas mais detalhadas demonstram uma desordem quase caótica das rochas e estruturas - Fase III = visão tridimensional de orogênese (as fases

evolutivas e o desenvolvimento do pensamento sobre a geometria dos orógenos serão detalhados nos parágrafos abaixo e seguirão a conceituação de Sengör, 1990).

Figura 3: Os três importantes passos no entendimento dos aspectos temporais de orogênese antes da tectônica de placas e seus principais pensadores. I = visão unidimensional de orogênese: a) Peter Simon Pallas; b) Leopold

Freiherr von Buch; c) Bernhard Studer; d) seção geológica de orógeno idealizado por Pallas - C = cristalino (“intrusivo”), K = calcários e xistos; e) James Hall; f) diagrama esquemático de uma bacia sedimentar de Herschel. II = visão bidimensional de orogênese: g) Jean-Baptiste-Armand-Louis-Léonce Elie de Beaumont; h) Arnold Escher von der Linth; i) James Dwight Dana; j) Eduard Suess; k) concepção de Elie de Beaumont da estrutura do Mont Blanc, o que o levou a pensar que todos orógenos teriam estrutura interna simétrica (note a similaridade da seção de Elie de Beaumont e da seção de Pallas); l) seção geológica de Suess, caracterizada pela estrutura assimétrica do orógeno; m) concepção de Suess sobre a relação orógeno/antepaís e a natureza das bacias flexurais; n) Leopold Kober; o) Hans Stille; p) seção geológica de orógeno idealizada por Kober. Note a concepção de estrutura simétrica de Kober que, em princípio, é muito similar à concepção de Elie de Beaumont. Esse conceito “reacionário” da estrutura de orógeno, defendido por Kober e Stille, dominou as pesquisas orogenéticas até a década de 1960. III = visão tridimensional de orogênese: r) Alfred Lothar Wegener; s) Emile Argand; t) Franz Eduard Suess; u) seção geológica dos Alpes de Argand. Note o retorno à concepção de Suess quanto à assimetria dos orógenos. Extraída de Sengör (1990).

Os primeiros passos atribuídos ao desenvolvimento da visão unidimensional de orógeno (Fase I) foram dados com de Saussurre ainda em vida e as cadeias de montanhas eram visualizadas como estruturas bilateralmente simétricas relativas a um eixo central que concordava com a orientação geral da cadeia montanhosa. Ao longo deste eixo central, processos plutônicos ou vulcânicos seriam responsáveis pelo rompimento e soerguimento dos estratos rochosos superpostos. Os principais nomes dessa fase incluem Peter Simon Pallas (**Fig. 3a**), James Hutton, Leopold Freiherr von Bucher (**Fig. 3b**), Bernhard Studer (**Fig. 3c**) e James Hall (**Fig. 3e**). A **figura 3d** exemplifica o esquema das estruturas de uma cadeia de montanhas segundo a visão dos proponentes dessa teoria, conhecida como Teoria do Soerguimento Vertical.

Dois conceitos importantes foram desenvolvidos no início do século XIX pelos proponentes da Teoria do Soerguimento Vertical: 1) cadeias montanhosas são geradas por soerguimento vertical de camadas originalmente horizontais; e 2) o processo de soerguimento, tanto plutonismo quanto vulcanismo, é proveniente do interior da Terra, relacionado com o calor interno do planeta. O reconhecimento de que rochas precisavam ser, de alguma forma, soerguidas para formar montanhas (elas não foram depositadas onde elas estavam agora, como assumia Werner) e que esse soerguimento era causado pela energia interna da Terra, foi muito valioso para a evolução conceitual de orogênese.

No início do século XIX, a bioestratigrafia não havia ainda sido inventada e as ferramentas metodológicas disponíveis na época (por ex. reconhecimento de que alguns fósseis de conchas pertenciam a organismos marinhos e que terraços costeiros representavam antigas linhas de costa) talvez não proporcionassem aos primeiros proponentes da Teoria do Soerguimento Vertical (principalmente Pallas e Hutton) condições para reconhecer as estruturas que eventualmente refutassem essa teoria. De Saussurre (1796) (*apud* Sengör, 1990) considerou a possibilidade de que o encurtamento horizontal pudesse ser responsável

por dobramento, porém não utilizou essa inferência para desenvolver uma teoria geral para a origem dos Alpes.

Cerca de três décadas após a formulação da Teoria do Soerguimento Vertical, a bioestratigrafia foi inventada e a sua aplicação nas rochas sedimentares deformadas e não deformadas contribuiu de maneira significativa no entendimento da evolução das bacias sedimentares até a formação de cadeias de montanhas. O impacto inicial da bioestratigrafia na conceituação de orogênese pode ser creditado à verificação de Dufrénoy e Elie de Beaumont, nos meados do século XIX, de que as regiões francesas caracterizadas por deformação orogênica (especificamente a região sul, incluindo os Pirineus e os Alpes) já haviam sido regiões de espessa acumulação de sedimentos antes da instalação da orogênese.

As ideias desenvolvidas por Herschel, também nos meados no século XIX, forneceram novas concepções sobre os mecanismos de subsidência e a evolução das bacias sedimentares. Suas ideias previam que para acumular espessos pacotes de rochas sedimentares era necessário uma depressão e que depois de certa quantidade da deposição, o peso dos sedimentos poderia sustentar a subsidência, o que resultaria em depósitos ainda mais espessos (**Fig. 3f**). Babbage (1838) (*apud* Sengör, 1990) considerou que esse tipo de subsidência provavelmente causaria o enfraquecimento da base da crosta.

Os estudos de mapeamento realizados nos Apalaches, na região nordeste dos EUA, principalmente pelos irmãos Rogers durante as décadas de 1840 e 50, propiciaram condições para as considerações de James Hall (1811-1898) (**Fig. 3e**) sobre as espessas acumulações de sedimentos em uma calha sinclinal ao longo do eixo dos Apalaches, antes do processo deformacional. As observações de Hall foram muito semelhantes às descritas por Dufrénoy e Elie de Beaumont nas montanhas francesas, e a citação dos mecanismos de subsidência e suas consequências termiais na crosta propostos por Herschel e Babbage foram utilizados por Hall para embasar suas ideias.

Outra observação importante creditada a Hall foi a diferenciação entre os espessos pacotes de rochas sedimentares psamíticas, interpretados como provenientes de ambientes marinhos rasos (nessa época todos arenitos eram considerados de origem em ambientes aquosos rasos), localizados na região orogênica dos Apalaches e as sequências menos espessas e menos completas localizadas no seu antepaís. Vinculado a essa constatação, Hall notou também que as rochas mais deformadas correspondiam espacialmente às áreas de maior espessura de acumulação de sedimentos, concluindo então uma relação causal entre depressão, subsidência e deformação dos estratos (mas não relacionou deformação com soerguimento). Para o soerguimento dos sedimentos soterrados e deformados, Hall invocou a

versão de Herschel de isostasia, considerando que se o continente como um todo soerguesse, as regiões com acúmulo de espessos pacotes de rochas teriam a tendência de se transformarem em montanhas.

A teoria da origem das montanhas apresentada por James Hall, todavia, foi criticada por Dana, que a chamou de “a teoria para a origem das montanhas que deixou a origem das montanhas de lado”. De fato, James Hall tentou explicar a origem (ou o soerguimento) das montanhas, considerando a ideia de isostasia proposta por Herschel, porém não conseguiu explicar a origem das bacias sedimentares.

É importante enfatizar a contribuição da bioestratigrafia também nos trabalhos realizados por Hall e no desenvolvimento do conceito Geossinclinal, estendendo ainda à Teoria do Soerguimento Vertical a noção de subsidência e soerguimento vertical (**Fig. 3I**). Vale lembrar, que a Teoria do Geossinclinal foi concebida dentro da estrutura de pensamento unidimensional, associada a movimentos puramente verticais (a história da Teoria do Geossinclinal será discutida no item 3).

O reconhecimento de complexas estruturas compressionais nas cadeias de montanhas, auxiliada pela aplicação da bioestratigrafia, foi responsável pelo segundo importante passo no entendimento de orogênese. Nomes como Elie de Beaumont (**Fig. 3g**), Arnold Escher von der Linth (**Fig. 3h**), James Dwight Dana (**Fig. 3I**) e Eduard Suess (**Fig. 3j**) figuram entre os principais pensadores associados à visão bidimensional de orógeno (Fase II).

A ponte entre o primeiro e o segundo estágio da pesquisa em orogênese é atribuída às ideias dos irmãos Rogers, sedimentadas pelo trabalho realizado nos Apalaches. Os irmãos Rogers observaram evidências de encurtamento horizontal em seus mapeamentos (dobramentos e falhas inversas) e a dominância de estruturas assimétricas nas cadeias de montanhas, entretanto, associaram o processo orogenético fundamentalmente a movimentos verticais (a expansão de matéria fundida e vapores gasosos que seria a causa de excessiva tensão para cima), mesmo considerando a existência de forças tangenciais na deformação dos estratos rochosos.

Elie de Beaumont é considerado o primeiro geólogo a reconhecer que a inclinação, dobramento, e consequente magmatismo e soerguimento de estratos originalmente horizontais eram causados por compressão lateral local, devido à contração termal. Em seu principal trabalho, intitulado *Notice sur les Systèmes des Montagnes*, Elie de Beaumont reforça a ideia de que a causa da compressão horizontal observada em dobras nas cadeias de montanhas era a contração termal do planeta. Contudo, a Teoria da Contração Termal seria elaborada apenas no terceiro quarto do século XIX, especialmente por Dana, nos Estados Unidos, e Suess, na

Europa (a história do desenvolvimento conceitual da Teoria da Contração Termal e as diferenças entre as concepções de Dana e Suess serão discutidas no item 3).

Segundo a teoria desenvolvida por Dana e Suess, o principal fator na formação de cinturões orogênicos era a componente tangencial da contração e esta força tangencial seria responsável pelos movimentos horizontais perpendiculares à linha de orientação das cadeias de montanhas. O soerguimento, segundo eles, seria o subproduto do encurtamento. Dana e Suess reviveram, quase um século mais tarde, a segunda importante conclusão realizada por de Sausurre. Ambos descreviam as cadeias de montanhas como estruturas assimétricas (**Figs. 3l e 3m**), em oposição aos pensadores verticalistas e a Elie de Beaumont, que desenvolveu a analogia da formação das montanhas com a compressão em uma morsa (*jaws of a vice*) e considerava as cadeias de montanhas como estruturas simétricas em forma de leque (**Fig. 3k**). Dana e Suess demonstraram, seguindo a mesma linha dos irmãos Rogers, que a maioria das estruturas internas das cadeias de montanhas tinham direção dominante de vergência. No entanto, os autores atribuíram essa assimetria à noção fisicamente absurda da “pressão unilateral” que agiria em direção ao antepaís.

A ênfase de movimentos horizontais perpendiculares à orientação das cadeias de montanhas era predominante nesse segundo estágio da pesquisa em orogênese. Contribuições importantes para o suporte dessa linha de pensamento vieram com a descoberta das falhas de empurrão de Glarus na Suíça. Primeiramente, essas estruturas foram interpretadas por Escher von der Linth como sendo caracterizada por duas dobras anticlinais recumbentes convergentes (de dupla vergência) (**Fig. 4** - perfil de cima) e posteriormente foi reinterpretada por Bertrand (1884) (*apud* Sengör, 1990) como uma nappe vergente para norte (**Fig. 4** - perfil de baixo), o que aumentaria a estimativa de encurtamento original de Escher de 15km para 40km.

As ideias de que as cadeias de montanhas sofrem compressão perpendicularmente à sua orientação, que o soerguimento é o produto final desse encurtamento, e que atividade magmática e metamorfismo nos orógenos não são a causa, mas consequência da deformação, seguem validas e correspondem às principais heranças conceituais derivadas dessa fase do pensamento geotectônico. Outra concepção amplamente aceita nessa época era a necessidade da subsidência de uma bacia geossinclinal como pré-requisito para subsequente orogênese.

De um modo geral, a segunda fase do pensamento espacial de orogênese pode ser caracterizada como pertencente à visão bidimensional (**Fig. 3II** - encurtamento + extensão e soerguimento + subsidência). A noção de extensão foi introduzida essencialmente após os trabalhos realizados por Suess nos riftes do leste africano, no final do século XIX. O impacto

dessa contribuição pode ser comparado ao de Hall, que acrescentou a ideia de subsidência à Teoria do Soerguimento Vertical, no primeiro estágio de desenvolvimento do pensamento espacial de orógenos.

Figura 4: Perfis geológicos N-S ao longo do Vale Linth em Glarus, Suíça (norte à esquerda). O perfil de cima corresponde à interpretação de Escher, com estruturas delineadas por duas dobramentos anticlinais convergentes, de dupla vergência (“double fold”), o que implicaria no encurtamento de cerca de 15 km. No perfil de baixo é apresentada a reinterpretação de Marcel Bertrand, com a estrutura de uma nappe simples com vergência para norte, o que aumentaria o encurtamento estratal para cerca de 40 km. Extraída de Sengör (1990).

Apesar do reconhecimento pioneiro de falhas transcorrentes ter ocorrido nos meados do século XIX (Escher von der Linth, 1878 *apud* Sengör, 1990) e, posteriormente, Suess (1904) (*apud* Sengör, 1990) enfatizar que a ocorrência desse tipo de falha era subestimada, a importância de movimentos horizontais paralelos à orientação das cadeias de montanhas foi descoberta somente durante o século XX. Em 18 de abril de 1906, um terremoto de magnitude 7,8 na escala Richter devastou a cidade de São Francisco (Califórnia, Estados Unidos) e cidades vizinhas. Esse terremoto ficou conhecido como um dos mais destrutivos da história, porém trouxe importantes dados geológicos que contribuíram para a evolução do conhecimento sobre as falhas transcorrentes. Esse tremor foi causado pela movimentação lateral dextral da Falha de San Andreas, com deslocamento horizontal de até 6,4 metros. Estudando esse evento trágico mas enormemente instrutivo, Lawson (1908) (*apud* Sengör, 1990) aplicou a teoria de espalhamento lateral do assoalho oceânico, desenvolvida por Willis (1908) (*apud* Sengör, 1990 - Willis chegou à conclusão de que o assoalho oceânico estava se espalhando e sendo “aglomerado” contra o continente, baseando-se na observação das formas das cadeias de montanhas que circundavam o Oceano Pacífico), para explicar a causa da movimentação crustal que culminou na catástrofe de 1906 em São Francisco. Além disso,

Lawson discutiu a existência de um possível fluxo em subsuperfície com direção geral para norte, e que esse fluxo seria responsável pela produção de esforços e terremotos ao longo da costa oeste da América do Norte. Dessa forma, as suposições de Lawson teria impacto direto na causa da orogênese e do falhamento transcorrente ao longo da cadeia de montanhas (movimento horizontal na direção do eixo), explicando ambos em um único (e mesmo) processo. Infelizmente, as ideias semeadas por Willis e Lawson não foram além do exposto acima e, após o aparecimento da Teoria da Deriva Continental, Willis tornou-se avesso às ideias mobilistas. Com isso, as ideias sobre falhamento transcorrente paralelo à direção das cadeias de montanhas tiveram que ser cultivadas mais tarde, em solos europeus, independentemente das visões pioneiras de Lawson.

A noção tridimensional de orogênese (Fase III), no entanto, tornou-se notável com a descoberta de estruturas complexas em nappes na cadeia Alpina. Essas estruturas proporcionaram possibilidades de explicações para a terceira observação realizada por de Saussure (desordem quase caótica de atitudes de rochas e estruturas), as quais tornaram-se aceitáveis apenas no contexto de grandes movimentações horizontais de massas rochosas nas cadeias de montanhas e, portanto, com algum tipo de deriva continental. Essa mudança de pensamento, a qual atualmente também engloba a tectônica de placas, Argand (**Fig. 3s**) chamou de “mobilismo”, em oposição ao “fixismo” (linha de pensamento ortodoxa desse tempo).

Argand (1977, p.3) (trabalho em francês intitulado *La tectonique de l'Asie*, originalmente publicado em 1924) enfatiza a necessidade da compreensão tridimensional da deformação em trabalhos de síntese tectônica, adicionando aos processos orogenéticos movimentos na terceira dimensão (ausentes nas teorias orogênicas contracionistas), caracterizados por movimentação horizontal ao longo da direção das cadeias de montanhas (**Fig. 3III**).

Franz Eduard Suess (**Fig. 3t**), filho de Eduard Suess, desenvolveu, nas décadas de 1930 e 40, uma análise moderna de orogênese nos termos da deriva continental. A contribuição de Franz E. Suess combinou, de maneira especialmente qualificada, o modelo assimétrico de cinturão orogenético de seu pai com a Teoria da Deriva Continental e acrescentou suas próprias observações realizadas na zona interna, em alto grau metamórfico, do orógeno Herciniano na Europa, além das observações de Argand nos Alpes, para alcançar um modelo coeso de orogênese. Assim como Argand, Franz E. Suess raramente citava explicitamente movimentos laterais paralelos à orientação das cadeias de montanhas, porém

os movimentos na terceira dimensão estavam usualmente implícitos em seus escritos (também aplicável aos textos de Argand).

Apesar do admirável discernimento apresentado por Argand e Franz E. Suess a respeito de orogênese, a visão fixista e o pensamento bidimensional perduraram até o final da década de 1950, sob a influência de nomes como Kober (**Fig. 3n**) e Stille (**Fig. 3o**) na Europa e Bucher nos Estados Unidos (ver seção transversal ideal de Kober na **Fig. 3p**). O reconhecimento da importância de grandes falhas transcorrentes paralelas a subparalelas à orientação das cadeias de montanhas, portanto, foi desenvolvido nesse contexto predominantemente fixista, independente da escola da tectônica mobilista.

Os anos de 1940 e 50 foram marcados pela demonstração da importância de grandes falhas transcorrentes (por ex. Falha *Great Glen* na Escócia, Falha *North Anatolian* na Turquia, Falha Alpina na Nova Zelândia e Falha de *San Andreas* nos Estados Unidos) na tectônica terrestre. A importância das falhas transcorrentes, no entanto, foi levada ao extremo por Moody e Hill (1956), os quais acreditavam que a maioria das bacias geossinclinais e subsequente orogenia eram consequências de tectônica de falhas transcorrentes (*wrench-fault tectonics*). A hipótese da Terra em expansão, desenvolvida simultaneamente por Carey, também aplicava grande importância tectônica às grandes falhas transcorrentes, o que ampliou significativamente o reconhecimento dessas estruturas ao redor do mundo.

Nos anos de 1960, as três dimensões de movimentação em um orógeno (vertical, horizontal transversal e horizontal longitudinal à orientação da zona orogênica) já eram reconhecidas e amplamente aceitas no meio científico, entretanto, controvérsias a respeito da predominância de uma ou outra direção (ou dimensão) de deformação continuavam presentes entre as diversas linhas de pesquisa em orogênese (por ex. os soviéticos oscilacionistas preferiam a dominância de movimentações verticais, os contracionistas ortodoxos optavam pelo encurtamento horizontal transversal ao orógeno e os expansionistas insistiam na preponderância de extensão ao longo do orógeno, vinculando a essa extensão movimentações transcorrentes, algo semelhante ao regime transtativo). No entanto, a teoria que unificaria e explicaria todas essas movimentações com semelhante facilidade, seria formulada apenas anos mais tarde.

2.2. A controvérsia histórica sobre os aspectos temporais dos orógenos

Diferentemente da evolução conceitual gradual dos aspectos espaciais de orógenos, o desenvolvimento das ideias sobre os aspectos temporais dos orógenos seguiram duas escolas

antagônicas (Sengör, 1991). Nos trabalhos revisionais de Sengör, as escolas distintas foram nomeadas Kober-Stille e Wegener-Argand, considerando a importância e influência desses proponentes no século XX. Segundo Sengör (1991), as principais diferenças filosóficas entre as duas escolas podem ser resumidas em: 1) suas atitudes a respeito do uniformitarismo na tectônica; e 2) suas crenças sobre a predominância de ordem ou regularidade *versus* desordem ou irregularidade dos fenômenos tectônicos.

De maneira geral, os proponentes da escola Wegener-Argandiana seguiam a abordagem uniformitarista e indeterminista da tectônica global, enquanto os adeptos da escola Kober-Stilleana preferiam a abordagem não-uniformitarista e determinista da tectônica (Sengör, 1991). Sengör (1991) atribui aos pensadores gregos da Antiguidade Clássica e suas discussões filosóficas dicotômicas (Atomistas *versus* Aristotelianos) as mais profundas raízes da divisão entre as duas escolas. A origem ancestral dessas linhas de pensamento implica no caráter fundamentalmente não-geológico e especialmente não-empírico da divisão entre Wegener-Argandianos e Kober-Stilleanos (Sengör, 1991).

A linhagem das escolas Wegener-Argandiana e Kober-Stilleana, seus proponentes mais influentes e a conexão entre eles com as tradições Atomista (representado por Demócrito) e Aristoteliana (representado pelo próprio Aristóteles) são apresentados na **figura 5**. As principais diferenças filosóficas entre as duas escolas e as discussões travadas ao longo da história pelos dois grupos de pensadores são resumidas na **tabela 1**, com ênfase às ideias essenciais de ambas as escolas. A história das discussões filosóficas entre esses dois grupos distintos será resumida abaixo, seguindo a revisão apresentada por Sengör (1991).

Durante a Idade Média e a época renascentista, as ciências da Terra começavam a dar seus primeiros passos e eram cultivadas por dois grupos distintos de pessoas. Um grupo era caracterizado pelo interesse basicamente prático necessário para a mineração, denominados de “mineiros”, o que os tornavam observadores por excelência. Salvo poucos integrantes desse grupo, a maioria dos “mineiros” não tinham o interesse em explicar como as rochas e estruturas que eles observavam eram geradas. Um dos motivos para esse desinteresse pode ser vinculado à visão religiosa dos “mineiros”, o que promovia um *Weltanschauung* (conceito filosófico alemão que se refere à percepção holística de mundo) teológico para esse grupo. A visão teológica do mundo combinada com o conhecimento essencialmente descritivo, aproximam os “mineiros” filosoficamente aos Aristotelianos.

O segundo grupo de “cientistas da Terra” tinha uma composição mais eclética e incluía, principalmente, os membros da elite educacional da época. Dentro desse grupo estavam desde eclesiásticos até artistas, que eram conduzidos aos estudos do planeta Terra

meramente por curiosidade, possivelmente entusiasmados pelo conhecimento derivado dos escritores clássicos. Esse grupo de pensadores direcionavam suas atenções para temas mais filosóficos do estudo da Terra e tratavam invariavelmente de entidades em escalas mais amplas do que as utilizadas pelos “mineiros”, como montanhas, planícies aluviais, continentes, bacias oceânicas e até mesmo a Terra como um todo. Os integrantes desse grupo estudaram os processos atuais dos ciclos geotróficos e desenvolveram uma visão uniformitarista da evolução da superfície terrestre que se assemelhava às noções dos filósofos Atomistas. Como a preocupação predominante desses pensadores relacionava-se com a evolução da paisagem, eles foram denominados de “fisiógrafos”.

Portanto, as tradições “mineiras” e “fisiográficas” foram estabelecidas no período entre o Renascimento e o aparecimento de Werner e Hutton, e geraram, respectivamente, as escolas Kober-Stilleanas e Wegener-Argandianas do pensamento nos séculos subsequentes. As principais contribuições dos “mineiros” nessa época são associadas à sistematização do conhecimento geológico, a edificação dos fundamentos da litoestratigrafia com base nas generalizações de Steno e o desenvolvimento dos princípios teóricos de evolução da Terra, intimamente ligada à Bíblia, via Steno. As visões teológicas atribuídas aos “mineiros” eram fortemente Aristotelianas, porém suas crenças a respeito da natureza (frequentemente exposta como a sabedoria de Deus) e na realidade de catástrofes passadas (por ex. o dilúvio bíblico) proporcionaram à geologia o incentivo inicial para eleger uma estratigrafia global, a qual os registros das supostas catástrofes forneceriam os marcos temporais para correlação. Por outro lado, a tradição dos “fisiógrafos”, semelhantemente aos seus antecessores Atomistas na Antiguidade, não chegaram a nenhum resultado sistemático global, mas promoveram significativos progressos na interpretação dos fenômenos geológicos atuais, os quais Hutton iria sintetizar mais tarde na primeira teoria uniformitarista coerente da Terra.

As tradições “mineiras” e “fisiográficas” alcançaram seus pontos altos durante os anos de formação da geologia como um ramo independente de ciência, alavancados pelos esforços de Werner e Hutton, respectivamente (**Fig. 5**).

Werner possuía grande ligação com a tradição mineira na Saxônia e acreditava que a sequência sedimentar estudada por ele, representava uma estratigrafia universal, na qual camadas individuais teriam sido depositadas, não somente sincronicamente no mundo todo, mas também quase que instantaneamente. Essa visão lhe proporcionou uma importante ferramenta para supor que rocha é igual ao tempo e em termos de processos, Werner desenvolveu o modelo conhecido como “netunismo”. Em linhas gerais, o “netunismo” propunha que os vários grupos de rochas, separados por discordâncias angulares, eram

produtos da deposição em recorrentes episódios de grandes inundações globais (**Fig. 6a**) e as estruturas internas desses grupos de rochas eram atribuídos aos movimentos da água do mar.

Figura 5: Os principais representantes das escolas Wegener-Argandianas e Kober-Stilleanas desde o final do século XVIII e suas relações com as escolas do pensamento Atomista e Aristoteliana. Extraída de Sengör (1991).

O fato de Werner negar a existência de processos endógenos em seu modelo de evolução terrestre, naturalmente seu modelo não continha processos de formação de montanhas no sentido que entendemos hoje. No entanto, as inundações catastróficas, a

deposição de certos tipos de rochas e a geração de determinadas assembleias estruturais podem ser consideradas equivalentes às orogêneses globais catastróficas propostas mais tarde, tais como as “fases orogênicas” de Elie de Beaumont e Stille, enquanto ambas eram definidas com base nas discordâncias angulares.

Tabela 1: Esboço histórico das ideias que formaram o núcleo dos pensamentos tectônicos das duas escolas rivais e suas correlações com as duas escolas gregas de filosofia. Modificada de Sengör (1991).

<i>Demócrito</i> Assume a não regularidade e trabalha com o indeterminismo. Aparentemente não havia um “Plano Divino”	<i>Aristóteles</i> Assume a regularidade, o determinismo e algo parecido com um “Plano Divino”
<i>Hutton</i> Não estratigrafia global em camadas de bolo	<i>Werner</i> Estratigrafia global em camadas de bolo
<i>Lyell</i> Episódios globais de convulsão alternados com o resto do tempo são resultados da confusão entre rocha e tempo	<i>Cuvier e Elie de Beaumont</i> Estratigrafia global em camadas de bolo é consequência da existência de episódios de convulsão alternado com quiescência
<i>Suess</i> Cadeias orogenéticas crescem devagar e semi-continuamente. Episódios orogênicos não são globais e nem sincrônicos. Correlações estratigráficas globais são possíveis por causa dos eventos eustáticos	<i>Dana e Chamberlin</i> Cadeias orogenéticas crescem durante “tempos críticos” da história da Terra, com alternados tempos de tranquilidade
<i>Wegener e Argand</i> Orogênese é contínua mas seu registro não. Discordâncias significavam parada de deposição e não movimentação	<i>Kober e Stille</i> Orogênese é confinada no tempo geológico por fases globais sincrônicas de curta duração (mais ou menos 300 mil anos). Apenas 1/40 do Fanerozoico foi “orogênico”

Hutton, por sua vez, desenvolvia uma teoria que transformaria o conceito da estratigrafia em camadas de bolo de Werner cientificamente impossível, contrapunha a ideia de que as rochas podiam ser vistas como registros infalíveis do tempo, e concebia às discordâncias importância apenas local, como registros da interrupção de deposição. Essa teoria formaria a base do plutonismo uniformitarista Huttoniano, em oposição ao netunismo catastrófico de Werner.

Como membro da tradição “fisiográfica”, Hutton tinha pleno conhecimento de que se os processos exógenos destrutivos como erosão, transporte e deposição eram contínuos e que

se não houvesse nenhuma reposição, logo não sobraria material rochoso “na crosta”. Como isso não acontecia, Hutton necessitava de algo que repusesse esse volume de rocha e, provavelmente inspirado pelas erupções vulcânicas, creditou à energia interna da Terra a tarefa de fazê-lo (**Fig. 7**). Na visão de Hutton, os processos de deformação e deslocamento dos estratos rochosos eram graduais e lentos, consistentes com movimentações operadas lentamente, associadas ao enfraquecimento dos corpos rochosos ao mesmo tempo da modificação da forma e posição original dos mesmos.

Figura 6: A) Seção geológica idealizada de uma cadeia de montanha desenhada por Bingel após as descrições de Werner. Figura no canto superior esquerdo representa parte do esquema de Steno para explicar as estruturas inclinadas dos estratos sedimentares, compartilhada ideologicamente por Werner; B) Seção geológica dos Pirineus Centrais por Elie de Beaumont, mostrando sua concepção ideal de uma cadeia de montanhas. Note a similaridade de ambas as seções geológicas. Extraída de Sengör (1991).

Com visões diametricamente opostas, Werner e Hutton germinaram, na segunda metade do século XVIII, a controvérsia entre orogenia global sincrônica e episódica *versus* orogenia contínua sujeita a variações no tempo e espaço. Ao longo dos séculos XIX e XX, o debate entre as ideias de Werner e Hutton a respeito dos aspectos temporais dos eventos orogênicos continuou vivo e, no século XIX, Elie de Beaumont e Lyell foram, respectivamente, os principais defensores de ambas as vertentes do pensamento.

Elie de Beaumont foi quem moldou a visão catastrofista da escola Werneriana em uma teoria genuína de orogenia global sincrônica, fortemente influenciado pelos seus antecessores

Georges Cuvier e Leopold Von Buch (**Fig. 5**) e baseada nos postulados Huttonianos da energia interna da Terra (**Fig. 6b**). O interesse de Elie de Beaumont em datar os “sistemas de montanhas” foi claramente impulsionado pelos trabalhos de Leopold Von Buch e Alexander von Humboldt sobre a origem das cadeias de montanhas e a delineação dos “sistemas geognósticos”. Para Elie de Beaumont, os “sistemas de montanhas” de mesma orientação em todo o mundo representariam episódios contemporâneos de soerguimento ou formação de montanhas. Com o conceito de contemporaneidade de cadeias de montanhas paralelas, Elie de Beaumont considerava a relação de intersecções entre cadeias de montanhas um critério de idade relativa entre os episódios globais de orogênese.

Figura 7: Seção geológica leste-oeste do Granito do Norte (*Northern Granite*), Ilha de Arran, Escócia seguindo a visão de Hutton (provavelmente desenhado por John Clerk of Eldin em ?1787 a pedido de Hutton). Note como o granito é desenhado como agente do soerguimento das rochas encaixantes. A sequência inferior corresponde ao *Old Red Sandstone* e a sequência superior os sedimentos mais jovens, incorretamente desenhada como concordante em profundidade, possivelmente porque Hutton não acreditava em “discordâncias universais”. O retângulo mostra uma discordância, semelhante a que Hutton descobriu próximo a Lochranza, no norte da Ilha de Arran. O desenho claramente implica na natureza local e gradual (note a inclinação gradual da discordância) do soerguimento. Extraída de Sengör (1991).

Charles Lyell era estritamente contrário à visão catastrófica e de correlação global das sequências sedimentares (estratigrafia global em camadas de bolo) proposta por Elie de Beaumont. Um dos pontos mais importantes levantados por Lyell, seguindo as ideias desenvolvidas por Hutton e contrapondo a suposição de Beaumont acerca da estratigrafia global em camadas de bolo, era a necessidade de uma geografia uniforme em todo o globo do momento da formação dessas bacias sedimentares globais, o que era insustentável considerando a geografia do mundo que conhecemos hoje.

Lyell demonstrou as incompatibilidades da teoria de formação de montanhas de Elie de Beaumont, porém não propôs nada para substituí-la. Como a maioria dos geólogos

europeus provinham de fortes bases Wernerianas, a opinião predominante neste estágio era de que a teoria de Elie de Beaumont ainda propiciava uma útil estrutura de trabalho.

As ideias de Dana, do outro lado do Atlântico, também seguiam as premissas de Elie de Beaumont, von Humboldt e outros de que a formação das montanhas era produto de eventos abruptos, causados pela liberação repentina de esforços contracionais, derivados da contração terrestre. Dana acreditava que as épocas geológicas eram resultado da alternância entre longos períodos de quiescência com períodos mais ou menos abruptos de mudança (ou orogênese).

As raízes teológicas do pensamento de Dana e sua crença na regularidade e na não-uniformidade espacial e temporal da natureza, permitem correlacioná-lo à tradição filosófica Aristoteliana “mineira”, e suas visões iriam se tornar o ponto primordial da escola fixista (inicialmente contracionista) no início do século XX (ou escola Kober-Stilleana) (**Fig. 5**).

Contemporaneamente a Dana, Eduard Suess desenvolvia os conceitos de origem e evolução das cadeias de montanhas, baseado essencialmente no estudo dos Alpes. Em 1875, Suess publicou o livro intitulado *Die Entstehung der Alpen* (A Origem dos Alpes), trazendo novos ares para a tectônica e marcou o nascimento do que podemos chamar de a era moderna na história desse tema. A mensagem de Suess era claramente compatível com as ideias de Lyell e admitia a inexistência de regularidades rígidas nos aspectos espaciais e temporais dos orógenos, além de assumir que não haviam razões para considerar que os processos de formação de cadeias de montanhas no passado geológico eram diferentes, em tipo ou em intensidade, dos processos que observamos hoje.

Relativo aos trabalhos e ideias desenvolvidos principalmente durante o último quarto do século XIX e início do século XX, Eduard Suess representa um dos mais notáveis expoentes da tradição filosófica Atomista “fisiográfica” e, como uniformitarianista, pavimentou o caminho para os cientistas Wegener-Argandianos no século XX (**Fig. 5**).

A influência das ideias de Suess era tão grande nas últimas décadas do século XIX e primeira década do século XX, que a visão vinculada à escola Kober-Stilleana nessa época, era difundida apenas nos Estados Unidos. Dana e Joseph Le Conte, e mais tarde T.C. Chamberlin (**Fig. 5**), defendiam a noção catastrófica de orogênese e antes do final do primeiro quarto do século XX, gradualmente difundiram suas ideias na Europa, especialmente com o desenvolvimento conceitual dos geossinclinais, o que auxiliou a restabelecer, no Velho Continente, a visão Beaumontiana de tectônica global.

Haug (1900) (*apud* Sengör, 1991) representa um dos mais influentes trabalhos que serviram de base para o desenvolvimento da escola Kober-Stilleana. Esse trabalho teve papel

importante não apenas na difusão das ideias geossinclinistas na Europa (ver discussão no item 3), mas também na retomada das ideias de Elie de Beaumont sobre orogênese. O gérmen de grande parte das ideias que formariam o denominador comum entre os Kober-Stilleanos estão incluídas nesse trabalho de Haug. E foi ainda, criticando diversos pontos das afirmações de Haug, com base nos conceitos de Suess, que Wegener e Argand desenvolveram mais tarde os aspectos geológicos do mobilismo.

Mesmo durante os tempos de forte influência da obra de Suess, os seguidores da escola Kober-Stilleana rapidamente multiplicaram-se, principalmente nos países de língua alemã, sob a tutela de Kober e Stille (o último liderou as questões temporais dos orógenos).

A visão de Stille sobre os aspectos temporais dos orógenos era incrivelmente similar às ideias de Elie de Beaumont. Stille distinguia, seguindo as ideias de Gilbert (1890), dois tipos de movimentos tectônicos, os movimentos orogênicos e os movimentos epirogênicos. Os movimentos orogênicos seriam responsáveis pela deformação que criaria estruturas de pequeno comprimento de onda (de micro- a macro-escala) e que modificaria a “fábrica” visível das rochas afetadas, e representariam eventos episódicos. Durante os movimentos orogênicos, segundo Stille, não havia deposição de sedimentos, ideia herdada de Elie de Beaumont. Em contraposição, os movimentos epirogênicos gerariam as estruturas de grande comprimento de onda (de mega-escala) e deixariam intacta a “fábrica” visível das rochas, e representariam eventos seculares (prolongados).

Para Stille, as discordâncias angulares eram os únicos indicadores de orogênese verdadeiramente confiáveis, exatamente da mesma maneira utilizada por Elie de Beaumont. A insistência de Stille no papel fundamental das discordâncias e o poder de correlacioná-las ao longo de todo o mundo, demonstra as fortes raízes da escola Werneriana no seu pensamento, o qual se baseava no comportamento regular e não-uniforme da tectônica global. Argand, logo em seguida, criticou categoricamente a importância, empregada por Stille, das discordâncias angulares na orogênese, argumentando que essas estruturas nunca provariam a interrupção de movimento mas, simplesmente, de sedimentação. A discussão travada por Stille e Argand na segunda década do século XX, resgata o debate protagonizado por Elie de Beaumont e Lyell quase um século atrás, baseado praticamente nas mesmas linhas de argumentação.

Já no início dos anos de 1910, a concepção de Stille sobre a tectônica terrestre apresentava-se madura e dividia a evolução da crosta em longos períodos (eventos seculares) sujeitos a movimentos epirogênicos, com a formação de grandes bacias (geossinclíneos) e altos (geoanticlíneos), interrompidos por eventos catastróficos (fases orogênicas) que seriam

sincrônicos em todo o mundo e, comprimiriam e deformariam todo o conteúdo dessas bacias. Para Stille, as fases orogênicas representariam curtos intervalos de revolução no desenvolvimento contínuo da crosta. A metodologia desenvolvida por Stille anos mais tarde, seria baseada no sincronismo dos eventos orogênicos em todo o mundo, em intervalos curtos de tempo, e expressaria a lei natural da evolução da crosta terrestre, denominada de “lei do sincronismo orogênico”.

Em abrupto contraste com os modelos tectônicos regulares e complicados da escola Kober-Stilleana, os seguidores da escola Wegener-Argandiana adotavam o posicionamento Atomista e tentavam explicar apenas porções e pedaços da tectônica terrestre, sem a preocupação de formular um edifício teórico fechado e internamente compacto. As heranças provenientes das visões de Suess sobre as interpretações de estruturas individuais de larga escala, como orógenos, riftes e margens continentais, proporcionavam uma infraestrutura do pensamento estritamente uniformitarista e indeterminista para esses cientistas. Com isso, eles rejeitaram os conceitos do Geossinclinal, orógenos simétricos, a distinção fundamental entre orogênese-epirogênese e orogênese episódica e sincrônica em todo o mundo. Os cientistas Wegener-Argandianos também rejeitaram a posição fixista de Suess e adotaram uma visão com um grau maior de irregularidade e indeterminismo, o que permitiu a aplicação mais rigorosa dos princípios do uniformitarismo.

Ao longo do século XX, ocorreram pequenas trocas de opiniões entre os líderes das escolas Kober-Stilleana e Wegener-Argandiana. Contudo, nos anos de 1950, o acúmulo de evidências de campo, beneficiadas pela melhoria de resolução da estratigrafia associada à ampla aplicação da micropaleontologia, começava a esclarecer a ideia de que a orogênese era um fenômeno que frequentemente durava continuamente ao longo de algumas épocas ou períodos geológicos. Nesse tempo, duas das três principais teses de Stille foram descartadas, admitindo que a natureza sincrônica e global das orogêneses era insustentável, e apenas a periodicidade continuava aceitável. Porém, a visão da escola Kober-Stilleana de que a orogênese episódica (ou periódica) era produto de um fenômeno global coordenado tornou-se desacreditada após o reconhecimento da periodicidade como um fenômeno local, associado ao comportamento mecânico do agente deformacional.

As diferenças fundamentais entre a deformação episódica como um fenômeno local e a orogênese episódica como um fenômeno global coordenado não foram claramente explicitados pela maioria dos integrantes de ambas as escolas, o que propiciou a manutenção das ideias Kober-Stilleanas mesmo depois do advento da Teoria da Tectônica de Placas.

3. A Teoria da Contração Termal e o nascimento da Teoria do Geossinclinal

A origem das cadeias de montanhas compreendia uma das questões científicas mais relevantes nas pesquisas geológicas durante o século XIX e o início do século XX. Nessa época, a maioria das teorias orogênicas vinculavam a contração terrestre como processo causador do soerguimento e deformação das rochas. De acordo com Oreskes (2002), já era consenso nesse tempo, que a Terra teria se formado de um corpo quente e incandescente, e estaria se resfriando uniformemente desde o início do tempo geológico. Admitindo que a maioria dos materiais se contraem quando resfriam, parecia lógico assumir que a Terra estaria em contração à medida que ela resfia (Oreskes, 2002).

Duas visões distintas de contração terrestre surgiram, durante o século XIX, para explicar a formação das cadeias de montanhas (Oreskes, 1999). Ambas as propostas vinculavam a formação das montanhas com esforços compressivos gerados pela contração gradual da Terra, porém eram claramente diferenciáveis em relação às suas concepções fundamentais. Os teoristas Eduard Suess, na Áustria, e James Dana, nos Estados Unidos, compõem os principais nomes dessas diferentes vertentes de contração terrestre (Oreskes, 1999). A descrição dessas visões diferentes da Teoria da Contração Termal seguirá a revisão histórica incluída no trabalho de Oreskes (1999).

Eduard Suess (1831-1914) foi um importante geólogo de campo e professor da Universidade de Viena que dedicou sua carreira a desvendar as estruturas dos Alpes suíços. Em sua principal obra, o tratado de 4 volumes intitulado *Das Antlitz der Erde* (As Faces da Terra), publicada entre os anos de 1883 e 1904, Suess associa o processo de contração terrestre com o enrugamento da pele de uma maçã ressecada (analogia que já havia sido feita séculos antes, e exemplificada por Descartes - ver **Fig. 1**) e sugere que as montanhas são geradas pelo enrugamento da crosta terrestre em resposta à acomodação da área superficial encolhida. Para Suess, a contração da Terra nos permitiria testemunhar “a quebra do globo terrestre”.

Segundo a teoria de Suess, a Terra seria formada inicialmente por uma contínua cobertura de crosta continental e, conforme a Terra resfriava e se contraía, porções da crosta colapsavam e formavam os assoalhos oceânicos, enquanto as regiões que permaneciam elevadas constituíam os continentes. Com a evolução do resfriamento do planeta, as regiões continentais tornar-se-iam instáveis e colapsariam, formando a próxima geração de bacias oceânicas. Os antigos assoalhos oceânicos, por sua vez, seriam transformados em continentes.

Para Suess, a cada incremento adicional de resfriamento, o que era continente seria transformado em oceano e o que era oceano seria transformado em continente.

A contínua permutabilidade entre continentes e oceanos explicaria alguns dos mais intrigantes fenômenos geológicos dessa época, tais como, a presença de depósitos marinhos nos continentes (o que teria intrigado Leonardo Da Vinci tempos atrás) e os diversos registros estratigráficos da alternância de materiais marinhos e continentais. No entanto, a questão mais importante que essa teoria explicava era a existência de assembleias fósseis similares em continentes vastamente separados, como Índia, África e América do Sul, atribuindo a dispersão e migração de plantas e animais constituintes dessas assembleias a um período da história geológica em que esses continentes eram contínuos. Esse antigo supercontinente foi denominado *Gondwanaland* por Suess.

O conceito de “pontes continentais” (*land bridges*), as quais corresponderiam às porções hoje submersas do supercontinente *Gondwanaland* e que serviriam de passagem para migração dos paleo-organismos, foi amplamente aceito por estratígrafos e paleontólogos da época, motivados principalmente pela evidência proveniente da geologia histórica. A teoria de Suess também trouxe consequências para geologia estrutural, e sugeria que montanhas deveriam ocorrer em todo o planeta, em todos os continentes e em todas as partes dos continentes, previsão essa corroborada pela observação provincial da ampla ocorrência de montanhas na Europa e regiões próximas da Ásia e África. A origem das intrusões ígneas e vulcanismo foi relacionada ainda, segundo a teoria de Suess, ao colapso de blocos continentais, que associava esses fenômenos ao escape de rochas fundidas oriundas do interior do planeta, ao longo de fraturas radiais formadas durante períodos de colapso.

A Teoria da Contração Terrestre foi, portanto, uma proposta unificadora de evolução terrestre que explicava ao mesmo tempo a história da vida e a história do planeta no qual a vida se desenvolveu. Entretanto, o trabalho de Suess representa o clímax da tradição europeia, estabelecida a muito tempo, de interpretar a história da Terra nos termos do resfriamento secular, ideia disseminada no início do século XIX por geólogos como Elie de Beaumont e Henry De la Beche.

Nos Estados Unidos, todavia, uma versão diferente da Teoria da Contração Terrestre foi desenvolvida por James Dwight Dana (1813-1895). James Dana foi professor de geologia na Universidade de Yale e dedicou-se inicialmente ao estudo da química e propriedades dos minerais. Em 1837, aos 24 anos, Dana publicou o livro intitulado *System of Mineralogy*, o qual permanece até os dias de hoje como a base dos textos de mineralogia. No ano seguinte, Dana embarcou em uma grande expedição, a expedição Wilkes, que tinha o intuito de

explorar a Antártica, o Oceano Pacífico Central e Sul, e a costa de Oregon. Essa expedição foi a primeira viagem científica americana financiada pela federação e proporcionou a Dana uma ampla visão dos fenômenos geológicos, vulcânicos e paleontológicos observados principalmente na região do Pacífico.

Dana apresentava grande interesse em sistematizar e sintetizar os fenômenos que observava e, nos meados de 1840, começou a trabalhar numa teoria sobre a origem das mais importantes feições fisiográficas do planeta. A teoria de Dana foi concebida com base em três pilares fundamentais: seu detalhado conhecimento em mineralogia, suas experiências e observações adquiridas na expedição Wilkes, e suas leituras sobre as propriedades da superfície lunar. Dana sugeriu que os continentes e os oceanos terrestres seriam feições primordiais e que teriam se formado diretamente do globo fundido na medida em que a Terra se solidificou. Para Dana, os continentes terrestres teriam se formado primeiro, quando os minerais de temperatura de fusão relativamente mais baixa, como quartzo e feldspato, teriam se cristalizado. Resfriando ainda mais o planeta, os minerais de temperatura de fusão mais alta, como olivina e piroxênio, se cristalizariam e formariam, na Lua, as crateras lunares, e na Terra, as bacias oceânicas. Com a continuidade da contração após a Terra estar “solidificada”, induziria então a deformação da superfície. Segundo a teoria de Dana, as maiores pressões (pressões laterais) associadas à contração estariam concentradas nos limites entre os blocos oceânicos e continentais, explicando assim a ocorrência de montanhas ao longo das margens continentais.

Em contraste ao trabalho de Suess, a teoria de Dana sugeria que as montanhas eram formadas apenas nas bordas dos continentes e essa implicação teve forte influência dos estudos nos Apalaches, a principal cadeia de montanhas da experiência científica americana. A teoria de Dana também sugeria que as montanhas mais altas deveriam ter os mais profundos assoalhos oceânicos adjacentes, o que parecia correto considerando suas observações dos Andes durante a expedição Wilkes. Considerando ainda que os continentes e oceanos seriam feições primordiais e não permutáveis entre si, os continentes deveriam ter composições diferentes dos oceanos, o que também se confirmava assumindo o *status quo* do conhecimento sobre o assoalho oceânico nessa época. Por outro lado, ao contrário de Suess, a teoria de Dana não se preocupou em explicar as assembleias fossilíferas similares em continentes distantes.

Como a versão da contração terrestre de Dana assumia que continentes e oceanos não eram permutáveis entre si, o conceito ficou conhecido como a “Teoria da Permanência” (*Permanence Theory*). A Teoria da Permanência tornou-se amplamente aceita nos Estados

Unidos e, no início do século XX, a imutabilidade das bacias oceânicas era considerada por muitos geólogos como um fato.

Mesmo partindo da mesma premissa, Suess e Dana chegaram a conclusões nitidamente diferentes sobre o estado atual do planeta. Concomitante ao desenvolvimento das teorias ligadas à contração termal, o conceito de bacia geossinclinal (ou simplesmente geossinclinal) foi criado por James Hall e James Dana, nos Estados Unidos e adaptado à realidade europeia pelo francês Émile Haug.

As duas versões do conceito Geossinclinal seguiram basicamente a realidade geológica do principal objeto de estudo de cada grupo, representado pelos Apalaches, no caso do grupo estado-unidense, e pelos Alpes, no caso do grupo europeu. A ideia do Geossinclinal foi concebida por Hall (1859) (*apud* Aubouin, 1965) em extenso trabalho sobre a geologia do estado de Nova Iorque. Como exposto anteriormente no item 2.1, Hall demonstrou grande surpresa com as descrições realizadas pelos irmãos Rogers na cadeia Apalachiana, os quais identificaram que os Apalaches eram formados por espessas sucessões de rochas sedimentares deformadas. Para explicar esse grande acúmulo de sedimentos psamíticos (na época sedimentos psamíticos eram interpretados como de ambiente raso de deposição), Hall atribuiu essa sedimentação a uma bacia marginal (grandes sinclinais axiais - *great synclinal axes*), localizada ao longo da margem continental, e que o peso dos sedimentos depositados causariam subsidência da crosta, permitindo o acúmulo de mais material sedimentar. Eventualmente, a pilha sedimentar se tornaria tão espessa que os sedimentos seriam aquecidos e comprimidos, e, por algum mecanismo mal explicado (isostasia de Herschel), Hall acreditava que essa pilha seria soerguida até formar as cadeias de montanhas.

Dana, no entanto, explicava a subsidência da bacia geossinclinal (nome dado por ele para as grandes sinclinais axiais de Hall) como o movimento ativo da crosta (subsidência ativa do assoalho oceânico) causado pelo esforço tangencial associado à contração termal da Terra. Dana introduziu o conceito de *foot for foot*, conciliando um pé (unidade de medida) de subsidência para um pé de acúmulo de sedimentos (Aubouin, 1965). A noção de deformação da pilha sedimentar de Dana também era diferente da proposta de Hall, e relacionava o dobramento a períodos breves na evolução das bacias geossincliniais, separados por longos períodos de inatividade tectônica. Dana, portanto, descartou a hipótese de Hall de que a subsidência causava dobramento contemporâneo. Dana ainda enfatizou que o soerguimento das cadeias de montanhas não estavam diretamente relacionado às fases de dobramento e explicitou a diferença entre dobramento (tectonogênese) e soerguimento (orogênese), conceituação amplamente utilizada pelos autores da primeira metade do século XX (por ex.

Stille). Para Dana, as bacias geossinclinais deveriam se localizar nas margens dos continentes, originadas no domínio oceânico e evoluiria em direção ao continente, atribuindo à essa evolução o conceito da contração terrestre (Aubouin, 1965).

Haug (1900) (*apud* Aubouin, 1965), no entanto, apresentou, cerca de 25 anos mais tarde, uma nova visão do conceito Geossinclinal adaptado à geologia conhecida na Europa, principalmente na cadeia Alpina. Diferentemente de Hall e Dana, Haug visualizava as bacias geossinclinais como fossas profundas e alongadas, com deposição que incluíam sedimentos finos, de ambientes mais profundos. Haug já associava nessa época uma embrionária noção de taxa de preenchimento de bacias sedimentares, pontuando a relação das taxas de deposição e subsidência com o tempo de vida da bacia geossinclinal. A segunda divergência do modelo de Dana, corresponde a localização das bacias geossinclinais, já que no modelo europeu essas feições estariam localizadas entre duas “áreas continentais”.

4. O colapso da Teoria da Contração Termal e a Teoria da Deriva Continental

Após os trabalhos de Dana e Suess, a Teoria da Contração Termal recebia grande aceitação, tanto no Velho Mundo quanto no Novo Mundo. Contudo, no início do século XX, três linhas independentes de pesquisa promoveram evidências concisas que questionavam a validade dessa teoria (Oreskes, 1999). A primeira delas estava associada aos dados coletados durante o mapeamento geológico dos Alpes suíços e dos Apalaches. O mapeamento lito-estrutural detalhado dessas cadeias de montanhas demonstrou centenas de quilômetros de encurtamento crustal, o que demandaria quantidades irrealis de contração terrestre para explicar. A segunda evidência resultou dos estudos geodésicos acerca dos efeitos gravitacionais na superfície. De acordo com esses estudos, a massa superficial associada com as montanhas é contrabalaneada por déficit de massa em subsuperfície, o que implicaria que as montanhas não são soerguidas pela tensão interna mas pela flutuabilidade de sua massa, conceito conhecido como isostasia. Esse conceito refutaria, portanto, a teoria de Suess de que os continentes e oceanos seriam interpermutáveis. A terceira evidência, por sua vez, derivou da descoberta do calor radiogênico pelos físicos, o que questionava a base da Teoria da Contração Termal.

Oreskes (1999) pontua importantes impactos dessas descobertas no meio científico. Segundo a autora, contestando a Teoria da Contração Termal, o mapeamento geológico reabriu a questão sobre a origem das forças compressivas nas cadeias de montanhas; a confirmação do conceito de isostasia promoveu o abandono da hipótese de continentes

afundados e “pontes continentais”, e deixou a geologia sem considerações sobre os fatos científicos provenientes da geologia histórica e paleontologia; e refutando a hipótese da Terra em resfriamento, a descoberta do calor radiogênico deixou os geólogos sem força causadora para as mudanças orográficas.

Com a contração terrestre não tão axiomática, os cientistas da Terra foram motivados a procurar outras forças causadoras da deformação e soerguimento das cadeias de montanhas. Um dos mais importantes foi Alfred Wegener (1880-1930) e sua hipótese de deriva continental foi amplamente discutida, principalmente nas primeiras décadas do século XX (Oreskes, 2002).

Alfred Wegener foi meteorologista e ficou inicialmente reconhecido por ser o autor de um livro-texto pioneiro sobre a termodinâmica da atmosfera. Mais tarde, ele percebeu que mudanças climáticas poderiam ser explicadas se os continentes tivessem migrado ao longo das zonas climáticas, e que a reconfiguração de continentes e oceanos alterariam os padrões do clima terrestre (Oreskes, 2002). Entretanto, a deriva continental significava mais do que apenas uma teoria de mudança paleoclimática, essa hipótese vislumbrava unificar elementos distintos das ciências da Terra. Wegener tentava explicar as evidências paleontológicas, de que os continentes estavam unidos um dia, de uma maneira diferente da ideia dos contracionistas europeus, admitindo que as ideias de “pontes continentais” e continentes afundados de Suess eram incompatíveis com o conceito de isostasia. A resposta de Wegener era reconectar os continentes movendo-os lateralmente (**Fig. 8**) (Oreskes, 2002).

A tentativa de “juntar os continentes” como um quebra-cabeça, todavia, segue a humanidade desde as primeiras versões cartográficas dos continentes. As similaridades entre as costas atlânticas da América do Sul e África, por exemplo, foram ressaltadas por Theodor Christoph Lilienthal, professor alemão de teologia em Königsberg, em 1756, Alexander von Humboldt, no início do século XIX, e Antonio Snider (**Fig. 9**), em 1858, todos associando a quebra dos continentes a eventos catastróficos (Kearey et al., 2009).

Dois anos antes de Wegener apresentar sua teoria, Taylor (1910) (*apud* Oreskes, 1999) propôs a migração de duas grandes “camadas” crustais, no sentido dos polos para a linha do Equador, na tentativa de explicar a compressão e soerguimento das cadeias de montanhas terciárias, Alpina e Himalaiana (**Fig. 10**). Taylor utilizou para isso a analogia do avanço de geleiras continentais na região dos Grandes Lagos norte-americanos (Oreskes, 1999). Porém, as ideias de Taylor obtiveram pouca atenção do meio científico, o que dá credibilidade à reivindicação que Wegener iria fazer mais tarde, de que ele teria desenvolvido suas ideias independentemente (Oreskes, 1999).

Figura 8: Reconstrução da Terra segundo Wegener. Nessa figura, Wegener ilustrou como a presente configuração dos continentes e oceanos evoluiu com a quebra do Pangea, desde o Carbonífero (topo) passando pelo Eoceno (meio) até o Quaternário (base). Áreas sombreadas representam massas continentais que estavam cobertas por águas rasas (mares epicontinentais) e os principais rios atuais são mostrados para facilitar a identificação geográfica. Compare com a **Figura 11** para verificar o quão próximo da configuração atual aceita para a dispersão de Pangea está a configuração proposta por Wegener. Extraída de Oreskes (1999).

A principal contribuição de Wegener para a ciência geológica, além de “juntar o quebra-cabeça”, foi de detalhar os dados geológicos antigos com o intuito de reforçar que a continuidade das estruturas geológicas mais antigas, formações e assembleias fossilíferas através das atuais linhas de costa dos continentes eram mais facilmente entendidas com a reconstrução pré-deriva (*pre-drift*). Wegener adicionou ainda à sua teoria importantes informações para a geologia histórica, como, por exemplo, a presença de ampla glaciação que

afetou a maioria dos continentes meridionais durante o período Permo-Carbonífero, enquanto, no mesmo período, a Europa setentrional e a Groenlândia viviam condições climáticas tropicais (Kearey et al., 2009). Seguindo essas evidências, Wegener postulou que, nesse período, os continentes estariam reunidos em uma contínua massa continental, e que os continentes hoje meridionais estariam centrados no polo e os continentes setentrionais estariam distribuídos ao longo da linha do Equador. Esse grande supercontinente foi chamado por Wegener de “Pangea” (*Pangaea*, do grego clássico *pan* = toda, *Gaia* = Terra) (Kearey et al., 2009).

Figura 9: Reconstrução dos continentes segundo Snider (1858) (*apud* Kearey et al., 2009). Extraída de Kearey et al. (2009).

A teoria de Wegener trouxe uma ideia revolucionária para as ciências da Terra e suas primeiras tentativas de reconstrução pré-deriva já continham traços muito próximos do que é aceito atualmente (comparar **Fig. 8** com a **Fig. 11**). No entanto, a hipótese de deriva continental foi amplamente discutida durante os anos de 1920 e 30, e sofreu grande resistência, principalmente dos cientistas estado-unidenses, que rejeitaram veementemente a teoria de Wegener, rotulando-a de má ciência (*bad science*) (Oreskes, 2002). A explicação padrão para a rejeição da deriva continental é a ausência ou a inadequação de mecanismo causal, porém essa afirmação é falsa (Oreskes, 1999, 2002). Segundo Oreskes (2002), amplos e rigorosos debates internacionais sobre os possíveis mecanismos da migração continental foram travados durante essa época, principalmente centrados nas implicações da isostasia e na noção de que se os continentes flutuavam em um substrato mais denso, plástico ou fluido e os continentes poderiam, pelo menos em princípio, se mover através dele. Os principais nomes e hipóteses para o mecanismo da deriva continental, segundo Oreskes (1999), são representados por Reginald Daly, John Joly e Arthur Holmes.

Figura 10: Modelo de deriva continental apresentado por Taylor (1910). Para Taylor, as cadeias de montanhas terciárias (Alpes, Himalaias, arquipélago Indonésio, Rochosas e os Andes) poderiam ser explicadas por uma migração geral dos continentes em direção à Linha do Equador. As setas indicam a direção inferida de movimentação e suas dimensões são proporcionais à magnitude do movimento. Extraído de Kearney et al. (2009).

Reginald Daly (1871-1957), professor de geologia em Harvard, foi um dos mais notáveis defensores da deriva continental nos Estados Unidos. Daly baseou-se na estrutura interna da Terra (com os avanços da sismologia nessa época, a estrutura interna da Terra foi caracterizada como acamadada, constituída por três camadas: crosta, substrato - ou manto - e núcleo) para formular seu modelo de deriva (Oreskes, 2002). Daly sugeriu que o substrato (ou manto) seria vítreo e poderia fluir em resposta a esforços de longo prazo (*long-term stress*), como acontece em vidros antigos de janelas que se espessam gradualmente em suas bordas inferiores. A proposta de Daly foi desenvolvida com base nos conceitos do Geossinclinal de Hall e Dana, e sugeria que a sedimentação nas bacias geossinclinais causariam o enfraquecimento da crosta abaixo, tornando-a mais susceptível a eventuais rupturas (**Fig. 12a**). Essa crosta enfraquecida poderia, portanto, se romper e “escorregar” para dentro do manto vítreo (uma sugestão inicial de subducção) pela força da gravidade (**Fig. 12b**). Segundo o modelo de Daly, o dobramento das rochas sedimentares da bacia geossinclinal seria causado pelo escorregamento gravitacional (*gravity sliding*) de um fragmento da crosta, mas o soerguimento da cadeia de montanhas seria causado mais tarde pela expansão termal das raízes da montanha e dos blocos crustais afundados (**Fig. 12c**).

Figura 11: “Dança dos continentes” desde a quebra de Pangea e a dispersão dos continentes até a configuração atual. Modelo de dispersão continental atualmente aceito. Extraído de Kious e Tilling (2008), fonte = <http://pubs.usgs.gov/gip/dynamic/dynamic.pdf>.

Mesmo utilizando conceitos amplamente aceitos e solidificados no meio científico dos Estados Unidos, Daly não conseguiu recrutar muitos adeptos às questões relacionadas à deriva continental em seu país, porém a reação à teoria de Wegener foi diferente na Europa. John Joly (1857-1933) foi um geólogo irlandês à frente de seu tempo, contribuindo em diversas áreas das ciências, além de ser um exímio poeta. Joly foi o responsável por conectar as descobertas da radioatividade com os processos geológicos (Oreskes, 1999).

Em seus estudos laboratoriais, Joly demonstrou que a radioatividade não era apenas um produto “estranho” proveniente dos minérios de urânio, mas estava presente em diversos tipos de rochas, representados por pequenas inclusões de minerais de U e Th em minerais mais comuns, como micas (Joly foi o primeiro a perceber que os halos pleocróicos observado nas micas representavam pequenos defeitos na estrutura cristalina causados pelos elementos radioativos). Com a descoberta de que elementos radioativos são muito frequentes nas rochas,

e que consequentemente o calor radioativo também seria, Joly propôs que o calor radioativo poderia ser a força para as mudanças geológicas (Oreskes, 2002). Para Joly, o acúmulo de calor radioativo causaria a fusão do manto e que durante os períodos de fusão, os continentes se moveriam sob a influência de forças menores (como por ex. a força de Eötvös), as quais seriam ineficientes sem o estado fundido do manto (Oreskes, 2002). A noção de periodicidade e ciclos termais estava implícita na teoria de Joly, que associava os períodos de fusão com as “revoluções” globais, caracterizadas pelas principais orogêneses do planeta, tais como Caledoniana, Apalachiana-Herciniana, que transcenderam a Europa e a América do Norte no Paleozóico, e Alpina-Dinarica, que cruzou a Europa no Cenozóico (Oreskes, 1999, 2002).

Figura 12: Modelo de Daly de escorregamento gravitacional (*gravity sliding*) como mecanismo causador da deriva continental. a) A acumulação de sedimentos da bacia geossinclinal empurraria a crosta inferior para regiões mais quentes, onde ela poderia começar a fundir, causando o enfraquecimento da crosta embaixo dos geossinclinais; b) com o enfraquecimento da crosta embaixo dos geossinclinais, essa porção da crosta estaria suscetível a instabilidades gravitacionais e poderia se romper. Com o rompimento da crosta, as regiões elevadas escorregariam lateralmente sob influência da gravidade, deformando as rochas sedimentares adjacentes. A crosta rompida iria afundar no substrato quente abaixo e seria consumida (uma primeira noção de subducção); c) as rochas sedimentares deformadas seriam soerguidas devido a forças associadas com aquecimento e fusão local do *slab* crustal subjacente. Extraída de Oreskes (1999).

A teoria proposta por Joly satisfazia as evidências geofísicas associadas às respostas das ondas sísmicas, as quais sugeriam uma Terra inteiramente sólida e rígida, à medida que Joly pontuava a probabilidade da Terra ser sólida hoje mas não necessariamente ter sido sempre assim (Oreskes, 2002). Contudo, as hipóteses levantadas por Arthur Holmes (1890-1965), geólogo britânico que, assim como Joly, trabalhou nos limites entre geologia e física, foram mais amplamente aceitas (Oreskes, 1999, 2002). Holmes acreditava que o manto era parcialmente fundido ou vítreo, e enfatizava que o manto não precisava ser líquido, apenas plástico, e deveria ser rígido sob altas taxas de deformação (durante eventos sísmicos por exemplo), e dúctil sob baixas taxas de deformação, condições as quais a maioria dos processos geológicos ocorreriam (Oreskes, 2002). Se o manto se comportava plasticamente sob esforços de longo prazo (*long-term stress*), então os continentes poderiam se mover sobre esse material, e para Holmes a força causadora dessa movimentação eram as correntes de convecção no manto (Oreskes, 2002). O modelo de Holmes admitia que o calor radiogênico

seria o gerador das correntes mantélicas de convecção, e que as cadeias meso-oceânicas eram os sítios de subida das correntes de convecção, onde os continentes teriam sido separados, e os fundos oceânicos (bacias geossinclinais) eram os locais de descida dessas correntes, onde os continentes seriam deformados à medida que o manto descia (**Fig. 13**) (Oreskes, 2002). Esse modelo propunha, portanto, que os continentes eram arrastados ao longo desse sistema convectivo, entre as cadeias meso-oceânicas e as fossas (Oreskes, 2002).

Os trabalhos de Arthur Holmes foram largamente lidos e citados durante os meados do século XX, e muitos dos geólogos da época creditavam a Holmes a descoberta da causa da deriva continental. Entretanto, a rejeição da teoria de Wegener foi muito grande por parte dos “fixistas”, principalmente nos Estados Unidos, onde a reação à Teoria da Deriva Continental foi fortemente ríspida.

Figura 13: O modelo de deriva continental causado por convecção mantélica, proposto por Arthur Holmes. Extraída de Kearey et al. (2009).

O extenso trabalho de Oreskes (1999) aborda de maneira minuciosa a animosidade estado-unidense à deriva continental. Segundo Oreskes (1999, 2002), três fatores foram determinantes na rejeição estado-unidense da teoria de Wegener: os cientistas estado-unidenses eram francamente comprometidos com o método de trabalho de múltiplas hipóteses, e o trabalho de Wegener era interpretado como violador desse princípio; para os estado-unidenses o método científico correto era empírico, intuitivo e necessitava pesar as evidências observacionais levando em conta as possibilidades de explicações alternativas; e boa teoria deveria ser modesta e fortemente ligada ao objeto de estudo.

Considerando a predominância de conservadores “fixistas” nos Estados Unidos e a forte influência das ideias de Kober e Stille na Europa, a deriva continental teve que esperar

até a década de 1960 para voltar ao centro das discussões geotectônicas. O desenvolvimento de novas técnicas, como por exemplo o paleomagnetismo, a melhoria das técnicas geocronológicas e o extensivo estudo do assoalho oceânico desde a II Guerra Mundial, promoveram novos dados e evidências para a evolução do conceito da deriva continental, até alcançar a teoria unificadora das ciências da Terra, conhecida como Teoria da Tectônica de Placas.

5. Tectônica de placas e a mudança de paradigma

Considerando que a maioria das teorias e hipóteses sobre a evolução do planeta, até os anos de 1960, eram baseados apenas na região submersa (continental) da Terra, os outros 60% da superfície terrestre, cobertos por espessas camadas de água (os oceanos), representavam uma grande fronteira para os geocientistas entenderem a evolução terrestre.

A partir da II Guerra Mundial, sistemáticas pesquisas do fundo oceânico foram realizadas, com finalidade essencialmente militar, e proporcionaram aos cientistas da Terra a possibilidade de trabalhar com uma ampla gama de dados novos e de conhecer melhor a fisiografia, composição e características das bacias oceânicas. Um importante salto no entendimento da evolução do assoalho oceânico foi dado após os trabalhos de Harry Hess e Robert Dietz.

Harry Hess (1906-1969) foi professor da Universidade de Princeton e almirante da marinha estado-unidense, que mesmo servindo a marinha nos tempos da segunda guerra, como comandante, conduzia, com a ajuda de sua tripulação, pesquisas de ecossondagem no Oceano Pacífico, nos trechos navegados entre uma batalha e outra (fonte URL=<http://pubs.usgs.gov/gip/dynamic/HHH.html>). Hess (1962) sugeriu que a convecção mantélica moveria divergentemente a crosta ao longo das cadeias meso-oceânicas, e para baixo nas fossas oceânicas (subducção), forçando a migração (ou deriva) continental em uma “esteira” (**Fig. 14**). Hess (1962) interpreta ainda que a crosta oceânica seria uma “casca” (ou camada superior) do manto serpentizado (ideia desenvolvida nos anos anteriores), e enfatiza a ideia de que as bacias oceânicas eram feições geológicas impermanentes.

Robert Dietz (1914-1995) foi cientista da *U.S. Coast and Geodetic Survey* e responsável por nomear o processo de “espalhamento do assoalho oceânico” (*seafloor spreading*). Dietz (1961) modificou a proposta de Hess e propôs que a crosta oceânica era gerada por erupções basálticas submarinas, interpretação que seria confirmada por evidências diretas do assoalho oceânico. Outra constatação importante do trabalho de Dietz (1961) foi a

noção de que as bacias oceânicas podem ser antigas, porém o assoalho oceânico é jovem, muito mais jovem do que as rochas continentais. Enquanto os continentes continham rochas precambrianas e paleozoicas, as rochas mais antigas da crosta oceânica teriam idades mesozoicas (Dietz, 1961).

A teoria do espalhamento do assoalho oceânico (*seafloor spreading theory*) foi confirmada, no entanto, no período entre 1963-66, quando extensas pesquisas financiadas pela marinha estado-unidense foram realizadas, também com finalidade militar, e grande volume de dados magnéticos foram coletados ao longo do Oceano Atlântico (Kearey et al., 2009). Como os geofísicos haviam demonstrado que o campo magnético terrestre seria caracterizado por frequentes e repetidas inversões de polos ao longo do tempo geológico (Cox et al., 1963), as reversões magnéticas adicionadas ao espalhamento de assoalho oceânico se tornariam uma hipótese testável. O geofísico canadense Lawrence Morley e os geofísicos britânicos Frederick Vine e Dummond Matthews propuseram, independentemente, que se o assoalho oceânico é gerado enquanto o campo magnético terrestre é invertido, então as rochas basálticas que se formariam nesse assoalho iriam registrar esses eventos de inversão e tenderiam a formar um padrão zebrado de rochas magnetizadas normal e reversamente (Vine e Matthews, 1963; Morley, 1986). Com a análise dos dados gerados pelos estudos militares nos oceanos, Vine (1966) confirmou a hipótese levantada por Morley, Vine e Matthews.

Figura 14: A concepção de espalhamento do assoalho oceânico (*seafloor spreading*) de Hess (1962). Extraída de Kearey et al. (2009).

Nesse contexto de novas descobertas e quebra de paradigmas, a teoria da Tectônica de Placas foi proposta inicialmente por Wilson (1965), trabalho em que o autor identificou a existência e a importância das falhas transformes nas redes de conexão entre as placas

litosféricas rígidas, constituindo, desse modo, o terceiro tipo possível de limite de placas (os limites divergentes e convergentes de placas já haviam sido propostos por Hess e Dietz anteriormente) (**Fig. 15**). Nos anos de 1967 e 1968, os trabalhos independentes de McKenzie e Parker (1967), Morgan (1968) e Le Pichon (1968), desenvolveram controles geométricos para a análise dos movimentos rotacionais de corpos crustais “rígidos” (ou placas) em uma esfera, o que propiciou uma base espacial quantitativa à teoria da Tectônica de Placas. Isacks et al. (1968) consolidou ainda mais a teoria proposta por Wilson, Mckenzie, Parker, Morgan e Le Pichon, demonstrando que a distribuição global dos terremotos coincidia de maneira geral com os limites de placas propostos (**Fig. 16**).

Figura 15: Placas e limites de placas como foram propostos inicialmente por Wilson (1965). *Ridges* são os limites de placas divergentes, *Mountains* os limites de placas convergentes e *Shears* os limites de placa transformes. Extraída de Wilson (1965).

No início dos anos de 1970, a teoria da Tectônica de Placas já tinha grande aceitação na comunidade geocientífica e tornou-se a teoria unificada das ciências da Terra. Dewey e Bird (1970) fizeram, no entanto, a ligação entre os processos convergentes de placas e orogênese (ou formação de montanhas). Os autores propuseram a existência de dois tipos de orógenos, distinguíveis pelo tipo de convergência. Um tipo agruparia os orógenos de arcos de ilha e cordilheranos, associados à subdução de crosta oceânica, os quais seriam desenvolvidos basicamente por processos termiais, e o outro grupo agruparia os orógenos colisionais (colisão continente/arco de ilha ou continente/continente), que evoluíram essencialmente por processos mecânicos (Dewey e Bird, 1970).

Após a consolidação da teoria da Tectônica de Placas na comunidade científica e a mudança de paradigma, grandes avanços seguiram o desenvolvimento dos processos e mecanismos de interação entre as placas, principalmente a respeito da complexidade

tridimensional das cadeias orogenéticas. Desde os anos de 1970 até os dias de hoje, o entendimento dos mecanismos de deformação, processos metamórficos e metalogenéticos, evolução temporal e espacial dos orógenos tem evoluído consideravelmente, principalmente com o refinamento de técnicas laboratoriais (geoquímica, geotermobarometria e geocronologia, por exemplo) e técnicas indiretas de investigação (essencialmente geofísica), como sísmica de reflexão e refração, gamaespectrometria, magnetometria e outras.

Em extenso trabalho revisional, Sengor (1990) avalia os avanços da teoria da Tectônica de Placas e enfatiza a complexidade espacial das cadeias orogenéticas, considerando principalmente as movimentações paralelas a subparalelas às cadeias, o que dificultaria enormemente as reconstituições pré-orogênese. Os modelos pioneiros de limites convergentes de placas (como de Dewey e Bird, 1970) mostravam-se simplistas e não consideravam a complexidade dos movimentos laterais nas cadeias de montanhas. O papel determinante de movimentos laterais nos limites de placas foi apresentado por Woodcock (1986), o qual admitiu que a maioria dos limites de placas (59%) eram caracterizados por vetores de velocidade relativa oblíquos (mais do que 22 graus) à normal do limite, e que 14% dos limites tinham vetores paralelos a subparalelos (entre 0 e 22 graus) ao limite.

A conceituação de orogênese também foi modificada substancialmente com a mudança de paradigma ditada pela tectônica de placas. Dewey e Bird (1970) já tinham definido o processo de formação de montanhas à limites convergentes, como citado acima, e Sengör (1990) propôs a definição de “orogênese como um termo coletivo para processos convergentes em limites de placas” (“(...) *orogeny is a collective term for convergent plate margin processes. (...)*” - Sengör, 1990, p. 10), expandindo a utilização desse termo também para os limites transpressoriais.

A concepção da teoria da Tectônica de Placas, em sua forma original, admitiu aproximações e simplismos no intuito de modelar qualitativa e quantitativamente essa mudança de paradigma. Dois pressupostos básicos dessa concepção inicial destacam-se como os mais importantes: placas tectônicas são blocos rígidos, com deformação ocorrendo apenas em suas bordas; e os limites entre placas são faixas estreitas (Gordon, 1998, p. 616; Chamani, 2011, p. 60).

A leitura dos trabalhos clássicos, como Morgan (1968), evidencia claramente que os autores pioneiros reconheciam suas aproximações e as utilizavam simplesmente para a modelagem matemática de seus modelos, e que a realidade dos limites de placas e o comportamento reológico do interior das placas era muito mais complexa. Vale citar alguns trechos do trabalho de Morgan (1968) que explicita bem essa postura:

“(...) We have supposed that slow compressive systems are difficult to identify and have freely placed such boundaries at likely places. (...) We now make the assumption that gives this model mathematical rigor. We assume that each crustal block is perfectly rigid. (...)” (Morgan, 1968 p. 1960).

Figura 16: Distribuição global de todos os epicentros de terremotos no período entre 1961 e 1967, reportados pelo U.S. Coast and Geodetic Survey. Note a coincidência das zonas sísmicas com os limites de placas. Extraída de Isacks et al. (1968).

No início da conclusão do trabalho, Morgan (1968) reforça a ideia da suposição de placas rígidas:

“(…) The evidence presented here favors the existence of large 'rigid' blocks of crust. (…)” (Morgan, 1968 p. 1980).

Mesmo considerando as claras suposições dos trabalhos clássicos da teoria da Tectônica de Placas, a ideia de placas tectônicas perfeitamente rígidas com limites estreitos é largamente difundida em certos setores das geociências e grande parte dos livros didáticos (Gordon, 1998; Chamani, 2011). No entanto, Gordon (1998) apresenta de maneira minuciosa a teoria da tectônica de Placas como uma aproximação simplista da realidade e enfatiza os conceitos de limites difusos de placas e deformação intraplaca.

6. Limite Difuso de Placas e Orogenia intracontinental

Os grandes avanços em técnicas laboratoriais e indiretas de investigação propiciaram um entendimento mais amplo e completo sobre o comportamento dos continentes e oceanos no cerne da tectônica de placas, o que contribui significativamente com o desenvolvimento do conhecimento sobre a evolução do planeta Terra.

No final do século passado, diversos trabalhos focaram o reconhecimento de deformação intraplaca e buscaram o melhor entendimento dos processos ligados a esse tipo de deformação (por ex. Zoback et al., 1989; van der Pluijm et al., 1997; Gordon, 1998). A propagação de esforços intraplaca foi identificada e comprovada por estudos vinculados ao padrão global atual de esforços tectônicos (Zoback et al., 1989) e a paleo-esforços registrados, por exemplo, em grãos de calcita geminada em rochas carbonáticas, na região cratônica da América do Norte (van der Pluijm et al., 1997). Tendo em vista essas evidências, a propagação de esforços e deformação intraplaca sugerem a inadequação do conceito de placas tectônicas rígidas com deformação apenas em suas bordas. Gordon (1998) classifica o pressuposto central da tectônica de placas, de que placas são rígidas, uma aproximação útil, embora incerta.

O reconhecimento de formação de montanhas em ambientes intraplaca, ou Orogenia Intraplaca (por ex. Shaw et al., 1991; Scrimgeour e Close, 1999; Holdworth et al., 2001; Cunningham, 2005; Raimondo et al., 2010), trouxe novas fronteiras ao estudo orogenético, modificando de certa forma o paradigma das deformações tectônicas. Recentemente, orógenos intraplaca, ou intracontinentais, foram descritos no centro da Ásia (sistema Tien Shan/Altai/Gobi Altai/Sayan/Stanovoy - Dickerson, 2003; Cunningham, 2005) e nas regiões central (orógenos Petermann e Alice Springs - por ex. Scrimgeour e Close, 1999; Raimondo et al., 2009, 2010) e sul da Austrália (Adelaide Fold Belt - por ex. Dyksterhuis e Müller,

2008). No Brasil, novas abordagens, as quais incluem as ideias de orogenia intracontinental, têm sido aplicadas aos orógenos neoproterozoicos da Província Borborema (por ex. Neves et al., 2000; Neves, 2003).

Outro pressuposto básico da teoria da Tectônica de Placas define os limites de placas como faixas muito estreitas. Entretanto, diversos limites de placas são definidos por faixas relativamente amplas, incluindo até limites em litosfera oceânica (Gordon, 1998). Essas faixas foram denominadas de “limites difusos de placas” por Wiens (1985). Segundo Gordon (1998), os limites difusos de placas correspondem a aproximadamente 15% da superfície terrestre (**Fig. 17**) e possuem um papel importante na configuração global das placas tectônicas.

6.1. O limite de placas entre Índia e Austrália: um limite difuso

A Austrália e a Índia eram tradicionalmente consideradas como pertencentes a uma única placa e separadas da placa Arábica pela Zona de Fraturas Owen (*Owen Fracture Zone*) (ver Fig. 1 de Morgan, 1968). Com base na análise histórica de sismos no Oceano Índico, Wiens et al. (1985) propôs uma nova configuração tectônica para essa região. Segundo os autores, a Zona de Fraturas Owen possui sismicidade quase nula e a movimentação ao longo dela é insignificante, interpretando portanto, que a Arábia e a Índia conformariam uma única placa e o seu limite com a placa da Austrália seria caracterizado por um limite difuso de placas.

Anos depois, Royer e Gordon (1997) e Royer et al. (1997) integraram grande quantidade de dados sísmicos, magnéticos e altimétricos coletados no assoalho do Oceano Índico com o intuito de compreender melhor as configurações das placas nessa região e estabelecer as zonas de deformação de litosfera oceânica e os pólos de rotação das regiões que se comportam de maneira rígida (placas). Com a integração dos dados geofísicos, Royer e Gordon (1997) chegaram à conclusão de que a melhor maneira de acomodar os diferentes vetores de movimentação e zonas de deformação na litosfera oceânica do Oceano Índico seria dividir a placa Indo-Australiana e três placas menores (placas da Índia, da Austrália e Capricórnio), separadas por múltiplos limites difusos (**Fig. 18**). Segundo os autores, o padrão atual das zonas de deformação indica que os limites entre as três placas são caracterizados por duas zonas desconectadas que acomodam deformação divergente, uma ampla zona interpretada como três limites difusos convergentes e uma junção tríplice difusa (**Fig. 18**). No entanto, Royer e Gordon (1997) propuseram uma nova terminologia para esse tipo de

situação, denominando de “placas componentes” as porções mais rígidas separadas por limites difusos (nesse caso as placas da Índia, da Austrália e Capricórnio seriam placas componentes) e “placa composta” para as placas maiores com limites definidos por faixas estreitas (nesse caso a placa Indo-Australiana seria uma placa composta).

Figura 17: Mapa do mundo mostrando os limites estreitos idealizados de placas (linhas contínuas), velocidade relativa entre as placas (setas com o tamanho representando magnitude relativa; setas abertas velocidade relativa de limites divergentes e setas fechadas velocidade relativa de limites convergentes) e regiões sofrendo deformação (áreas sombreadas), as quais podem ser consideradas limites difusos de placas. Abreviações das placas: B, Borneo; AN, Antártica; AR, Arábia; AU, Austrália; CA, Caribe; CAP, Capricórnio; CL, Caroline; CO, Cocos; EU, Eurásia; I, Índia; IN, Índia; JF, Juan de Fuca; NA, América do Norte; NB, Nubia; NC, China do Norte; NZ, Nazca; OK, Okhotsk; PA, Pacífico; SA, América do Sul; SC, Mar de Scotia; SM, Somália; Y, Yangtze. Extraída de Gordon (1998).

6.2. As faixas móveis cenozoicas da Placa Asiática

Na região central da Ásia, ocorrem diversas cadeias montanhosas intracontinentais associadas ao campo de esforços ligados à colisão entre Índia e Eurásia, que se estendem por mais de 2.000 km no interior da placa Eurasiática. Nesse sistema estão incluídas as montanhas de Tien Shan, Altai, Gobi Altai, Sayan e o Cinturão Stanovoy (**Fig. 19**). Essas montanhas representam orógenos intraplaca ativos desde o Cenozóico Superior (Oligoceno ao Recente) (Dickerson, 2003; Cunningham, 2005). De acordo com Cunningham (2005), essas cadeias de montanhas intraplaca constituem uma classe singular de orógeno intracontinental transpressional, normalmente subestimada pelos geólogos.

Figura 18: Geometria a “placa composta” Indo-Australiana proposta por Royer e Gordon (1997). Abreviações das placas: CAP, placa Capricórnio, recentemente reconhecida; PH, placa do mar das Filipinas. Áreas tracejadas pintadas por pontinhos e setas brancas associadas representam limites difusos acomodando divergência horizontal e áreas hachuradas com setas pretas associadas representam limites difusos acomodando convergência horizontal. Círculo pequeno preto representa o polo de rotação entre as placas da Índia e Capricórnio, e a pequena estrela preta representa o polo de rotação entre as placas Capricórnio e da Austrália. Note que a junção tríplice difusa corresponde ao triângulo formado entre os três limites difusos convergentes. Extraída de Gordon (1998).

Cunningham (2005) apresenta a cadeia montanhosa Altai, em território mongol, como um dos melhores exemplos dessa nova classe de orógeno, pontuando as principais diferenças estruturais e de bacias sedimentares associadas entre esse novo tipo de orógeno e os orógenos convencionais. O Altai consiste em um cinturão de rochas paleozoicas de orientação geral noroeste, “ensanduichado” entre dois blocos rígidos (bloco da Bacia de Junggar e cráton precambriano Hangay) desde o Oligoceno, em resposta à propagação de esforços provenientes da colisão Indo-Eurasiana (Cunningham, 1998). O esforço horizontal máximo (SH_{máx}) nessa região possui direção NNE e sua relação angular com a orientação geral das estruturas crustais (direção NW) promove uma deformação dextral transpressional (**Fig. 20**), caracterizada por falhas transcorrentes de direção NW, conectadas por falhas de empurrão e falhas de rejeito oblíquo (Cunningham, 2005).

Com a caracterização estrutural e de tipos de bacias, Cunningham (2005) propôs um modelo de evolução geomorfológica para a cadeia de montanhas Altai, associado à processos de soerguimento e deposição sedimentar. Na **figura 21** estão resumidos os processos de soerguimento e deposição sedimentar idealizado por Cunningham (2005).

Figura 19: a) Mosaico de imagens Landsat da região do Altai chinês e mongol mostrando o conjunto de falhas dextrais transpressoriais, responsáveis pelo soerguimento na cadeia de montanhas durante o Cenozóico Superior. Abreviações: VOL, Valley of Lakes; SB, Shargyn Basin; DB, Dzereg Basin; TR, Tsambagarav Range; MH, Monkh Hayrhan; BH, Baruun Huuray Basin; JB, Junggar Basin; HN, Har Us Nuur Fault; HF, Hovd fault; AHF, Ar Hoötöl Fault; HS, Hoh-Serkh Fault; SF, Sagsay Fault; MF, Mengildyk Fault; TF, Tonhil Fault; TGF, Turgen Gol Fault; BF, Bulgan Fault; FY, Fu-Yun Fault. Localização da **Figura 21** marcada em linha tracejada; b) imagem digital de relevo (sombreamento invertido) mostrando o cinturão intracontinental ativo com deformação oblíqua nas porções oeste e norte do perímetro de influência do campo de esforços da colisão Indo-Eurasiana e a leste e sudeste da margem do platô do Tibet (áreas sombreadas).; c) localização dos blocos rígidos/crátons e faixas móveis fanerozoicas. Crátons se comportaram como corpos resistentes à deformação, enquanto as faixas móveis fanerozoicas sofreram reativação cenozoica e processos de formação de montanhas associados à contínua indentação tectônica da Índia sobre a Eurasia (seta espessa). Extraída de Cunningham (2005).

Os tipos de bacias e características estruturais permitem a comparação do Altai com sistemas continentais transformes que sofrem deformação transpressional, tais como o Sistema da Falha de San Andreas na região sul e centro-oeste da Califórnia, porém algumas diferenças importantes devem ser enfatizadas (Cunningham, 2005):

- a cadeia do Altai consiste em uma faixa mecanicamente fraca entre dois blocos rígidos do embasamento, no interior de uma placa continental (**Fig. 19**), que não transfere

movimentações de placas (não representa um limite transforme), entretanto acomoda a propagação de esforços intraplaca com deformação oblíqua;

- o Altai corresponde a uma faixa difusa de deformação transpressional, porém não há a presença de uma única falha transcorrente principal, como é o caso da Falha de San Andreas (Califórnia, EUA), Falha Alpina (Nova Zelândia) e Falha Transforme do Mar Morto (Península Arábica).

Figura 20: Mapa do sistema de falhas cenozoicas na região central e sul do Altai mongol e chinês, demonstrando os diversos exemplos de geometrias das falhas transpressionais responsáveis pelos processos de formação de montanhas na região. Note os mais variados arranjos entre falhas oblíquas, transcorrentes e inversas. Essa região define um duplex dextral transpressional em escala regional. Estereogramas com métodos dos diedros representam dados de falhas coletados em campo, com diedros brancos representando campo de esforços convergentes e diedros pretos representando campo de esforços divergentes. Abreviações: AHU, Altun Huhey Uul; TU, Tsambagarav Uul; TGF, Turgan Gol Fault; JN, Jargalant Nuruu; SU, Sutai Uul; AN, Alag Nuruu. Extraída de Cunningham (2005).

6.3. Os orógenos intracontinentais da Austrália

Orógenos intracontinentais representam enigmáticas zonas de deformação produzidas a distâncias consideráveis (> 1000 km) de margens ativas de placas (Scrimgeour e Close, 1999; Haines et al., 2001; Dickerson, 2003; Cunningham, 2005; Raimondo et al., 2010; Dyksterhuis e Müller, 2008; entre outros). Exemplos extraordinários ocorrem na Austrália, com recorrência de eventos de deformação intraplaca na região central (**Fig. 22**) no Ediacarano-Cambriano (Orogênese Petermann - Scrimgeour e Close, 1999; Raimondo et al., 2010) e no Ordoviciano-Carbonífero (Orogênese Alice Springs - Haines et al., 2001;

Raimondo et al., 2011), e na região sudeste (**Fig. 23**) com deformação intraplaca terciária (“Orogênese Spriggs” - Dyksterhuis e Müller, 2008).

Figura 21: Perspectiva oblíqua de modelo digital de terreno da região central e sul do Altai mongol, mostrando o principal sistema de falhas cenozoicas. O orógeno pode ser subdividido em distintos tipos de montanhas e bacias como definido no bloco diagrama acima. Ver **Figura 19a** para a localização geográfica da imagem. Extraída de Cunningham (2005).

Os exemplos de orógenos intracontinentais da região central da Austrália possuem exposições de rochas profundas, permitindo a identificação das estruturas e rochas formadas na crosta média e inferior, e compará-las com feições conhecidas dos orógenos em limites convergentes, principalmente orógenos colisionais.

O Orógeno Petermann consiste em um evento de deformação intracontinental de idade ediacarana-cambriana (600-530 Ma) que afetou as rochas da porção noroeste do Bloco Musgrave (Scringeour e Close, 1999; Raimondo et al., 2010). Esse evento orogenético resultou no retrabalhamento milonítico pervasivo dos granitos e gnaisses miloníticos mesoproterozóicos do Bloco Musgrave, em níveis crustais profundos ($P = 10-14$ kbar e $T = 700-800^{\circ}\text{C}$), alcançando condições de pico metamórfico a cerca de 570 Ma, seguido de resfriamento lento até $\sim 600-660^{\circ}\text{C}$, a cerca de 540 Ma, controlado pela exumação ao longo da Falha de Empurrão Woodroffe (*Woodroffe Thrust*) (Raimondo et al., 2010).

Figura 22: Mapa geológico regional dos blocos paleo- a mesoproterozoicos Musgrave e Arunta, e da bacia intracratônica neoproterozoica a paleozoica Amadeus, na região central da Austrália. As principais estruturas relacionadas às orogêneses Petermann (Neoproterozoico ao Cambriano) e Alice Springs (Ordoviciano Superior ao Carbonífero) são mostradas. A área sombreada representa a zona de deformação crustal profunda (Terreno Mann). Abreviações: HR, Harts Range; AN, Arltunga Nappe Complex; RTZ, Redbank Thrust Zone; PN, Petermann Nappe; MR, Musgrave Ranges; MF, Mann Fault; WT, Woodroffe Thrust; TR, Tomkinson Ranges. Extraída de Scrimgeour e Close (1999).

Segundo Raimondo et al. (2009, 2010), diversas feições características do Orógeno Petermann, incluindo os aspectos estruturais, metamórfico e cronológicos, são consistentes com os modelos de canais de fluxo crustal dúctil (*channel flow*), sugerindo que a vergência para norte e a colocação de ampla cunha crustal ao longo da Falha Woodroffe (*Woodroffe Thrust*) teria envolvido considerável fluxo de material crustal profundo. A caracterização estrutural, metamórfica e cronológica do Orógeno Petermann levou Raimondo et al. (2010) a comparar a arquitetura geral e evolução petrogenética dos orógenos intracontinentais com os orógenos colisionais. Segundo os autores, a similaridade entre a anatomia profunda dos orógenos intracontinentais com os orógenos colisionais sugerem que a resposta deformacional da crosta continental é notavelmente semelhante em diferentes ambientes tectônicos.

Ampla registro sedimentar sin-orogênico na região central e norte da Austrália documentam a história da Orogênese Alice Springs, compreendida desde o final do Ordoviciano até o Carbonífero (Haines et al., 2001). Conjuntamente com dados de rochas

Os estudos recentes desse tipo de orogênese revelam a grande importância do entendimento sobre os mecanismos de deformação intraplaca associados à propagação de esforços provenientes de seus limites e a expressão na concentração ou deflexão desses esforços nas porções reologicamente distintas da crosta continental. Orogêneses intraplaca representam as novas fronteiras científicas da Geotectônica, com grande potencial para revelar uma importante mudança conceitual na Teoria da tectônica de Placas.

6.4. Os orógenos brasileiros: Orogenia interplaca VS Orogenia intraplaca

A partir dos anos 2000, o grupo de pesquisa coordenado por Sérgio Pacheco Neves iniciou uma nova abordagem nos estudos orogenéticos da Província Borborema. Essa nova abordagem incluiu principalmente a tentativa de explicar os cinturões supracrustais deformados como resultado de deformação intraplaca, ao invés de assumir as faixas móveis como antigas bacias oceânicas e as grandes falhas como suturas.

Neves (2003) apresenta uma extensa revisão dos dados petrológicos, estruturais e geocronológicos da Província Borborema e discute a validade das interpretações apresentadas, principalmente, por Santos et al. (1999) e Brito Neves (2000) para a evolução geotectônica da Província Borborema. Segundo Neves (2003), a interpretação de que a Província Borborema foi constituída pela amalgamação de diversos terrenos durante os eventos Cariris Velhos e Brasileiro pode ser confrontada por três pontos relevantes:

- as faixas de rochas supracrustais na Província Borborema são constituídas, principalmente por paragneisses e micaxistos, com subordinados quartzitos e mármore, sugerindo deposição em ambiente continental, sujeito a ingressões marinhas ocasionais, em vez de deposição em ambientes oceânicos abertos;
- a ocorrência restrita de assembleias petrotêctônicas características de ambiente de zona de subducção (rochas de alta pressão e baixa temperatura, arcos magmáticos, melanges e etc.);
- e o fato de que a Província Borborema consiste principalmente de crosta paleoproterozóica retrabalhada e não blocos oceânicos juvenis.

Avaliando a discussão dos dados geológicos e geotectônicos, Neves (2003) conclui que a Orogenia Brasileira na Província Borborema foi desenvolvida em ambiente continental (orogênese intracontinental intraplaca).

O avanço das técnicas laboratoriais e indiretas, conjuntamente com a ampliação dos conhecimentos geológicos de campo, certamente contribuirão para a discussão geotectônica

entre deformação interplaca e intraplaca, tanto na Província Borborema quanto nos orógenos antigos do mundo, incluindo os orógenos neoproterozoicos brasileiros.

7. Discussão

Desde o final do século XVIII, os processos de formação de montanhas são considerados essenciais para o entendimento da evolução histórica da Terra (de Saussure, 1779 *apud* Sengör, 1990). O desenvolvimento e evolução inicial do conhecimento sobre os processos orogenéticos tiveram forte ligação com o grande número de trabalhos de campo e mapeamento geológico, essencialmente realizados nos Alpes e nos Apalaches, durante os séculos XIX e XX. Conjuntamente com a crescente evolução dos conceitos geológicos, o nascimento de diversos métodos, como bioestratigrafia, micropaleontologia, geocronologia, paleomagnetismo e geofísica, contribuíram significativamente para a melhor compreensão da evolução terrestre e diversas mudanças de paradigmas na Geotectônica.

A evolução histórica de orogênese, no entanto, seguiu dois caminhos diferentes no que tange os aspectos espaciais e temporais das cadeias de montanhas, temas estes essenciais para seu entendimento. Segundo Sengör (1990, 1991), o conhecimento acerca dos aspectos espaciais dos orógenos desenvolveu-se de maneira contínua e progressiva, enquanto as questões sobre os aspectos temporais seguiram duas escolas filosóficas distintas. O desenvolvimento dos aspectos espaciais e geométricos das cadeias de montanhas seguiram a evolução progressiva natural do acúmulo de dados e reconhecimento de estruturas geológicas e tectônicas com o tempo. Já os aspectos temporais tiveram grande influência das crenças religiosas no seu desenvolvimento, principalmente associado a dualidade entre uniformitarismo-indeterminismo e catastrofismo-determinismo (ver **Fig. 5** e **Tabela 1**).

Após as discussões pioneiras de teorias globais no intuito de explicar as diversas feições morfológicas e geológicas conhecidas do planeta Terra, amplamente divulgadas por Elie de Beaumont, James Dana e Eduard Suess, a Teoria do Geossinclinal baseava-se principalmente no estudo e detalhamento das bacias sedimentares invertidas, transformadas em montanhas. A contribuição principal da Teoria do Geossinclinal, portanto, foi a minuciosa coleção herdada pelas novas gerações de descrições fiéis de rochas e estruturas das mais importantes cadeias montanhosas do mundo. Com o colapso da Teoria da Contração Terrestre, alavancado por três diferentes áreas do saber (geologia de campo, geodésia e física), os cientistas da Terra foram estimulados a encontrar novos mecanismos causadores de

deformação crustal e respostas para os dados disponíveis provindos da geologia histórica e da paleontologia ao redor do globo.

Vários cientistas o fizeram, mas Alfred Wegener é reconhecido como um dos mais importantes. A Teoria da Deriva Continental, proposta por Wegener e desenvolvida mais tarde por Daly, Joly, Holmes, Du Toit, entre outros, teve como objetivo principal explicar diversas evidências geológicas e paleontológicas de que os continentes migravam e já teriam estado juntos em períodos geológicos pretéritos. Tradicionalmente, a principal alegação de motivo para a rejeição da Teoria da Deriva Continental é a falta de mecanismo causador para a deriva continental, entretanto, grandes discussões sobre o tema foram levantadas durante as décadas de 1920, 30 e 40, principalmente por Daly, Joly, Holmes e Du Toit (Oreskes, 1999). Todavia, a rejeição da teoria de Wegener teve caráter essencialmente epistemológico, concentrada predominantemente nos Estados Unidos (Oreskes, 1999). A forte influência de pensadores fixistas europeus, como Kober e Stille, também contribuíram para a animosidade ao conceito de deriva (Sengör, 1990).

Dessa forma, as concepções mobilistas tiveram que esperar até a década de 1960 para vislumbrar uma das mais importantes quebras de paradigma da Geotectônica. A Teoria da Tectônica de Placas surgiu, nos meados da década de 1960, como a teoria unificadora das ciências da Terra, capaz de esclarecer desde a sismicidade, vulcanismo e deformação crustal, até configurações de supercontinentes (como o *Gondwanaland* de Suess e Pangea de Wegener) e mudanças paleoclimáticas.

A concepção da tectônica de placas foi determinante, sobretudo, na resolução do problema fundamental causal das orogêneses e a distribuição das cadeias orogenéticas na superfície da Terra. A conceituação de orogênese e epirogênese também sofreram grandes mudanças após a tectônica de placas. Antes da tectônica de placas, orogênese era definida como o processo de formação de montanhas e era tratada como um processo distinto da tectonogênese (processo de deformação das rochas). Epirogênese, por sua vez, era definida como os longos períodos de deposição nas bacias sedimentares que não produziam deformação estrutural dúctil e era correlacionada geralmente com rotação de blocos e falhamento normal.

Na nova concepção, orogênese foi geneticamente vinculada a processos convergentes de placas (Sengör, 1990). Embora Sengör (1990) tenha explicitado o vínculo direto de orogênese e limite convergente de placas, o autor não exclui as deformações extensionais e transcorrentes “intraplaca” decorrentes dos esforços das margens convergentes aos processos orogenéticos. Dentro da tectônica de placas, epirogênese tornou-se o processo de estiramento

litosférico, como a formação de riftes e abertura de oceanos, e o processo de formação de ilhas oceânicas (Menard, 1973).

Entretanto, as primeiras versões da Teoria da Tectônica de Placas foram concebidas com modelos simplistas das interações entre placas (por ex. Wilson, 1965; Dewey e Bird, 1970). A realidade das interações entre placas, no entanto, apresenta-se comumente de maneira complexa, com movimentações de massa obliquamente aos limites e muitas vezes com extensas movimentações paralelas a subparalelas à orientação do orógeno (Sengör, 1990). Além da simplicidade dos modelos de interação entre placas, as duas premissas principais da tectônica de placas, sob tais quais ela foi concebida (rigidez das placas e limites de placas estreitos), correspondem a aproximações úteis, embora incertas (Gordon, 1998).

Em extensa discussão sobre as premissas básicas da tectônica de placas, Gordon (1998) considera a premissa de rigidez das placas mais útil para a conceituação das placas e sugere a divisão, proposta por Royer e Gordon (1997), de placas compostas e placas componentes. As placas compostas corresponderiam a grandes placas com limites relativamente bem definidos e as placas componentes seriam os blocos (ou placas) litosféricos rígidos separados por limites difusos (**Fig. 18**). Todavia, a conceituação proposta por Gordon e colaboradores não leva em conta a dependência do tempo na definição de placas rígidas componentes ou compostas, tema parcialmente discutido por Dyksterhuis e Müller (2008). Gordon (1998) ainda enfatiza a importância dos limites difusos de placas na tectônica global, correspondendo até 15% da superfície terrestre.

Os limites difusos de placa representam uma das novas fronteiras da Geotectônica, em conjunto com o estudo das áreas continentais submetidas a deformações intraplaca e dos orógenos intracontinentais. O melhor entendimento dos processos de propagação de esforços intraplaca e a deformação de regiões reologicamente enfraquecidas, como é o caso das cadeias de montanhas do centro da Ásia (Dickerson, 2003; Cunningham, 2005; entre outros) e dos orógenos intracontinentais da Austrália (por ex. Scrimgeour e Close, 1999; Haines et al., 2001; Dyksterhuis e Müller, 2008; Raimondo et al., 2010), perfaz atualmente um dos principais temas para o avanço do conhecimento sobre os mecanismos de formação de montanhas. Outra fronteira atual do conhecimento geotectônico, não abordada neste trabalho, consiste no entendimento dos processos de fluxos crustais em ambientes convergentes e divergentes.

Finalmente, a Teoria da Tectônica de Placas causou grande impacto nas ciências da Terra, quebrando paradigmas e unificando diversos temas da geologia histórica e da

paleontologia em apenas uma teoria. Contudo, novas fronteiras do conhecimento tectônico proporcionam perspectivas diferentes nas interpretações das deformações nos orógenos.

8. Considerações Finais

Considerando a evolução e desenvolvimento das ciências da Terra ao longo de pelo menos três séculos, houve grande avanço no conhecimento dos principais processos que regem a história do planeta. Após esse extenso resgate histórico das ideias tectônicas e concepções de orogênese, alguns pontos valem ser ressaltados:

- a evolução do conhecimento geológico seguiu principalmente os estágios históricos do entendimento da Terra e seus processos essenciais, conjuntamente com o desenvolvimento e avanço das técnicas metodológicas de cada período;
- as questões epistemológicas e metodológicas possuem grande influência na evolução das ciências e, por vezes, são determinantes na aceitação ou não de novas ideias e teorias;
- a tectônica de placas propiciou uma nova visão dos processos geológicos no planeta Terra, porém sua concepção inicial admitiu aproximações e simplismos. A realidade dos limites e interações entre placas demonstrou grande complexidade geométrica e de processos;
- novas fronteiras no estudo geotectônico incluem os limites difusos de placas, orogênese intracontinental e processos de fluxos crustais em ambientes convergentes (colisionais) e divergentes (*metamorphic core complexes*);
- a concepção de Dewey e Bird (1970) e Sengör (1990) relaciona o processo de formação de montanhas a limites convergentes de placas (“orogênese como um termo coletivo para processos convergentes em limites de placas” - definição de Sengör, 1990). Considerando a existência e a importância de processos orogenéticos intracontinentais, a definição de orogênese deve incluir esse tipo de processo. Uma definição possível seria: orogênese é o processo de formação de montanhas associado a regimes compressivos em limites convergentes de placas ou em faixas reologicamente enfraquecidas, deformadas pela propagação de esforços intraplaca;
- a definição de epirogênese de Menard (1973) - “processo de estiramento litosférico, (formação de riftes e abertura de oceanos) e o processo de formação de ilhas oceânicas” - parece adequada à atual concepção geotectônica.

Referências Bibliográficas

- Argand, E., 1977. *Tectonics of Asia* (traduzido e editado por Carozzi, A.V.). Hafner Press, 218p.
- Aubouin, J., 1965. *Geosynclines*. Elsevier Publishing Company, 335p.

- Barto-Kyriakidis, A., (Ed.), 1990a. *Critical Aspects of the Plate Tectonics Theory, (Criticism on the Plate Tectonics Theory)*. Theophrastus Publications S.A., Volume I, 435p.
- Barto-Kyriakidis, A., (Ed.), 1990b. *Critical Aspects of the Plate Tectonics Theory, (Alternative Theories)*. Theophrastus Publications S.A., Volume II, 444p.
- Bertrand, M., 1884. Rapports de structure des Alpes de Glaris et du bassin houiller du Nord. *Bulletin de la Société Géologique de France*. **12**, 318–330.
- Boué, A., 1874. Über den Begriff und die Bestandteile einer Gebirgskette, besonders über die sogenannten Urketten, sowie die Gebirgssysteme-Vergleichung der Erde- und Mondes-Oberfläche. *Sitzber. Akad. Wiss. Wien* **69**, 237–303.
- Brito Neves, B.B., Santos E.J., Van Schmus, W.R., 2000. Tectonic history of the Borborema Province, northeastern Brazil. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A., (Eds.). *Tectonic Evolution of South America*. 31st International Geological Congress, 151–182.
- Chamani, M.A.C., 2011. Tectônica intraplaca e deformação sinsedimentar induzida por abalos sísmicos: o Lineamento Transbrasiliano e estruturas relacionadas na Província Parnaíba, Brasil. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências - USP, São Paulo, 206p.
- Condie, K., 1997. *Plate Tectonics and Crustal Evolution*. Butterworth-Heinemann Publications, 282p.
- Cox, A., Doell, R.R., Dalrymple, G.B., 1963. Geomagnetic polarity epochs and Pleistocene geochronometry. *Nature* **198**, 1049–1051.
- Cunningham, D., 1998. Lithospheric controls on late Cenozoic construction of the Mongolian Altai. *Tectonics* **17**, 891–902.
- Cunningham, D., 2005. Active intracontinental transpressional mountain building in the Mongolian Altai: Defining a new class of orogen. *Earth and Planetary Science Letters* **240**, 436–444.
- Curd, P., 2011. Presocratic Philosophy. In: Zalta, E.N., (Ed.). *The Stanford Encyclopedia of Philosophy* (Fall 2011 Edition), URL= <http://plato.stanford.edu/archives/fall2011/entries/presocratics/>.
- Descartes, R., 1664. *Principia Philosophiae*. Elsevier, 310p.
- Dennis, J.G., 1982. *Orogeny*. Hutchinson Ross Publishing Company, 379p.
- De Saussure, H.-B., 1779. *Voyages dans les Alpes, Précédés d'un Essai sur l'Histoire Naturelle des Environs de Geneve*, vol. 1. Samuel Fauche, 541p.
- De Saussure, H.-B., 1796. *Voyages dans les Alpes, Précédés d'un Essai sur l'Histoire Naturelle des Environs de Geneve*, vol. 4. Louis Fauche-Borel, 596p.
- Dewey, J.F. e Bird, J.M., 1970. Mountain Belts and the New Global Tectonics. *Journal of Geophysical Research* **75**, 2625–2647.
- Dickerson, P.W., 2003. Intraplate mountain building in response to continent–continent collision—the Ancestral Rocky Mountains (North America) and inferences drawn from the Tien Shan (Central Asia). *Tectonophysics* **365**, 129–142.
- Dietz, R., 1961. Continent and ocean basin evolution by spreading of the sea floor. *Nature* **190**, 854–857.
- Dyksterhuis, S. e Müller, R.D., 2008. Cause and evolution of intraplate orogeny in Australia. *Geology* **36**, 495–498.
- Escher von der Linth, A., 1878. Geologische Beschreibung der Säntis-Gruppe. *Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz* **13**. Lief. J. Dalp., 253p.
- Gilbert, G.K., 1890. *Lake Bonville*. USGS Monographs N° 1. Government Printing Office, 438p.
- Gordon, R.G., 1998. The Plate Tectonic approximation: Plate Nonrigidity, Diffuse Plate Boundaries and Global Plate Reconstructions. *Annual Review Earth Planetary Science* **26**, 615–642.
- Haines, P.W., Hand, M., Sandiford, M., 2001. Palaeozoic synorogenic sedimentation in central and northern Australia: A review of distribution and timing with implications for the evolution of intracontinental orogens. *Australian Journal of Earth Sciences* **48**, 911–928.

- doi:10.1046/j.1440-0952.2001.00909.x.
- Hall, J., 1859. *Natural History of New York, Part IV. Palaeontology*. Van Benthuyssen, 532p.
- Haug, E., 1900. Les géosynclinaux et les aires continentales. *Bulletin de la Société Géologique de France* **28**, 617–711.
- Hess, H.H., 1962. History of ocean basins. In: Engel, A.E.J., James, H.L., Leonard, B.F. (Eds.). *Petrologic studies: a volume to honor of A. F. Buddington*. Geological Society of America, Special Paper, 599–620.
- Holdsworth, R.E., Hand, M., Miller, J.A., Buick, I.S., 2001. Continental reactivation and reworking: an introduction. In: Miller, J.A., Holdsworth, R.E., Buick, I.S., Hand, M., (Eds.). *Continental reactivation and reworking*. Geological Society of London, Special Publication **184**, 1–12.
- Hsü, K.J., (Ed.), 1982. *Mountain Building Processes*. Academic Press, 263p.
- Isacks, B., Oliver, J., Sykes, L.R., 1968. Seismology and the new global tectonics. *Journal of Geophysical Research* **73**, 5855–5899.
- Kearey P., Klepeis, K.A., Vine, F.J., 2009. *Global Tectonics*. Wiley-Blackwell Publications, 482p.
- Kious, J.W. e Tilling, R.I., 2008. This Dynamic Earth: The story of Plate Tectonics. USGS, online version, 108p, <http://pubs.usgs.gov/gip/dynamic/dynamic.html>.
- Lawson, A.C., 1908. *The California Earthquake of April 18, 1906*. Report of the State Earthquake Investigation Commission, Carnegie Institute, Washington, Publication N° 87, vol. 1, 451p.
- Le Pichon, X., 1968. Sea-floor spreading and continental drift. *Journal of Geophysical Research* **73**, 3661–3697.
- Mckenzie, D. e Parker, R.L., 1967. The North Pacific: an example of tectonics on a sphere. *Nature* **216**, 1276–1280.
- Menard, H.W., 1973. Epeirogeny and Plate Tectonics. *EOS Transactions, American Geophysical Union* **54**, 1244–1255.
- Moody, J.D. e Hill, M.J., 1956. Wrench-fault tectonics. *Geological Society of America Bulletin* **67**, 1207–1246.
- Morgan, W.J., 1968. Rises, Trenches, Great Faults, and Crustal Blocks. *Journal of Geophysical Research* **73**, 1959–1982.
- Morley, L.W., 1986. Early work leading to the explanation of the banded geomagnetic imprinting of the ocean floor. *Eos* **67**, 665–666.
- Neves, S.P., Mariano, G., Guimarães, I.P., Da Silva Filho, A.F., Melo, S.C., 2000. Intralithospheric differentiation and crustal growth: evidence from the Borborema province, northeastern Brazil. *Geology* **28**, 519–522.
- Neves, S.P., 2003. Proterozoic history of the Borborema Province (NE Brazil): correlations with neighboring cratons and Pan-African belts, and implications for the evolution of western Gondwana. *Tectonics* **22**, 1031, doi:10.1029/2001TC001352.
- Oreskes, N., 1999. *The rejection of Continental Drift: Theory and Method in American Earth Science*. Oxford University Press, 420p.
- Oreskes, N., 2002. Continental Drift. In: Maccracken, M.C. e Perry, J.S., (Eds.). *Encyclopedia of Global Enviromental Change*. Chischester: John Wiley and Sons, 321–325.
- Oreskes, N., (Ed.), 2003. *Plate Tectonics: An Insider's History of the Modern Theory of the Earth*. Westview Press, 424p.
- Raimondo, T., Collins, A. S., Hand, M., Walker-Hallam, A., Smithies, R. H., Evins, P. M., Howard, H. M., 2009. Ediacaran intracontinental channel flow. *Geology* **37**, 291–294, doi:10.1130/G25452A.1.
- Raimondo, T., Collins, A.S., Hand, M., Walker-Hallam, A., Smithies, R.H., Evins, P.M., Howard, H.M., 2010. The anatomy of a deep intracontinental orogen. *Tectonics* **29**, TC4024, doi:10.1029/2009TC002504.

- Raimondo, T., Clarke, C., Hand, M., Faure, K., 2011. Assessing the geochemical and tectonic impacts of fluid–rock interaction in mid-crustal shear zones: a case study from the intracontinental Alice Springs Orogen, central Australia. *Journal of Metamorphic Geology* **29**, 821–850, doi:10.1111/j.1525-1314.2011.00944.x.
- Royer, J-Y e Gordon, R.G., 1997. The motion and boundary between the Capricorn and Australian plates. *Science* **277**, 1268–1274.
- Royer, J-Y, Gordon, R.G., Demets, C., Vogt, P.R., 1997. New limits on the motion between India and Australia since chron 5 (11 Ma) and implications for lithospheric deformation in the equatorial Indian Ocean. *Geophysical Journal International* **129**, 41–74.
- Santos, E.J., Van Schmus, R.W., Brito Neves, B.B., Oliveira R.G., Medeiros, V.C., 1999. Terranes and their boundaries in the Proterozoic Borborema province, northeast Brazil. In: VII Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Sociedade Brasileira de Geologia, Lençóis-BA, Brasil.
- Scrimgeour, I.R. e Close, D., 1999. Regional high-pressure metamorphism during intracratonic deformation: The Petermann orogeny, central Australia. *Journal of Metamorphic Geology* **17**, 557–572, doi: 10.1046/j.1525-1314.1999.00217.x.
- Sengör, A.M.C., 1990. Plate Tectonics and Orogenic Research after 25 years: A Tethyan Perspective. *Earth-Sciences Review* **27**, 1–201.
- Sengör, A.M.C., 1991. Timing of Orogenic Events: A Persistent Geological Controversy. In: Müller, D.W., Mckenzie, J.A., Weissert, H., (Eds.). *Controversies in Modern Geology: Evolution of Geological Theories in Sedimentology, Earth History and Tectonics*. Academic Press Limited, 405–473.
- Shaw, R.D., Etheridge, M.A., Lambeck, K., 1991. Development of the Late Proterozoic to Mid-Paleozoic, Intracratonic Amadeus Basin in central Australia: A key to understanding tectonic forces in plate interiors. *Tectonics* **10**, 688–721, doi:10.1029/90TC02417.
- Snider, A., 1858. *La Création et ses Mystères Dévoilés*. Frank and Dentu, Paris.
- Suess, E., 1904. *The Face of the Earth, I*. Clarendon Press, 604p.
- Taylor, F.B., 1910. Bearing of the Tertiary mountain belt on the origin of the Earth's plan. *Geological Society of America Bulletin* **21**, 179–226.
- Van Der Pluijm, B.A., Craddock, J.P., Graham, B.R., Harris, J.H., 1997. Paleostress in Cratonic North America: Implications for Deformation of Continental Interiors. *Science* **277**, 794–796.
- Vine, F.J., 1966. Spreading of the ocean floor: new evidence. *Science* **154**, 1405–1415.
- Vine, F.J. e Matthews, D.H., 1963. Magnetic anomalies over oceanic ridges. *Nature* **199**, 947–949.
- Wiens, D.A., Demets, C., Gordon, R.G., Stein, S., Argus, D., 1985. A diffuse plate boundary model for Indian Ocean tectonics. *Geophysical Research Letters* **12**, 429–432.
- Willis, B., 1908. The mobility of the lithosphere. In: 649th Meeting of the Philosophical Society of Washington (resumido por R.L. Faris in *Science* **27**, 695–697).
- Wilson, J.T., 1965. A new class of faults and their bearing on continental drift. *Nature* **207**, 343–347.
- Woodcock, N.H., 1986. The role of strike-slip fault systems at plate boundaries. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London* **A317**, 13–29.
- Zoback, M.L., et al., 1989. Global patterns of tectonic stress. *Nature* **341**, 291– 298.