UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**GEOLOGIA ISOTÓPICA DO PLUTONISMO
NEOPROTEROZÓICO DA FAIXA ARAÇUAÍ,
REGIÃO NORDESTE DE MINAS GERAIS**

Veridiana Teixeira de Souza Martins

Orientador: Prof. Dr. Wilson Teixeira

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Área de Concentração: Geoquímica e Geotectônica

SÃO PAULO
2000

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

GEOLOGIA ISOTÓPICA DO PLUTONISMO NEOPROTEROZÓICO
DA FAIXA ARAÇUAÍ, REGIÃO NORDESTE DE MINAS GERAIS

VERIDIANA TEIXEIRA DE SOUZA MARTINS

Orientador: Prof. Dr. Wilson Teixeira

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

COMISSÃO JULGADORA

Nome

Assinatura

Presidente: Prof. Dr. Wilson Teixeira

Examinadores: Prof. Dr. Márcio Martins Pimentel

Prof. Dr. Oswaldo Siga Junior

SÃO PAULO
2000

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEDALUS - Acervo - IGC

30900005418

GEOLOGIA ISOTÓPICA DO PLUTONISMO
NEOPROTEROZÓICO DA FAIXA ARAÇUAÍ, REGIÃO
NORDESTE DE MINAS GERAIS

Veridiana Teixeira de Souza Martins

Orientador: Prof. Dr. Wilson Teixeira

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Área de Concentração: Geoquímica e Geotectônica

São Paulo
2000

A

*José e Heloisa, meus pais,
minhas raízes.*

ÍNDICE

AGRADECIMENTOS.....	i
RESUMO.....	iii
ABSTRACT.....	iv
CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO	
1.1 - Objetivos e justificativas.....	1
1.2 - Localização da área e Acessos.....	3
CAPÍTULO 2 – METODOLOGIA	
2.1 - Pesquisa de campo e nomenclatura de amostragem.....	6
2.2 - Preparação de amostras.....	7
2.3 - Métodos Geocronológicos.....	8
2.3.1 - Rb-Sr.....	8
2.3.2 - K-Ar.....	11
2.3.3 - Pb-Pb.....	12
2.3.4 - Sm-Nd.....	14
2.4 - Confecção de mapas.....	18
2.4.1 - Mapa da Geologia Regional.....	18
2.4.2 - Mapa da Geologia Local.....	19
2.5 - Compilação geocronológica.....	20
CAPÍTULO 3 – GEOLOGIA E GEOTECTÔNICA	
3.1 - Arcabouço geotectônico.....	22
3.2 – Geologia.....	23
3.2.1 – Faixa de Dobramentos Araçuaí.....	25
3.2.1.1 – Supracrustais.....	25
3.2.1.1a – Complexo Jequitinhonha.....	25
3.2.1.1b – Complexo Gnaíssico Kinzigítico.....	28
3.2.1.1c – Grupo Macaúbas.....	30
3.2.1.1d – Grupo Rio Doce.....	32
3.2.1.1e – Grupo Bambuí.....	33
3.2.1.1f – Suíte Fundão.....	34
3.2.1.2 – Rochas Granitóides.....	35
3.2.1.2a – Suíte G-1.....	36
3.2.1.2b – Suíte G-2.....	37
3.2.1.2c – Suíte G-3.....	38
3.2.1.2d – Suíte G-4.....	39
3.2.1.2e – Suíte G-5.....	40
3.2.2 – Rochas da Infra-estrutura.....	41
3.2.2.1 – Complexos Gnaíssicos.....	41
3.2.2.1a – Complexo Belo Horizonte.....	42
3.2.2.1b – Complexos Guanhões, Gouveia e Porteirinha.....	43

3.2.2.1c – Complexo Mantiqueira.....	45
3.2.2.1d – Complexo Juiz de Fora.....	46
3.2.2.2 – Rochas Supracrustais.....	47
3.2.2.2a – Supergrupo Minas.....	48
3.2.2.2b – Supergrupo Espinhaço.....	48

CAPÍTULO 4 – APRESENTAÇÃO E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

4.1 – Compilação de Dados.....	50
4.1.1 – Faixa de Dobramentos Araçuaí.....	51
4.1.1.1 – Supracrustais.....	51
4.1.1.1a – Grupo Macaúbas.....	51
4.1.1.1b – Complexo Gnáissico Kinzigítico.....	55
4.1.1.1c – Complexo Jequitinhonha.....	55
4.1.1.2 – Granitos.....	57
4.1.1.2a – Suíte G-1.....	57
4.1.1.2b – Suíte G-2.....	58
4.1.1.2c – Suíte G-3I.....	60
4.1.1.2d – Suíte G-4.....	61
4.1.1.2e – Suíte G-5.....	61
4.1.2 – Rochas da Infra-Estrutura da Faixa Araçuaí.....	62
4.1.2.1 – Complexo Guanhães.....	62
4.1.2.2 – Complexo Gouveia.....	63
4.1.2.3 – Complexo Porteirinha.....	64
4.1.2.4 – Complexo Mantiqueira.....	66
4.1.2.5 – Complexo Juiz de Fora.....	66
4.1.2.6 – Supergrupo Espinhaço.....	67
4.1.2.7 – Rochas Intrusivas.....	68
4.1.2.7a – Suíte Mercês.....	68
4.1.2.7b – Suíte Borrachudos.....	68
4.1.3 – Geocronologia K-Ar.....	79
4.2 – Dados Obtidos.....	82
4.2.1 – Tonalito Brasilândia.....	82
4.2.1.1 – Caracterização Petrográfica.....	82
4.2.1.2 – Geocronologia e Geologia Isotópica.....	83
4.2.2 – Granito Ataléia.....	84
4.2.2.1 – Caracterização Petrográfica.....	84
4.2.2.2 – Geocronologia e Geologia Isotópica.....	86
4.2.3 – Granito Pescador – Tonalito São Vitor – Granito Teófilo Otoni.....	86
4.2.3.1 – Caracterização Petrográfica.....	86
4.2.3.2 – Geocronologia e Geologia Isotópica.....	90
4.2.4 – Granito Wolff.....	91
4.2.4.1 – Caracterização Petrográfica.....	91
4.2.4.2 – Geocronologia e Geologia Isotópica.....	91
4.2.5 – Granito Guarataia.....	92
4.2.5.1 – Caracterização Petrográfica.....	92
4.2.5.2 – Geocronologia e Geologia Isotópica.....	92
4.2.6 – Charnockito Padre Paraíso.....	93

4.2.6.1 – Caracterização Petrográfica.....	93
4.2.6.2 – Geocronologia e Geologia Isotópica.....	94
4.2.7 – Granito Caladão.....	94
4.2.7.1 – Caracterização Petrográfica.....	94
4.2.7.2 – Geocronologia e Geologia Isotópica.....	95
4.2.8 – Aplito do Caladão.....	96
4.2.8.1 – Caracterização Petrográfica.....	96
4.2.8.2 – Geocronologia e Geologia Isotópica.....	97
4.2.9 – Grupo Rio Doce e do Grupo Macaúbas.....	97
4.2.9.1 – Caracterização Petrográfica.....	97
4.2.9.2 – Geocronologia e Geologia Isotópica.....	98
4.2.10 – Complexo Guanhães.....	99
4.2.10.1 – Caracterização Petrográfica.....	99
4.2.10.2 – Geocronologia e Geologia Isotópica.....	100

CAPÍTULO 5 – DISCUSSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS

5.1 – Síntese dos dados Apresentados.....	110
5.2 – Gráficos de Estudos Isotópicos.....	118
5.3 – Conclusões.....	125

CAPÍTULO 6 – BIBLIOGRAFIA..... 129

APÊNDICES

1 – Tabela de amostras coletadas nesse trabalho e metodologia utilizada.....	144
2 – Dados Compilados.....	147
3 – Tabela com abreviações usadas.....	157
4 – Tabela de Dados K-Ar da Compilação (a = granitos e b = infra-estrutura).....	158
5 – Tabela de Dados Rb-Sr da Compilação (a = granitos e b = infra-estrutura).....	161
6 – Tabela Sm-Nd da Compilação (a = granitos, b = infra = estrutura, c = 2 estágios).....	174
7 – Tabela de Dados Pb-Pb da Compilação (a = granitos e b = infra = estrutura).....	178
8 – Tabela de Dados U-Pb da Compilação (a = granitos e b = infra = estrutura).....	182
9 – Referências Bibliográficas das Tabelas.....	183
10 – Tabela de dados Rb-Sr das amostras desse trabalho.....	184
11 – Tabela de dados Sm-Nd das amostras desse trabalho.....	186
12 – Tabela de dados Pb-Pb das amostras desse trabalho.....	187

ANEXOS

- 1 - Mapa de Geologia Local
- 2 - Mapa de Geologia Regional

ÍNDICE DE FIGURAS

1.1 – Localização e acesso da área de estudo.....	4
1.2 – Relevo característico da região.....	5
2.1 – Distribuição do número de análises e afloramentos compilados.....	21
2.2 – Distribuição dos pontos compilados por tipo de rocha.....	21
3.1 – Mapa Geotectônico no contexto da América do Sul.....	24
3.2 – Mapa Geotectônico no contexto Brasil-África.....	24
4.1 – Diagramas Isocrônico Rb-Sr das rochas do Grupo Macaúbas.....	70
4.2 – Diagrama Isocrônico Rb-Sr das rochas do Complexo Gnáissico Kinzigítico.....	70
4.3 – Diagramas Isocrônicos Rb-Sr das rochas do Complexo Jequitinhonha.....	71
4.4 – Diagramas Isocrônicos Rb-Sr das rochas da Suíte G-1.....	71
4.5 – Diagramas Isocrônicos Rb-Sr das rochas da Suíte G-2.....	72
4.6 – Diagramas Isocrônicos Rb-Sr das rochas da Suíte G-2.....	72
4.7 – Diagramas Isocrônicos Rb-Sr das rochas da Suíte G-3I.....	73
4.8 – Diagramas Isocrônicos Rb-Sr das rochas da Suíte G-4.....	73
4.9 – Diagramas Isocrônicos Rb-Sr das rochas da Suíte G-5.....	74
4.10 – Diagramas Isocrônicos Rb-Sr das rochas do Complexo Guanhães.....	74
4.11 – Diagramas Isocrônicos Rb-Sr das rochas do Complexo Guanhães.....	75
4.12 – Diagramas Isocrônicos Rb-Sr das rochas do Complexo Guanhães.....	75
4.13 – Diagrama Isocrônico Rb-Sr das rochas do Complexo Gouveia.....	76
4.14 – Diagramas Isocrônicos Rb-Sr das rochas do Complexo Porteirinha.....	76
4.15 – Diagramas Isocrônicos Rb-Sr das rochas do Complexo Juiz de Fora.....	77
4.16 – Diagrama Isocrônico Rb-Sr das rochas do Supergrupo Espinhaço.....	77
4.17 – Diagrama Isocrônico Rb-Sr das rochas da Suíte Mercês.....	78
4.18 – Diagramas Isocrônicos Rb-Sr das rochas da Suíte Borrachudos.....	78
4.19 – Foto do granito Ataléia, afloramento MU-14.....	102
4.20 – Foto do afloramento AT-01, mostrando enclave máfico nas rochas do Gr. Ataléia.....	102
4.21 – Foto de enclave máfico no gr. Ataléia (afloramento MU-04).....	102
4.22a – Foto de xenólito do xisto (Grupo Rio Doce) no gr. Pescador (afloramento MU-12). ..	102
4.22b – Foto de xenólito do xisto (Grupo Rio Doce) no gr. Pescador (afloramento MU-14). ..	102
4.23 – Foto do afloramento MU-23, mostrando a foliação.....	102
4.24 – Foto do tonalito São Vitor (afloramento IT-16), mostrando pórfiros de anfibólio.....	103
4.25 – Foto de enclave máfico no tonalito São Vitor (afloramento IT-16).....	103
4.26 – Foto de enclave máfico no granito Teófilo Otoni (afloramento TO-02).....	103
4.27 – Foto do granito Teófilo Otoni (afloramento TO-02).....	103
4.28 – Foto do granito Teófilo Otoni (afloramento MU-16).....	103
4.29 – Foto do afloramento MU-15 (leucogranito Wolff).....	103
4.30 – Foto do leucogranito Wolff (afloramento MU-15).....	104
4.31 – Foto do aspecto do afloramento IT-15 (granito Brasilândia).....	104
4.32 – Foto do enclave do afloramento IT-15 (granito Brasilândia).....	104
4.33 – Foto do granito Guarataia.....	104
4.34 – Foto das variações do charnockito Padre Paraíso.....	104
4.35 – Foto do Morro Pedra da Boca.....	105
4.36 – Foto do granito Caladão (afloramento MU-01).....	105

4.37 – Foto do enclave máfico no granito Caladão (afloramento MU-01).....	105
4.38 – Foto do Aplito Caladão no granito Caladão (afloramento MU-10).....	105
4.39 – Foto do afloramento MU-17, mostrando fluxo magmático do granito Caladão.....	105
4.40 – Foto das variações do Aplito Caladão.....	105
4.41 – Foto dos xistos do Grupo Rio Doce (afloramento IT-06).....	106
4.42 – Foto dos xistos do Grupo Macaúbas (afloramento SM-07).....	106
4.43 – Foto do gnaiss do Complexo Guanhães (afloramento SM-10).....	106
4.44 – Foto do afloramento SM-13 (gnaiss do Complexo Guanhães).....	106
4.45 – Foto de estrutura de cavalgamento no afloramento SM-13 (Complexo Guanhães)....	107
4.46 – Foto de corpo máfico intercalado ao gnaiss do Complexo Guanhães (afl. SM-14)...	107
4.47 – Foto do afloramento GUA-01, mostrando granito com magnetita.....	107
4.48 – Foto de migmatito do Complexo Guanhães (afloramento GUA-02).....	107
4.49 – Foto de migmatito do Complexo Guanhães (afloramento GUA-04).....	107
4.50 – Diagrama Isocrônico Rb-Sr das rochas do granito Ataléia.....	108
4.51 – Diagrama Isocrônico Rb-Sr das rochas do granito Pescador.....	108
4.52 – Diagrama Isocrônico Rb-Sr das rochas do charnockito Padre Paraíso.....	109
4.53 – Diagrama Isocrônico Rb-Sr das rochas Complexo Guanhães.....	109
5.1 – Histograma geral de distribuição de idades de cada metodologia.....	114
5.2 – Histog. de distribuição de idades por metodologia, para as rochas da Infraestrutura....	115
5.3 – Histog. de distribuição de idades por metodologia, para os granitos da FA.....	116
5.4 – Quadro evolutivo das rochas da Faixa Araçuaí.....	117
5.5 – Diagrama de evolução da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, para as rochas da Infraestrutura.....	119
5.6 – Diagrama de evolução da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, para a Suíte G-1.....	119
5.7 – Diagrama de evolução da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, para a Suíte G-2.....	119
5.8 – Diagrama de evolução da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, para a Suíte G-3l.....	120
5.9 – Diagrama de evolução da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, para a Suíte G-4.....	120
5.10 – Diagrama de evolução da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, para a Suíte G-5.....	120
5.11 – Diagrama de distribuição de ϵ_{Nd}	121
5.12 – Gráfico de ϵ_{Nd} x ϵ_{Sr}	121
5.13 – Gráfico de evolução de ϵ_{Nd} no tempo.....	122
5.14 – Gráfico de plumbotectônica.....	123
5.15 – Mapa Esquemático da Faixa Araçuaí e seus Granitos.....	127
5.16 – Modelo de Evolução Tectônica.....	128

ÍNDICE DE TABELAS

3.1 – Resumo das principais nomenclaturas das unidades da Infra-estrutura.....	27
3.2 – Resumo dos dados geocronológicos do Complexo Jequitinhonha.....	28
3.3 – Resumo dos dados geocronológicos do Complexo Gnáissico Kinzigítico.....	29
3.4 – Resumo dos dados geocronológicos do Grupo Macaúbas.....	32
3.5 – Resumo dos dados geocronológicos do Grupo Rio Doce.....	33
3.6 – Resumo da nomenclatura dos corpos graníticos.....	35
3.7 – Resumo dos dados geocronológicos da Suíte G-1.....	37
3.8 – Resumo dos dados geocronológicos da Suíte G-2.....	38
3.9 – Resumo dos dados geocronológicos da Suíte G-3.....	39
3.10 – Resumo dos dados geocronológicos da Suíte G-4.....	40
3.11 – Resumo dos dados geocronológicos da Suíte G-5.....	41
3.12 – Resumo dos dados geocronológicos do Complexo Belo Horizonte.....	43
3.13 – Resumo dos dados geocronológicos do Complexo Guanhães.....	45
3.13A – Evolução das nomenclaturas dos granitos Borrachudos e Mercês.....	45
3.14 – Resumo dos dados geocronológicos do Complexo Mantiqueira.....	46
3.15 – Resumo dos dados geocronológicos do Complexo Juiz de Fora.....	47
4.1 – Dados das isócronas Rb-Sr do Complexo Gnáissico Kinzigítico.....	54
4.2 – Dados das isócronas Rb-Sr do Complexo Jequitinhonha.....	55
4.3 – Dados das isócronas Rb-Sr do Grupo Macaúbas.....	56
4.4 – Dados das isócronas Rb-Sr da Suíte G-1.....	58
4.5 – Dados das isócronas Rb-Sr da Suíte G-2.....	59
4.6 – Dados das isócronas Rb-Sr da Suíte G-3L.....	60
4.7 – Dados das isócronas Rb-Sr da Suíte G-4.....	61
4.8 – Dados das isócronas Rb-Sr da Suíte G-5.....	61
4.9 – Dados das isócronas Rb-Sr do Complexo Guanhães.....	62
4.10 – Dados das isócronas Rb-Sr do Complexo Porteirinha.....	65
4.11 – Dados das isócronas Rb-Sr do Complexo Juiz de Fora.....	67
4.12 – Dados das isócronas Rb-Sr da Suíte Borrachudos.....	69
4.13 – Dados das isócronas Rb-Sr do Complexo Guanhães deste trabalho.....	101
4.14 – Dado analítico K-Ar do Complexo Guanhães.....	101
5.1 – Quadro isotópico das rochas da infra-estrutura.....	112
5.2 – Quadro isotópico das rochas graníticas da Faixa Araçuaí.....	113

“E vi um novo céu e uma nova terra. Porque já o primeiro céu e a primeira terra passaram, e o mar já não existe.”

(Apocalipse 21, vers.1)

AGRADECIMENTOS

A realização deste trabalho só foi possível graças ao apoio e à colaboração de várias pessoas e instituições. Este é o momento solene e oportuno para manifestar-lhes a minha gratidão. Algumas participaram direta ou indiretamente durante todo o período do trabalho e outras em curtos momentos, mas não menos importantes.

Em primeiro lugar, expresso minha profunda gratidão ao Professor Dr. Wilson Teixeira por sua orientação e por dividir comigo seu conhecimento e sabedoria desde a iniciação científica. Sempre com correções necessárias e observações pertinentes, tem me ensinado muito. Do mesmo modo, expresso minha gratidão imensa ao Professor Dr. Carlos Maurício Noce, co-orientador de meu trabalho e responsável pelo fato de que a realização de minha pesquisa tenha tido por tema os granitos da Faixa Araçuaí.

A CAPES e a FAPEMIG deram-me o apoio material para realização da pesquisa e elaboração desta dissertação. Aos Institutos de Geociências da Universidade de São Paulo e da Universidade Federal de Minas Gerais devo o indispensável apoio institucional. A CPRM-MG forneceu-me os mapas utilizados nos trabalhos de campo. Expresso aqui o meu reconhecimento por esses apoios e manifesto o meu agradecimento às pessoas que nessas instituições viabilizaram o meu trabalho.

O rol das pessoas que são credoras de minha gratidão por sua generosa disponibilidade ainda é longo. Os professores Valdecir Janasi, Silvio Vlach e Gergely Szabó estiveram sempre disponíveis para ajudar nas descrições de lâminas e na troca de idéias sobre elas. Com os professores Benjamim Bley do Brito Neves, Romalino Fragoso César, Ian McReath e Colombo Tassinari muito aprendi. A professora Marly Babinski ajudou-me com explicações sobre aspectos da metodologia Pb-Pb. O professor Mario Campos Neto ajudou-me conversando comigo sobre os mapas. Os professores Rômulo Machado e Koji Kawashita emprestaram-me trabalhos não disponíveis na biblioteca. O professor Umberto Cordani cedeu-me dados de trabalho em preparação. A professora Gianna maria guarda que foi muito solícita durante o curso do Prof. Windley. O professor Antonio Carlos Pedrosa-Soares deu-me seu apoio. O professor Oswaldo Siga Jr. não só deu-me incentivo, mas passou-me

todo seu material da ainda inédita Folha Belo Horizonte, do Projeto Radambrasil, e de sua tese, desde mapas e imagens até dados inéditos.

Nesse rol incluo os funcionários do Instituto de Geociências da USP: o pessoal da portaria, da gráfica, da biblioteca, da tesouraria e da laminação. Em especial, a Nícia Maria Brandão Zalaf, a Sonia Gomes Costa Vieira e a Vera Lúcia Miranda Silva Pereira. E também a Thelma Maria Colaço, a Rita Parisi Conde e ao Pedro Carlos Poccioti, que me ajudaram na parte dos mapas. E ainda a Ana Paula Cabanal Pentagna e a Magali Poli Fernandes Rizzo, da secretaria de pós-graduação, pela eterna paciência e seriedade.

Nele não pode faltar o pessoal do CPGeo: Helen Sonoki, Liliane Petronilho, Solange Lucena de Souza, Isabel Ramos Ruiz, Valéria Cristina S. R. Santos, Walter Sproesser, Artur Takashi Onoe Décio Duarte e Vasco Antonio Pereira dos Loios. O José Elmano Gouveia, já falecido, no início da minha iniciação científica, ajudou-me muito na separação de minerais. Faço uma especial referência à Ivone Sonoki, que me ensinou pacientemente tudo que sei sobre cálculos e figuras em computadores. Juntamente com a Helen, proporcionou-me ótimos momentos, além do mais ensinando-me a levar a vida com mais tranquilidade. Especial, também, é a referência ao Kei Sato, que muito me ensinou trocando idéias comigo sobre Sm-Nd, idades modelo.

Meus colegas da pós-graduação, Lucelene Martins, Gaston Enrich, Marco Aurélio Bonfá Martin e Ossama Harara ajudaram-me na preparação das lâminas; Hércio José dos Prazeres Filho, Claudia Passarelli, Werner Weber, Maria da Gloria Motta Garcia, Mauro C. Geraldês e Gilberto Alexander Kaulfuss, colegas de geocronologia, apoiaram-me. A estagiária de iniciação científica, Érica Bolzachini, ajudou-me com as amostras do Guanhães.

Os colegas Sergio Luis Fabris de Matos, George de Barros, Alexandre Carnier Nunes da Silva, Márcia Mika Saito, Sérgio Nobuo Godoy Saito e Marcelo Monteiro da Rocha deram-me seu apoio. O colega Carlos César de Araújo deu-me ajuda constante, em especial com os mapas no Idrisi. Sérgio Vicente Liotte ajudou-me nos mapas e nas impressões.

Por fim agradeço de todo meu coração ao meu esposo Marcelo Fischer Gramani, que dividiu comigo todos esses momentos, à minha irmã Juliana Teixeira de Souza Martins e aos meus pais Heloisa e José de Souza Martins, que me colocaram no caminho da pesquisa científica.

Neste momento ritual de passagem, quero que os que me ajudaram e apoiaram, e os que me lerem, saibam que agradeço também a Deus, por estar sempre comigo.

RESUMO

A presente dissertação objetivou caracterizar, em termos isotópicos, as diferentes suítes graníticas da Faixa Araçuaí, tanto trazendo novos dados isotópicos, como fazendo um amplo levantamento dos dados existentes na literatura. O intuito é se fazer considerações sobre as possíveis rochas fontes dos granitos, entre as várias unidades do embasamento da Faixa, bem como sobre o ambiente tectônico envolvido.

As amostras obtidas, tanto dos granitos, como do embasamento foram submetidas à análises Rb-Sr, Sm-Nd, Pb-Pb e K-Ar. Os parâmetros ϵ_{Nd} , ϵ_{Sr} , razão inicial de $^{86}Sr/^{87}Sr$ e idades modelo Sm-Nd (T_{DM}), assim como descrições petrográficas, também foram empregados para se alcançar os objetivos desse trabalho.

Os resultados obtidos permitiram dividir os granitos em seis suítes de características diferentes. A suíte G-1, possui granitos tipo-I, metaluminosos, de idades entre 630 e 580 Ma, idades modelo Sm-Nd (T_{DM}) de 2,0 a 1,7 Ga e valores de ϵ_{Nd} entre -9,3 a -8,3. A suíte G-2 é composta por granitos peraluminosos, tipo-S, de idades entre 590 a 575 Ma, com idades modelo (T_{DM}) entre 1,7 e 1,85 Ga e valores de ϵ_{Nd} entre -7,4 e -8,2. A suíte G-3 possui tanto granitos tipo-I, como tipo-S, com idades entre 585 e 575 Ma, idades modelo entre 2,1 e 2,2 Ga e valores de ϵ_{Nd} entre -12,9 e -13,0. A suíte G-4 não foi trabalhada por essa dissertação, mas representam granitos tipo-S com idade por volta de 530 Ma. Na suíte G-5 estão inseridos granitos tipo-I de idades entre 520 e 505 Ma, idades modelo (T_{DM}) entre 1,48 e 1,55 Ga e valores de ϵ_{Nd} entre -6,9 e -6,7. A última suíte intrusiva da Faixa Araçuaí corresponde a granitos com idades em torno de 503 Ma, idades modelo (T_{DM}) entre 2,6 a 2,8 e valores de ϵ_{Nd} entre -23,8 a -20,8.

A principal fonte formadora dos granitos é uma rocha similar ao material do Complexo Juiz de Fora, desconsiderando a suíte G-6, que envolveu material arqueano. A maior parte das idades modelo T_{DM} obtidas não tem significado geológico indicando mistura de materiais de idades Paleoproterozóicas e Neoproterozóicas.

ABSTRACT

The objective of this dissertation is to present the results of a large bibliographic research and the results of a field work to characterize, in isotopic terms, the diversity of granitic suites of the Araçuaí Fold Belt. The aim is to analyse the granites source rocks between the various basement units, as well the tectonic environment.

The granite's samples as well the basement's ones were submitted to Rb-Sr, Sm-Nd, Pb-Pb and K-Ar analysis. The ϵ_{Nd} , ϵ_{Sr} and initial Sr ratio parameters and the Sm-Nd model ages (T_{DM}), as well petrographic description were also used to reach the objectives.

The results allowed to divide the granites into six suites with different characteristics. The G-1 suite has metaluminous I-type granites, with ages between 630 and 580 Ma, Sm-Nd model ages of 2.0 to 1.7 Ga and ϵ_{Nd} values between -9.3 and -8.3. The G-2 suite is made of peraluminous S-type granites, with ages between 590 and 575 Ma, Sm-Nd model ages of 1.7 to 1.85 Ga and ϵ_{Nd} values among -7.4 and -8.2. The G-3 suite has both I- and S-types, with ages between 585 and 575 Ma, Sm-Nd model ages among 2.1 and 2.2 Ga and ϵ_{Nd} values from -12.9 to -13.0. The G-4 suite was not studied in this work, but represent S-type granitoids of 530 Ma. The G-5 suite comprises I-type granitoids of 520 and 505 Ma, that have Sm-Nd model ages between 1.48 and 1.55 Ga and ϵ_{Nd} values from -6.9 to -6.7. The last intrusive suite of the Araçuaí Fold Belt is a granite of 503 Ma, Sm-Nd model age between 2.6 and 2.8 Ga and ϵ_{Nd} values from -23.8 to -20.8.

The principal source of the granites is a rock similar to the Juiz de Fora Complexo material, without consider the G-6 suite, that has involved arquean material. The major part of Sm-Nd model ages doesn't have geological meaning and indicates a mixture of paleoproterozoic and neoproterozoic materials.

1 – INTRODUÇÃO

1.1 – Objetivos e justificativas

Este trabalho pretende contribuir com os estudos de geologia isotópica (Sr, Nd e Pb) do nordeste do Estado de Minas Gerais, dando ênfase aos corpos graníticos neoproterozóicos, da Faixa de Dobramentos Araçuaí (Almeida, 1977), dentro do contexto do seu embasamento polimetamórfico, exposto no Bloco Guanhães (Pflug 1968). Além de reinterpretar dados isotópicos existentes, serão discutidos novos resultados isotópicos, obtidos na área escolhida, tanto em rocha total, como em minerais, principalmente com relação às metodologias Sm-Nd e Pb-Pb.

A compilação dos dados existentes abrangeu todo o entorno da área escolhida para a coleta de amostras dos granitos neoproterozóicos, o que gerou um levantamento de dados completo de toda a Faixa Araçuaí. Cerca de 600 análises isotópicas foram compiladas.

Além disso, foi feito um perfil geocronológico, na área, no qual amostras de diferentes corpos plutônicos, bem como do embasamento, foram recolhidas e analisadas isotopicamente. Os resultados dessas análises, depois de interpretados e comparados entre si, bem como integrados aos dados da compilação, permitiram a caracterização do ambiente tectônico da região, na época de formação dos corpos intrusivos. Algumas das questões a serem respondidas com esses resultados são: o que os estudos isotópicos indicam como área – fonte para os granitóides? Qual a proporção de contribuição mantélica e subducção de crosta – oceânica no processo? Qual as idades das fontes para os granitos? Como foi a evolução cronológica do arco-magmático brasileiro?

O estudo deste trabalho está centrado em análises isotópicas de granitóides, sendo esta a principal ferramenta usada para se chegar às respostas acima. Surgem, então, duas perguntas: Por que os granitos? Como os estudos isotópicos podem ajudar?

Desde o início do século, os pesquisadores vêm tentando entender a gênese dos granitos, identificar alguma ordem e agrupá-los. As primeiras classificações eram apenas descritivas, com base nas características químicas (Shand, 1943 e Lacroix, 1933). A partir da década de 70, após um mapeamento geológico detalhado de granitos (Chappell & White na Austrália, Pitcher no Peru e Donegal & Bateman nos Estados Unidos) e com a crescente influência do conceito da Tectônica Global, somada à contribuição fundamental dos avanços da geoquímica e geologia

isotópica, a classificação de granitos ganhou um enfoque genético-dinâmico (*e.g.* Pitcher, 1983, 1987, 1993, e 1995; Barbarin, 1990 e 1999).

Verificou-se que os granitos são capazes de preservar informações sobre a sua área fonte, bem como dos processos de diferenciação, por serem membros finais de muitos processos genéticos (Pitcher, 1987). Dessa forma os granitos apresentam diferentes características que podem ser potencialmente interessantes na identificação dos diversos ambientes tectônicos e “limitar a evolução e o desenvolvimento da crosta continental, durante o tempo geológico” (Barbarin, 1990).

A Tectônica Global imprime à Terra uma visão dinâmica, na qual fragmentos litosféricos em movimento propiciam o surgimento de diferentes ambientes tectônicos (*e.g.* oceânicos, de margem continental e continental). Desta forma um ambiente de margem continental deve apresentar associações de rochas e tipos graníticos diferentes dos existentes em ambiente exclusivamente oceânico. O granito gerado em arcos de ilhas oceânicas deve mostrar a participação de uma crosta menos evoluída geoquimicamente (a oceânica), com associações mineralógicas também menos evoluídas, em contraste com granitos que envolvem a participação de crosta continental (superior, intermediária, ou profunda) na sua gênese.

O conceito de evolução geoquímica é um dos preceitos mais importantes para se compreender como são usados os parâmetros que podem auxiliar na identificação de diferentes ambientes tectônicos, por meio dos granitos. Associações mineralógicas mais evoluídas geoquimicamente, apresentam maior grau de diferenciação do magma original, sendo ricas em elementos incompatíveis (raio iônico grande), como o potássio e o alumínio. Já as associações menos evoluídas são as menos diferenciadas, com composição mais similar a do magma original e rica em elementos compatíveis, como o ferro. É claro que isso tudo vai depender dos elementos presentes no magma original e da compatibilidade relativa entre eles.

Vários autores têm trabalhado com granitos, associando-os à ambientes tectônicos (Barbarin e Pitcher, entre outros) e fontes (Chappell e White, entre outros). Mas ainda é um assunto polêmico, não se tem conclusões inabaláveis, existem críticas. Segundo Cobbing (1996), essas críticas são baseadas no fato da distinção entre os granitos tipo-I e tipo-S, de Chappell & White (1974), ser fundamentada em fontes e não em ambientes tectônicos e no fato da região fonte nem sempre estar ligada a um ambiente tectônico prevalecente.

Além disso, nem todos os ambientes estão representados nas classificações apresentadas até hoje e, às vezes, o mesmo tipo de granito pode ser associado a diferentes ambientes, como é o

caso dos granitos tipo-A, que podem ser ligados tanto a ambientes anorogênicos, quanto orogênicos (Cobbing, 1996).

Outro fato que pode gerar dúvida é que os modelos propostos por Pitcher são baseados em orógenos mais recentes, mas a dinâmica do Arqueano certamente era diferente da atual: o calor interno era maior, induzindo a uma maior eficiência na criação, consumo e colisão de crosta. Nesse sentido, “cada orógeno é único” (Brito Neves, 1995), nada se repete, existem muitos cenários geológicos e detalhes sobre os granitóides e ambientes tectônicos, que ainda não foram suficientemente estudados.

A geocronologia e a geologia isotópica são também ferramentas importantes usadas, rotineiramente na tentativa de classificar granitos e, assim fazer considerações sobre sua origem, sua ambiência tectônica e sobre a história geológica. São, também, as ferramentas principais dessa dissertação.

Os resultados dessa pesquisa fazem parte de um projeto de cooperação científica entre o Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo) do Instituto de Geociências, da Universidade de São Paulo, e pesquisadores da Universidade Federal de Minas Gerais (UFMG), com financiamento da Fundação de Amparo à Pesquisa de Minas Gerais. O projeto destes pesquisadores é intitulado de “Potencial Econômico do Complexo Guanhães, Arquitetura Tectonometamórfica, sua Evolução e Relações com os Blocos Vitória e Brasília”. O Professor Dr. Carlos Maurício Noce é co-orientador dessa dissertação e a orientanda recebeu suporte financeiro da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Ensino Superior (CAPES).

Foram trabalhados quase todos os métodos geocronológicos disponíveis no CPGeo, entre eles: K-Ar, Rb-Sr, Sm-Nd e Pb-Pb. Além disso, foram efetuadas, pelo Prof. Dr. Carlos M. Noce, análises por evaporação de Pb em grãos únicos de zircão (Kober, 1986), no Laboratório de Geologia Isotópica, da Universidade Federal do Pará.

1.2 - Localização da área e acessos

A área de estudo deste trabalho se situa no sudeste do Brasil, mais precisamente no nordeste do Estado de Minas Gerais, entre os paralelos 18° 50' S e 18° 30' S e os meridianos 41° 00' W e 42° 15' W (Fig. 1.1). Nesta área foi feito um perfil que começa na cidade de

Epaminondas Otoni, próxima à divisa do Estado de Minas Gerais com os Estados da Bahia e Espírito Santo, e termina na cidade de Guanhães, próxima à Governador Valadares (Fig. 1.1).

Trata-se de um perfil de cerca de 290 km, no qual foram percorridos mais de 400 km de estradas. O acesso à área é feito pela BR-381, que liga Belo Horizonte à Governador Valadares. Para se chegar em Teófilo Otoni, utiliza-se a rodovia BR-116, que liga o sul do país com o norte, passando por Governador Valadares, Frei Inocência, e Itambacuri. De Teófilo Otoni para Epaminondas Otoni o percurso é feito pela BR-418, que chega até a costa brasileira (Fig. 1.1).

Fig. 1.1 – Mapa de localização da área e acessos.

Além do perfil realizado, para buscar outros afloramentos, foi necessário passar por vias secundárias, geralmente não pavimentadas. As outras cidades envolvidas no perfil são: Ataléia, Guarataia, Nacip Raydan, Brasilândia, Virgolândia, São José da Safira, Santa Maria do Suaçuí, São Sebastião do Maranhão, São João Evangelista e Guanhães, entre outras.

A área escolhida abrange duas macro-regiões de planejamento, definidas pela SEPLAN/MG (1994), a IX (Jequitinhonha/Mucuri) e a X (Rio Doce). A região IX corresponde à

parte nordeste da área dessa dissertação e a X à parte sudoeste. As diferenças entre as duas áreas, em termos socio-econômicos, são claramente observadas no campo. A macro-região X é mais desenvolvida, com maior produção de alimentos, maior produção industrial, mais estradas pavimentadas, enquanto que a macro-região IX é importadora de alimentos e é considerada uma das mais pobres regiões do mundo.

Pode-se observar em campo que a economia da macro-região IX é voltada para a pecuária e exploração de pedras preciosa, tendo a cidade de Teófilo Otoni como um pólo onde ocorre um amplo comércio de gemas (águas-marinhas, turmalinas e esmeraldas, entre outras) retiradas dos pegmatitos da região. Na região X além do rebanho bovino há também exploração de madeira.

O clima da região é tropical seco, tornando-se mais úmido conforme se caminha de leste para oeste, ou seja, em direção ao interior do estado. A vegetação predominante é a mata tropical, mas em algumas áreas pode-se observar árvores típicas do cerrado. Essa vegetação foi classificada como Floresta Tropical Subcaducifolia, por Jordy Filho (1987). O relevo predominante é caracterizado por morros, condicionados pelos granitos presentes, formando enormes “pães de açúcar” (Fig. 1.2). As planícies presentes são condicionadas pelos atuais rios da região. As drenagens principais da área são: rio Doce, rio Itambacuri, rio Mucuri e rio Suaçuí Grande.

Fig. 1.2 – Relevo caracterizado pelos “pães de açúcar” da região.

2 - METODOLOGIA

2.1 - Pesquisa de campo e nomenclatura de amostragem

O intuito do trabalho de campo não foi o mapeamento geológico básico, mas sim focar na coleta de amostras para os estudos isotópicos e geocronológicos. Foram realizadas duas etapas de campo, de cinco dias cada uma, a primeira aconteceu entre os dias 29 de Julho e 02 de Agosto de 1997, e a segunda entre os dias 1 e 5 de Novembro de 1997. Amostras adicionais foram coletadas pelo co-orientador deste trabalho, o professor Dr. Carlos Maurício Noce.

A base geológica utilizada, para se realizar a amostragem, retrata trabalho realizado por uma equipe de geólogos da Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, de Minas Gerais (CPRM-MG), ainda inédito e que faz parte do Programa Levantamento Geológico Básico do Brasil (PLGB). Compreende as folhas topográficas Mucuri (SE.24-V-C-V), Itambacuri (SE.24-Y-A-I) e Santa Maria do Suaçuí (SE.23-Z-B-III), na escala 1:100.000. Esse mapa é representado (anexo 1), na escala de 1:550.000 e numa integração com o mapa geológico do Estado de Minas Gerais 1:1.000.000 (Pedrosa Soares *et al.*, 1996).

Nos mais de 400 km de estradas percorridas, foram locados, por GPS, 63 pontos, com mais de 100 amostras recolhidas. Procurou-se amostrar rochas frescas (1-5 kg cada), já que, para a geocronologia, a alteração intempérica pode influenciar negativamente nos resultados. Foi dada preferência para afloramentos em pedreiras, onde é possível amostrar a mesma rocha em pontos bem distribuídos no maciço rochoso, para se obter uma variação isotópica da rocha, com a certeza de que se trata do mesmo corpo.

A nomenclatura dos pontos é composta por duas letras, seguidas por um número, sendo que as letras correspondem às duas primeiras letras do nome da folha topográfica, em que se encontra o ponto. Desta forma, os pontos da folha Mucuri são indicados pela sigla MU e ficariam MU-13, por exemplo. Sendo assim, as siglas TO seriam de Teófilo Otoni, as IT de Itambacuri, as SS de São Sebastião do Maranhão, as SM de Santa Maria do Suaçuí e GUA de Guanhães.

2.2 – Preparação das amostras

Foram escolhidas, para serem trabalhadas pelos métodos disponíveis no CPGeo, 107 das mais de 130 amostras de fragmentos de rocha recolhidas no campo, de doze corpos plutônicos diferentes e rochas do embasamento (apêndice 1). Após a seleção e corte, para a confecção de lâminas, seguiram-se os procedimentos do CPGeo para a preparação das amostras. Esses procedimentos envolvem desde o registro das amostras, até cuidadosas etapas de limpeza e descontaminação dos equipamentos utilizados.

Das 107 amostras, 99 foram britadas, quarteadas e pulverizadas abaixo de 200 mesh, obtendo-se um “pó de rocha total” (RT), que é usado nos ataques químicos pelos métodos Rb/Sr, Sm/Nd e Pb/Pb. Só não foram pulverizadas as amostras de granulometria mais grosseira, coletadas exclusivamente para separar minerais, como por exemplo os pegmatitos.

Algumas amostras utilizadas nos ataques químicos, também foram submetidas à separação de minerais: muscovita, biotita e/ou anfibólio, utilizados nas análises K-Ar e feldspato potássico, nas análises Pb-Pb.

No caso dos métodos K-Ar e Pb-Pb, segundo os procedimentos do CPGeo, após a britagem, as amostras são socadas em um pilão de ferro e peneiradas nas frações de 35-60, 60-100 e 100-150 mesh (neste caso). A granulometria normalmente usada é a 60-100 mesh, mas no caso dos feldspatos potássicos (Pb-Pb) foi utilizada a fração 100-150, pelo fato dos feldspatos serem pertíticos. A fração 35-60 foi utilizada em amostras mais grosseiras, que seriam atacadas pelo método K-Ar, para evitar a perda de Ar com o atrito, já que ele é um gás nobre e se fixa no mineral mecanicamente. Em seguida, as amostras são lavadas e os minerais são separados por diferença de susceptibilidade magnética.

A purificação dos minerais, em todos os métodos, se dá com o uso de líquidos densos e lupas. Às vezes é necessário passar pelo separador magnético novamente. Para separar a biotita, mineral placóide, os minerais são rolados em uma folha de papel sulfite ou de filtro, no qual a biotita fica retida.

Além dos minerais citados anteriormente, ainda foi separada apatita de uma amostra, que foi analisada pelo método Rb-Sr. A apatita é obtida juntamente com o zircão e a monazita, dos quais é separada pelo iodeto de metileno.

2.3 – Métodos Geocronológicos

Em 1937 foram publicadas as primeiras datações, com base no decaimento radioativo do ^{87}Rb . Em seguida vieram as metodologias K-Ar (1948), U-Pb (1955), Pb-Pb (1956), Ar-Ar (1962) e Sm-Nd (1975). Com o avanço dos conhecimentos, foi mudando o enfoque que era dado à geocronologia, principalmente no que diz respeito às interpretações das idades obtidas. A partir da década de 70 e 80 os dados isotópicos começaram a ser utilizados nas inferências sobre a gênese dos granitos, através dos parâmetros μ_1 , ϵ_{Nd} e R_i (explicados mais adiante), extraídos das metodologias Pb-Pb, Sm-Nd e Rb-Sr, respectivamente.

O cálculo das idades é feito pelo método isoétrnico (aplicado à um conjunto de dados), ou pelo método convencional, que é a simples aplicação da equação fundamental da geocronologia, em um único dado, estimando-se a razão inicial. Cada metodologia obviamente tem uma interpretação diferente, com relação à idade obtida, e peculiaridades nos cálculos, porém a complementaridade das interpretações são potencialmente interessantes, na resolução dos processos geológicos.

As razões isotópicas foram medidas em um espectrômetro de massa multicoletor do CPGeo (VG-354 ou Finnigan 262). Os cálculos envolvidos na obtenção das razões e dos parâmetros petrogenéticos foram efetuados por programas desenvolvidos pelo CPGeo. As isócronas foram calculadas utilizando-se o programa ISOPLOT (Ludwig, 1990). O erro da metodologia Pb-Pb tem nível de precisão 2σ , já as metodologias K-Ar, Rb-Sr e Sm-Nd possuem nível de precisão de 1σ .

2.3.1 - Metodologia Rb-Sr

Dois motivos principais levaram à realização de análises Rb-Sr: não existir nenhuma análise desse tipo, na área escolhida, e obter a razão inicial de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (R_i) à partir de isócronas, para se fazer considerações sobre a origem da rocha e a contaminação crustal. As idades obtidas em rocha total (RT) são interpretadas como as de cristalização da rocha, já que a esse nível ocorre rehomogeneização isotópica (Torquato & Kawashita, 1994), enquanto os minerais fornecem idades de resfriamento, semelhantemente à metodologia K-Ar.

O Rb é um metal alcalino, pertencente à família IA e tem raio iônico de 1,48Å, se comportando geoquimicamente de modo similar ao K. O Sr é um alcalino terroso, pertence à

família IIA e possui raio iônico de 1,13Å, sendo similar ao Ca. Os dois (Rb e Sr) são, portanto, de ciclos geoquímicos diferentes, o Rb é mais incompatível e tende a se concentrar mais na crosta, enquanto o Sr, mais compatível, se concentra mais no manto. Dessa forma, a razão Rb/Sr e, conseqüentemente, a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (o ^{87}Sr é fruto do decaimento radioativo do ^{87}Rb) são maiores na crosta do que no manto. Essa diferença possibilita comparar as razões iniciais da amostra (obtida com as isócronas) com os valores do manto, para qualquer tempo, e fazer considerações sobre a rocha fonte. A razão inicial do sistema é dada pelo ponto formado pela intersecção da isócrona com o eixo y ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$).

A evolução no tempo da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ no manto tem como valor inicial a razão 0,69897 (McCulloch & Black, 1984), obtida em meteoritos acondríticos basálticos (BABI). O valor da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, hoje, varia de acordo com o modelo de manto assumido e o autor. Segundo Rollinson (1994), para o reservatório terrestre (Bulk Earth), os valores variam de 0,7045 a 0,7052, para o manto empobrecido, os valores da razão podem ser 0,7026, 0,70321, ou 0,70265 e para o manto enriquecido (EMI) esse valor é 0,705. Esses dados fornecem uma curva e quanto maior é a razão inicial do sistema que gerou o granito estudado, em relação a esses valores, maior é a participação de material de nível crustal superior, na sua formação.

Outro parâmetro petrogenético usado é o ϵ_{Sr} (semelhante ao ϵ_{Nd}), que compara os valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de cada amostra com os do manto representado pelo reservatório condrítico uniforme (CHUR), em qualquer tempo. Quanto maiores os valores de ϵ , maior a contaminação crustal, no tempo estipulado. Shirey 1991, escreve que esse parâmetro não tem muita “aceitação devido à dificuldade em se definir um valor de referência de Sr, para um reservatório terrestre.” A diferença entre a razão inicial de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e o ϵ , está no fato de que o ϵ lida com uma amostra em individual e a razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ lida com um conjunto de amostras, dispostas em uma isócrona.

2.3.1.a - Ataque químico

Antes de se iniciar o ataque químico é necessário fazer uma seleção prévia das amostras, para se obter um bom espalhamento dos pontos e uma boa isócrona, e para saber qual o método de análise química que será empregado. Para tanto as amostras são submetidas à uma dosagem prévia, por análises semi-quantitativas, em aparelho de fluorescência de Raio-X. Se o teor de Rb ou Sr for menor do que 50 ppm, ou maior do que 650 ppm, a análise empregada será por diluição isotópica, caso contrário, o método é o natural. Nessa etapa foram eliminadas 70% das amostras

preparadas anteriormente e apenas 25 seguiram para o ataque químico e análise quantitativa por fluorescência de Raio-X (Apêndice 1).

Dos seis corpos escolhidos para análise Rb-Sr, apenas quatro foram submetidos ao ataque químico, os outros dois não apresentaram bom espalhamento prévio dos pontos. Duas amostras foram analisadas pelo método de diluição isotópica, uma é a apatita da amostra MU-12.2K, a única amostra mineral, e a outra é a amostra MU-09. Foi necessário atacar a apatita, porque numa primeira instância obteve-se uma isócrona com o erro da razão inicial muito alto, devido à grande distância dos pontos com relação à origem do gráfico. Sendo assim, seria necessário uma amostra com valor baixo da razão Rb/Sr, o que geralmente é alcançado na apatita. As outras amostras foram atacadas pelo método natural.

O método de diluição isotópica consiste em colocar um traçador (“spike”) de Rb e Sr, junto com a amostra. Esses traçadores têm uma concentração conhecida, o que permitirá calcular a concentração do desconhecido, em termos de razões isotópicas, através da espectrometria de massa. Segue-se, então, a rotina do laboratório químico do CPGeo. As amostras são atacadas e dissolvidas com ácido nítrico, fluorídrico e clorídrico (de acordo com os procedimentos do laboratório), para depois serem passadas nas colunas de troca catiônica, onde o Sr é separado e coletado. No caso das amostras naturais, só é coletado o Sr, pois o Rb é dado pela análise quantitativa, da fluorescência do Raio-X.

2.3.1.b - Cálculos e constantes envolvidos na metodologia

As isócronas e respectivas idades foram elaboradas e calculadas pelo programa ISOPLOT (Ludwig, 1990), desenvolvido por pesquisadores do Centro Geocronológico da Universidade de Berkeley. Esse programa leva em consideração o número de amostras por isócrona e inclui isso no cálculo do erro, o que faz com que os erros sejam maiores do que os que eram dados pelo programa anteriormente utilizados no CPGeo, o PISOG. Porém a idade é a mesma, e não deve ser desconsiderada apesar do erro ser um pouco elevado.

Além disso, o programa ISOPLOT calcula a “probabilidade de ajuste” (probabilidade do espalhamento dos pontos ser maior do que a quantidade observada para os seus dados), se esse valor for maior do que 15% o programa automaticamente calcula a isócrona segundo o modelo 1, senão o usuário pode escolher entre o modelo 1 e o 3 (Ludwig, 1999). O modelo 1 é o algoritmo original de York e considera os erros analíticos como os únicos responsáveis pelo espalhamento dos pontos. No caso do usuário aceitar o modelo 1, para probabilidades de ajuste

menores do que 15%, os erros são multiplicados pela raiz quadrada do desvio médio quadrático ponderado. O modelo 3 assume que o espalhamento ocorre devido a combinação dos erros assinalados mais uma variação uniformemente distribuída no eixo-y ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$). O modelo 2 não é aplicado para as metodologias Rb-Sr e Sm-Nd.

A constante de decaimento (λ_{Rb}) utilizada está de acordo com o publicado por Steiger & Jäger (1977) que é $1,42 \times 10^{-11}/\text{ano}$.

2.3.2) Metodologia K-Ar

O sistema K-Ar é caracterizado por um relógio cronológico sensível à temperatura (Torquato & Kawashita, 1994). A idade obtida por esse método sempre indica o último evento térmico que afetou a rocha. As idades obtidas, em diferentes minerais e diferentes rochas, ajudam a decifrar a história térmica da área.

Apenas uma amostra foi submetida à essa metodologia (Apêndice 1), mas o cenário térmico foi passível de ser reconstituído com os dados compilados. As idades apresentadas foram calculadas aplicando-se a equação fundamental da geocronologia.

Os minerais são separados em duas partes, uma é pesada e atacada no laboratório do K e a outra é pesada e fundida no laboratório do Ar, já que o K é analisado no fotômetro de chama, por via úmida e o Ar, por ser um gás, é analisado no espectrômetro de fonte gasosa (Nuclide tipo Reynolds do CPGeo).

2.3.2.a - Ataque químico

Só ocorre ataque químico na parte da amostra que vai para o laboratório de K, no qual o potássio é separado dos outros elementos constituintes dos minerais. No laboratório de Ar, a amostra é fundida integralmente, para haver liberação do gás Ar. O ataque consiste em dissolver a amostra com ácidos (sulfúrico, fluorídrico e nítrico), secar e diluir com água tridestilada. Nessa primeira etapa, a solução se encontra em meio ácido, no qual são eliminados os elementos que viram gás, como por exemplo a sílica, que se transforma em fluoreto de silício (um gás).

Na segunda etapa é necessário mudar o meio para básico, adicionando-se hidróxido e carbonato de amônia, o que provocará a formação de precipitados de Fe e Al. Filtrando-se a

amostra e eliminando o resíduo sólido, obtém-se um líquido com o potássio o sódio e o cálcio, que facilmente são identificados e contados pelo fotômetro de chamas.

b) Cálculos e constantes envolvidas

Com os valores de K e Ar obtidos separadamente (*e.g.* Amaral *et al.*, 1967), a idade é calculada aplicando-se a equação fundamental da geocronologia. Acrescidas as constantes a fórmula fica assim:

$$t = 1,804 \times 10^9 \ln \left(1 + 9,54 \frac{{}^{40}\text{Ar}^*}{{}^{40}\text{K}} \right) \text{ anos}$$

onde as constantes usadas são:

$$\lambda_e = 0,581 \times 10^{-10}/\text{ano}$$

$$\lambda_{\beta^-} = 4,962 \times 10^{-10}/\text{ano}$$

$${}^{40}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar} \text{ atmosférico} = 295,5$$

Os erros incluem as variações obtidas nas três leituras feitas (no caso do K) para uma mesma amostra, bem como erros de laboratório.

3.3) Metodologia Pb-Pb

Apenas um corpo de granito foi escolhido para ser atacado pelo método Pb/Pb. Trata-se do granito Caladão, que por ter uma granulometria grosseira, inviabilizou o estudo pelo método Rb/Sr, já que dificilmente se conseguiria um bom espalhamento na isócrona. Tendo-se a necessidade de se obter um parâmetro petrogenético, além do obtido pela metodologia Sm-Nd, e não se tendo a razão de Sr inicial, decidiu-se pela metodologia Pb/Pb.

Foram utilizados feldspatos potássicos, de duas amostras diferentes, e pó de rocha total, de três amostras distintas. O interesse não é obter uma idade e sim calcular o valor de μ_1 (*e.g.* Stacey & Kramers, 1975) e plotar os dados nos gráficos de plumbotectônica (*e.g.* Doe & Zartman, 1979). A idade do corpo foi obtida a partir de análises por evaporação de Pb em zircões, na Universidade Federal do Pará.

O valor de μ_1 , representa a razão $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ ou a razão $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, já que o ^{206}Pb é fruto do decaimento do ^{238}U . Quanto maior a razão $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$, maior a quantidade de ^{238}U presente e maior o valor de μ_1 . Esse fato pode ajudar para separarmos amostras de diferentes fontes, já que U se comporta diferentemente no manto, na crosta inferior e na superior. Amostras de rochas, cuja a fonte foi a crosta superior, serão ricas em ^{238}U , tendo valores de μ_1 maiores do que 8,0, pois o urânio é um elemento incompatível e tende a se acumular no fundido, indo para a crosta superior. A crosta inferior vai apresentar valores de μ_1 abaixo de 7,5, pois o metamorfismo de alto grau, formador de rochas granulíticas, tende a expulsar o urânio, que migra para os níveis superiores da crosta. O manto vai apresentar valores de μ_1 intermediários, entre 7,5 e 8,0.

Serão utilizados os valores das amostras individualmente, já que não se conseguiu formar uma isócrona. O índice 1 de μ , corresponde a evolução do Pb na Terra em apenas um estágio, contudo, o modelo vigente é o de Stacey & Kramers (1975), que considera a evolução da Terra em dois estágios. Por isso o valor de μ_1 não deve ser aplicado com afinco, já que pode não representar a realidade.

Os gráficos de plumbotectônica são fruto do estudo de Zartman & Doe (1981) e foram construídos empiricamente, com base em dados isotópicos e equações matemáticas desenvolvidas para gerar curvas de evolução da média de chumbo. São quatro curvas, uma para cada reservatório geológico, manto, crosta superior, crosta inferior e orógeno, que “representam os ambientes químicos necessários para produzir todos os padrões isotópicos terrestres.”

2.3.3.a - Ataque químico

No caso da metodologia Pb-Pb, também são seguidos os procedimentos do laboratório do CPGeo, sendo que o mineral é atacado diferentemente da rocha total. A rotina para os feldspatos potássicos é adaptada de Housh & Bowring (1991) e a rotina para a rocha total segue o desenvolvido pelo próprio laboratório do CPGeo.

Os feldspato potássicos são submetidos à lixiviação, ou seja, conforme o mineral vai sendo atacado por diferentes ácidos (clorídrico, nítrico e bromídrico), vão sendo obtidos diferentes lixiviados, cada um de uma parte do mineral. Normalmente se usam o terceiro e o quarto lixiviados, mas no caso do feldspato, analisado neste trabalho, usou-se apenas o lixiviado quatro (os outros tendem a dar aproximadamente resultados semelhantes, no caso do feldspato).

O ataque do pó de rocha total é feito com os mesmos ácidos, em uma bomba de vácuo, à uma temperatura de 50°C.

Ambos, mineral e rocha total, são passados em uma coluna de resina de troca aniônica, onde é separado o Pb, que será lido no espectrômetro.

2.3.3.b - Cálculos e constantes envolvidas

A idade Pb-Pb é calculada pelo método isocrônico, que não será utilizado aqui, no entanto, os parâmetros μ_1 , calculado para cada amostra em individual, serão apresentados no próximo capítulo. Segue a fórmula, bem como as constantes usadas no cálculo desse parâmetro:

$$\mu_1 = \frac{{}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb} - a_{0(\text{C.D.})}}{e^{\lambda T} - e^{\lambda t}}$$

onde,

$a_{0(\text{C.D.})} = 9,307$ (valor da composição inicial da Terra de ${}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$, medido no troilito de Canion Diablo)

T = idade da Terra (4,55Ga)

t = idade da amostra

$\lambda = 1,55125 \times 10^{-10}$ (constante de decaimento do ${}^{238}\text{U}$)

Os erros das razões correspondem à 2σ e estão em porcentagem. Os cálculos também são efetuados pelo programa Isoplot (Ludwig, 1990).

2.3.4 – Metodologia Sm-Nd

O Sm e o Nd são elementos terras raras leves (LREEs), do grupo 3B da tabela periódica, formam íons de forte carga (+3) e têm número atômico elevado (Faure, 1988). Isso faz com que eles não se difundam facilmente no estado sólido e forneçam um sistema mais estável, do que das outras metodologias. Além da idade isocrônica, que tem interpretação similar à metodologia Rb-Sr e por isso não é o alvo desse trabalho, o sistema Sm-Nd oferece a Idade Modelo e a notação ϵ_{Nd} , como instrumentos de estudo, amplamente utilizados nessa metodologia.

O parâmetro petrogenético ϵ_{Nd} , como o de Sr, compara a razão inicial ($^{143}Nd/^{144}Nd$) da amostra com a do CHUR (reservatório condritico uniforme), para indicar a fonte que gerou a rocha. O Nd é um pouco mais incompatível do que o Sm, fazendo com que haja maior concentração de Nd em relação ao Sm, em rochas mais evoluídas, ou seja na crosta. Isso implica em razões Sm/Nd menores na crosta do que no manto, e consequentemente, menores razões $^{143}Nd/^{144}Nd$, já que o ^{143}Nd é fruto do decaimento radioativo do ^{147}Sm . Se a razão da amostra, na época de cristalização da rocha, for maior do que a do manto, o valor de ϵ_{Nd} será positivo, com enriquecimento relativo em ^{147}Sm , indicando que a fonte dessa rocha seria o manto, rico nos compatíveis. Se a razão for menor, o valor de ϵ_{Nd} será negativo, com empobrecimento em ^{147}Sm , indicando fonte rica em incompatíveis, a crosta.

O comportamento geoquímico do Sm e do Nd é semelhante, sendo que o evento capaz de fracionar significativamente a razão Sm-Nd, é o processo de diferenciação manto-crosta (Sato *et al.*, 1995). É esse fato, aliado à baixa difusão desses elementos no estado sólido, que permite o cálculo da Idade Modelo, ou seja, da época aproximada em que o magma parental da rocha estudada diferenciou-se do manto, qualquer que tenha sido a história geológica posterior. A Idade Modelo consiste na época em que a razão $^{143}Nd/^{144}Nd$ da amostra é igual a do manto. Os cálculos são baseados em valores para um manto empobrecido em incompatíveis (DM, “depleted mantle”) e não terão valor algum se o manto que gerou a rocha for diferente. Alguns autores, como Zindler e Hart (1986) propõe vários tipos de manto, o que contesta os valores de Idade Modelo.

Apesar do comportamento geoquímico similar do Sm e do Nd, às vezes, durante alguns processos, pode haver fracionamento entre esses dois elementos, inviabilizando o cálculo da Idade Modelo em único estágio (Sato, 1998). Rochas enriquecidas em minerais que concentram seletivamente os terras-raras, ou fruto da mistura entre duas fontes distintas, ou ainda fruto da fusão parcial de sedimentos heterogêneos, podem dar idades-modelo sem significado geológico.

Para resolver tal problema DePaolo *et al.* (1991) desenvolveu uma fórmula para calcular a Idade Modelo em estágio duplo. A necessidade de se realizar o cálculo em estágio duplo é indicado pelo fator de fracionamento, $f_{Sm/Nd}$ que mede o grau de fracionamento de uma amostra. O valor de $f_{Sm/Nd}$ deve estar por volta de $-0,44$, ou de uma razão Sm/Nd de $0,11 \pm 0,02$, que corresponde a valores de $f_{Sm/Nd}$ entre $-0,54$ e $-0,34$, para rochas granitóides acrescidas em arcos magmáticos. Esse valor foi estimado empiricamente, avaliando-se a distribuição dos dados

existentes em histograma. Desta forma, para amostras com valores de $f_{\text{Sm/Nd}}$ fora desse intervalo, é necessário o cálculo da idade Modelo em dois estágios.

2.3.4.a - Ataque químico

Foram escolhidas 24 amostras de rocha, para serem atacadas pela metodologia Sm-Nd, representantes de todos os corpos investigados. O ataque químico também segue os procedimentos do laboratório do CPGeo. Todas as amostras eram de RT.

Depois de pesadas as amostras recebem o spike e começam a ser atacadas. A digestão química é feita com uma mistura 2:1 de ácido fluorídrico e nítrico e, posteriormente, com ácido clorídrico. Estando completamente dissolvida (atacada), a amostra tem os elementos separados com o auxílio de colunas de resina e de pó de teflon. A coluna de resina fornece, separadamente, os elementos terras-raras e Sr, entre outro que são dispensados. A segunda (pó de teflon) separa os elementos terras-raras, fornecendo separadamente o Sm e o Nd.

Todas as amostras com Nd coletado, também tiveram o Sr, para que possa ser feito o cálculo de ϵ_{Sr} e ϵ_{Nd} , para uma mesma amostra.

2.3.4.b - Cálculos e constantes envolvidas

A Idade Modelo (T_{DM}), em único estágio, e o ϵ_{Nd} são calculados por um programa do CPGeo, já a idade modelo em dois estágios é calculada por um programa desenvolvido pelo Dr. Kei Sato.

O valor de ϵ_{Nd} , para qualquer idade, é calculado segundo a fórmula:

$$\epsilon_{\text{Nd}(T)} = \epsilon_{\text{Nd}(0)} - Q f_{\text{Sm/Nd}} T \quad \text{sendo que} \quad \left| \begin{array}{l} f_{\text{Sm/Nd}} = \left(\frac{\text{Sm/Nd}_{\text{am}}}{\text{Sm/Nd}_{\text{CHUR}}} \right) - 1 \\ \epsilon_{\text{Nd}(0)} = \left(\frac{{}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd}_{(0)\text{am}}}{{}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd}_{(0)\text{CHUR}}} - 1 \right) 10000 \end{array} \right.$$

onde:

$\text{Sm/Nd}_{\text{CHUR}} (\text{hoje}) = 0,1967$ (Jacobsen e Wasseburg, 1980)

${}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd}_{(0)\text{CHUR}} = 0,512638$ (Goldstein *et al.*, 1984)

$Q = 25,09 \text{ ba}^{-1}$ (parâmetro que insere a constante de desintegração)

(0) = o tempo atual

am = amostra

T = qualquer tempo

A equação que define o parâmetro ϵ_{Nd} , para qualquer idade, é uma reta do gráfico de ϵ_{Nd} pelo tempo. O $f_{Sm/Nd}$ é o grau de fracionamento de Sm/Nd da amostra em relação ao manto CHUR e pode ser entendido graficamente como a inclinação dessa reta, já que é a constante que acompanha a variável $x(T)$ (DePaolo *et al.*, 1991). Matematicamente pode ser escrito como a derivada de ϵ_{Nd} em função do tempo (DePaolo, 1988)

$$\frac{\partial \epsilon_{Nd}}{\partial T} = Q_{Nd} f_{Sm/Nd}$$

A idade modelo T_{DM} é representada graficamente pelo ponto de intersecção da reta, que define a variação de ϵ_{Nd} no tempo, com a parábola que representa a evolução da razão $^{143}Nd/^{144}Nd$ do manto empobrecido, definida por DePaolo (1981). Matematicamente é obtida igualando-se a equação de ϵ_{Nd} , com a de evolução do manto:

$$\epsilon_{Nd(T)} = 0,25T^2 - 3T + 8,5 \quad (\text{equação de DePaolo, para evolução isotópica de Nd no manto empobrecido})$$

Esta é uma maneira simplificada de se calcular a idade modelo. Segundo Sato (1998), a diferença entre os resultados obtidos pela fórmula simplificada e a sem aproximação é pequena, não passando de aproximadamente 10 Ma para o Neoproterozóico, 15 Ma para o Paleoproterozóico e 35 Ma para o Arqueano.

O cálculo da Idade Modelo T_{DM} em dois estágios está definido por Sato (1998) e difere um pouco da proposta por DePaolo *et al.* (1991):

$$T_{DM} = \frac{1}{\lambda} \ln \left\{ 1 + \frac{^{143}Nd/^{144}Nd_{DM} - [^{143}Nd/^{144}Nd_{am} + (^{147}Sm/^{143}Nd_e - ^{147}Sm/^{143}Nd_{am})(e^{\lambda T_2} - 1)]}{^{147}Sm/^{143}Nd_{DM} - ^{147}Sm/^{143}Nd_e} \right\}$$

onde

λ = constante de decaimento

DM = valores do manto empobrecido

am = valores da amostra (hoje)

e = valores estimados, no caso 0,11

$^{147}Sm/^{143}Nd_{DM} = 0,219$

$^{143}Nd/^{144}Nd_{DM} = 0,51315$

T_2 = idade de um evento secundário, que possa ter fracionado a amostra

A idade de um evento secundário pode ser a obtida por uma isócrona Rb/Sr, ou Sm/Nd ou outros métodos.

2.3 - Confeção de mapas

2.4.1 – Mapa de Geologia Regional

O mapa de Geologia Regional representa uma área que se situa entre os paralelos 16° 00' e 20° 00' e os meridianos 39° 10' e 44° 00', e abrange aproximadamente 170.000 Km², desde a Serra do Espinhaço, em Minas Gerais, até o Oceano Atlântico, no litoral do Espírito Santo e Bahia. O mapa compreende a área de estudo, inserindo-a no contexto geológico regional, e representa as unidades pertencentes, principalmente, à Faixa de Dobramentos Araçuaí.

Para a confecção deste mapa foram usados as seguintes bases geológicas:

- a) Mapa Geológico do Estado de Minas Gerais (Pedrosa Soares *et al.*, 1994), escala 1:1.000.000, que, como o próprio nome diz, compreende apenas o Estado de Minas Gerais.
- b) Folha Rio Doce, do Projeto RADAMBRASIL (Silva *et al.*, 1987), escala 1:1.000.000, que abrange uma área entre os paralelos 16° 00' e 20° 00' e entre o meridiano 42° 00' e o limite do continente brasileiro com o Oceano Atlântico.
- c) Mapa impresso em artigo (Pedrosa-Soares *et al.*, 1999a), fruto também, de uma compilação geológica, escala 1:2.950.000 (aproximadamente). Abrange uma área entre os paralelos 15° 00' e 21° 00' e os meridianos 44° 00' e 40° 10' (aproximadamente).

Primeiramente o mapa de Pedrosa-Soares *et al.* (*op. cit.*) foi ampliado para a escala de 1:1.000.000, para que as informações ficassem na mesma escala dos outros mapas. Em seguida, foi confeccionado um mapa de compilação em folha vegetal, unindo as informações dos três mapas, mas prevalecendo as informações do mapa mais recente. A nomenclatura das unidades adotadas, nesse mapa final, também está de acordo com a divisão proposta pelo mapa citado (Pedrosa-Soares *et al.*, *op. cit.*).

Além das informações geológicas, o mapa apresenta também a localização dos pontos analisados isotopicamente e descritos na literatura, o que permitiu levar em consideração as informações de campo, para melhor definir os corpos e unidades compiladas. Sendo assim, foi possível classificar todos os afloramentos descritos, de acordo com as nomenclaturas propostas

por Pedrosa-Soares (*op. cit.*), e inseri-los no mapa final, para que a descrição dos pontos ficasse coerente com a geologia regional.

Estando pronto, o mapa vegetal de compilação foi digitalizado no programa AUTOCAD 13, e editado no programa CorelDraw 7. Tendo apenas coordenadas geodésicas, não aceitas pelo AUTOCAD, foi necessário criar uma coordenada artificial em centímetros, para permitir a calibração da mesa e digitalização sem distorção. A escala final de apresentação deste mapa é de 1:1.000.000.

Essa etapa durou todo o período da dissertação, sendo que as últimas modificações do mapa foram feitas no ano de 1999 e a colocação de pontos compilados continuou até o início do ano 2000. Dessa forma, o levantamento geocronológico abrange dados recentes.

2.4.2 - Mapa de Geologia Local

O mapa de Geologia Local, inserido no mapa de geologia regional, representa uma área entre os paralelos 17° 55' (aproximadamente) e 18° 50' e os meridianos 41° 00' e 43° 00'. Essa área tem aproximadamente 2400 km², formando três retângulos. O mapa é a junção das folhas Itambacuri, Santa Maria do Suaçuí e uma parte da Folha Mucuri, na escala 1:100.000, mapeadas por uma equipe da CPRM-MG, ainda inédito, como visto anteriormente. Além dessas folhas, ainda foram usadas partes das folhas topográficas (na mesma escala das anteriores) Teófilo Otoni, Ataléia, São Sebastião do Maranhão e Guanhães, cuja geologia foi retirada do mapa regional.

O processo de construção do mapa foi o mesmo que o utilizado para o Mapa de Geologia Regional, mas com um passo a mais. Para digitalizar o mapa no AUTOCAD é preciso “calibrar” a mesa digitalizadora, ou seja colocar as coordenadas em UTM, ou criar um outro sistema de coordenadas, para que a figura seja referenciada e permita a junção das folhas, como já foi citado anteriormente. Neste caso, optou-se por trabalhar com as coordenadas em UTM, o que facilitou a obtenção das coordenadas dos pontos amostrados. Contudo, as folhas Itambacuri, Santa Maria do Suaçuí, São Sebastião do Maranhão e Guanhães têm meridiano central diferente das folhas Mucuri, Teófilo Otoni e Ataléia, o que implica em coordenadas UTM não consecutivas. Sendo assim, esses dois conjuntos, com meridianos diferentes foram digitalizados separadamente e depois unidos. A união foi feita utilizando o programa “Idrisi 2.0 for Windows”.

Após essa junção, o mapa foi editado no programa CorelDraw 7, como o mapa de geologia regional.

2.5 - Compilação de dados Geocronológicos

Após ser definida a área de abrangência do mapa de Geologia Regional, onde estariam inseridos os pontos datados, iniciou-se a pesquisa bibliográfica de trabalhos que tivessem dados geocronológicos da área escolhida. Foram separadas algumas bibliografias iniciais, que serviram de base para a construção das tabelas, pois também representavam compilações. As informações sobre os pontos 1 a 88 estão baseadas em Siga Jr. (1986), sobre os pontos 89 a 129, em Silva *et al.* (1987) e sobre os pontos 130 a 198, em Pereira *et al.* (inédito). Toda a bibliografia original foi consultada, permitindo a correção de alguns erros e atualizações de alguns dados, segundo cálculos com novas constantes (Steiger & Jäger, 1977), principalmente das idades K-Ar publicadas antes de 1977 (*e.g.* Cordani, 1973; Herz, 1961; Herz, 1970).

Dados inéditos de relatório (Siga Jr. & Cordani, 1982) do Projeto RadamBrasil (Folha Belo Horizonte) são aqui também apresentados e discutidos de modo integrado com os dados computados e outros dados novos obtidos.

O fato da maioria dos dados ter sido processada no CPGeo, facilitou a procura, nos arquivos, dos respectivos números de separação, averiguação dos dados publicados e obtenção dos erros de cada amostra tratada, já que algumas publicações não continham essa informação. O erro das análises é fundamental para o recálculo das idades e reinterpretação da história geológica.

Deve ser comentado ainda que a qualidade das análises variou com a modernização tecnológica, nas últimas duas décadas e, portanto, obviamente será dado maior importância aos dados mais novos.

Este item trata de uma das partes mais importantes e volumosas deste trabalho. Foram compilados 256 pontos, somando mais de 570 análises químicas. As metodologias K-Ar e Rb-Sr, com maior volume de dados, tanto pelo número de pontos, quanto pelo de análises, são também as mais antigas no Brasil (Fig. 2.1).

A apresentação dos dados compilados (Apêndices 4 a 8) está dividida por unidade, para facilitar a reinterpretação. Apenas na tabela geral (Apêndice 2), onde aparecem os pontos com as unidades geológicas da referência e os métodos geocronológicos empregados, é que não há essa

separação de granitos e encaixantes. Na figura 2.2 pode-se observar a distribuição de pontos por unidades geológicas.

Os pontos 87, 178 e 180, situados fora da área de compilação, foram inseridos no mapa de geologia regional. Os outros pontos foram plotados nos locais indicados pelas referências bibliográficas.

A maior dificuldade encontrada foi com relação à nomenclatura dos diversos corpos da área. Cada autor, em diferentes épocas, coloca nomes diferentes para um mesmo corpo, tanto para os granitos, quanto para o embasamento e os metassedimentos. Isso em parte é reflexo da evolução dos conhecimentos, e em parte, fruto de um mapeamento mais ou menos detalhado. Foi feito, então todo um trabalho de atualização das nomenclaturas, baseado na descrição de campo e na evolução da informação geológica representada nos mapas. Na descrição das unidades (cap. 3), no entanto, serão comentadas apenas as nomenclaturas principais descritas na literatura.

Fig. 2.1 – Distribuição de análises e pontos compilados, por metodologia

Fig. 2.2 – Distribuição de pontos compilados, por tipo de rocha

3 – GEOLOGIA E GEOTECTÔNICA

3.1 – Arcabouço Geotectônico

No cenário geotectônico, a área de estudo se situa no leste da Plataforma Sul-Americana (Fig. 3.1), onde afloram rochas Neoproterozóicas e rochas mais antigas retrabalhadas, pertencentes à unidade geotectônica chamada de Cinturão Móvel Araçuai (Almeida, 1977). O termo Araçuai compreende todo o cinturão orogênico (ou faixa) situado entre o Cráton do São Francisco e a Costa Atlântica brasileira (Trompette, 1994), gerado durante o evento Brasileiro (650-500Ma). Trata-se de um cinturão de dobramentos e empurrões, que cavalgam sobre a porção oriental da cobertura cratônica (Pedrosa-Soares & Oliveira, 1997).

O desenvolvimento do cinturão Araçuai associa-se geneticamente à aglutinação do Supercontinente Gondwana, no Neoproterozóico Superior, resultado da colisão dos Crátons do Congo e São Francisco e o fechamento do Oceano Adamastor-Brasilide (*e.g.* Dalziel, 1997; Pedrosa-Soares *et al.*, 1999a). O Cráton do Congo e uma parte do orógeno gerado, estão, hoje, na África, onde a contra parte da FA é o Cinturão (ou Faixa) Congo-Oeste (*e.g.* Trompette, 1994; Pedrosa-Soares *et al.*, 1992; Brito-Neves & Cordani, 1991). A maior parte deste orógeno Neoproterozóico está no Brasil.

Serão tratadas neste trabalho as unidades pertencentes à Plataforma Sul-Americana, ou seja, à Faixa Araçuai (FA) e ao Cráton do São Francisco (CSF).

O limite norte da FA é o próprio CSF com as rochas apresentando vergência tectônica para este antepaís. Pedrosa-Soares & Noce (1998) definem como limite sul da Faixa Araçuai, a ponta sudeste do CSF, indicada pelo paralelo 21°S, onde ocorre uma inflexão das tendências estruturais. Ou seja, de 15°S, mais ou menos, até o paralelo 21°S, ocorre a FA, com direções estruturais NNE ou N-S, e desse paralelo para sul, ocorre o Cinturão Ribeira, com direções estruturais NE. Segundo Pedrosa-Soares e Wiedemann-Leonardos (1999), esses dois cinturões são segmentos longitudinais do mesmo sistema orogênico.

A faixa de dobramentos Araçuai apresenta vergência centrífuga das estruturas geológicas e metamorfismo centrípeto, ou seja, as vergências são em direção aos crátons, a partir do centro do orógeno, enquanto que o grau metamórfico aumenta em direção ao centro do orógeno. (Pedrosa-Soares *et al.*, 1999a)

Os sistemas orogênicos são divididos em dois domínios tectônicos, o externo (proximal) e o interno (distal) ao orógeno (e.g. Brito-Neves, 1995). Desta forma, o cinturão Araçuaí-Congo Oeste também foi dividido em domínios (Fig. 3.2) (e.g. Trompette, 1994; Siga Jr, 1986; Pedrosa-Soares *et al.*, 1999a), sendo que o interno está todo no Brasil e o externo está nos dois continentes, no Brasil e na África. Ou seja, a FA é a única que contém os dois domínios tectônicos desse orógeno e a Faixa Congo-Oeste representa apenas a parte africana do domínio externo. Ambos os domínios (interno e externo) expõem tanto as rochas do embasamento policíclico, como as supracrustais da própria FA.

O domínio externo tem, grosseiramente, a forma de um arco simétrico e fica mais próximo aos crátons. Apresenta dobras de empurrão que envolvem o embasamento Arqueano-Paleoproterozóico e as supracrustais (Uhlein & Trompette, 1997). O metamorfismo varia de xisto verde a anfibolito. Segundo Trompette (1994), “a parte externa é de largura variável e é composta por metassedimentos, que têm aumento de metamorfismo e deformação em direção ao centro do Cinturão dobrado, e por nappes compostas de embasamento policíclico.”

O domínio interno, ou central (Pedrosa-Soares *et al.*, 1996) é a área que se forma internamente ao arco do domínio externo e no qual ocorre o plutonismo granítico Neoproterozóico. Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos (1999), dividem o domínio interno em setentrional e meridional, sendo que no meridional há predominância de transcorrências e cisalhamentos, enquanto que no setentrional, de empurrões e estruturas em flor. O metamorfismo apresenta maior grau do que no domínio externo (Uhlein & Trompette, 1997). Segundo Trompette (1994), a parte axial (interna) do sistema orogênico Araçuaí-Congo-Oeste, localizada no Brasil, “consiste de metassedimentos altamente metamorfisados e granitóides e migmatitos pan-africanos (brasilianos) que, na região sul, são substituídos pelo embasamento policíclico, provavelmente por causa da alta taxa de epirogênese e erosão.”

3.2 - Geologia

O contexto geológico da FA, leste do CSF, compreende o embasamento policíclico e a faixa dobrada propriamente. A infra-estrutura policíclica engloba núcleos arqueanos e paleoproterozóicos, incluindo remanescentes de greenstone belts, bem como supracrustais paleoproterozóicas e granitos. A FA compreende as supracrustais da mesma e os granitos neoproterozóicos, como já foi dito.

Fig. 3.1 – Cenário geotectônico no contexto da Plataforma Sul-Americana

Fig. 3.2 – Contexto Geotectônico Brasil-África

Serão descritas, a seguir, as unidades representadas no mapa de Geologia Regional (Anexo 2) e, conseqüentemente, no mapa de Geologia Local (Anexo 1). As descrições e divisões geológicas seguem o proposto por Pedrosa-Soares *et al.* (1999a).

3.2.1 – Faixa de Dobramentos Araçuaí

A FA é composta por metassedimentos (supracrustais) e granitóides neoproterozóicos. A maioria dos autores considera esse orógeno exclusivamente ensialico, ou quase totalmente, pois se desenvolve sobre um antepaís Arqueano e Paleoproterozóico. Este antepaís é composto por rochas dos Complexos Guanhães, Gouveia, Porteirinha, Mantiqueira e Juiz de Fora e pelos metassedimentos do Supergrupo Espinhaço.

Porém, Pedrosa-Soares *et al.* (1990) descreveram uma associação metavulcano-sedimentar (fácies Ribeirão da Folha), interpretadas como de assoalho oceânico, com lascas de metaultramáfica, que evidenciam a presença de um substrato simático para a FA (Pedrosa-Soares & Oliveira, 1997).

3.2.1.1 – Supracrustais

As Supracrustais Neoproterozóicas de mais alto grau metamórfico são as que estão no domínio interno da FA e são denominadas de Complexos Paraíba do Sul e Jequitinhonha. Já as de grau metamórfico mais baixo, Grupos Macaúbas e Rio Doce, estão no domínio externo.

3.2.1.1a – Complexo Jequitinhonha

O Complexo Jequitinhonha (CJQ) a que se refere este trabalho está localizado na parte nordeste do mapa de geologia regional (anexo 2) e foi definido pela primeira vez por Almeida & Litwinski (1984). Siga Jr. (1986) denominou esse conjunto de Rochas Migmatíticas do Setor Oriental. Esse complexo engloba o que Pedrosa-Soares *et al.* (1994) chamaram de Complexo Jequitinhonha e parte do que chamaram de Juiz de Fora Kinzigítico. O Projeto RadamBrasil (Silva *et al.*, 1987) não separou as rochas dessa unidade das do Complexo Paraíba do Sul (item

3.2.1.1b), apenas diferenciou os xistos e quartzitos, dando o nome de Grupo Almenara. Pinto *et al.* (1997), chamam as rochas do Complexo Jequitinhonha de Complexo Gnáissico-kinzigítico, que engloba também as rochas do Complexo Paraíba do Sul. Recentemente, essas rochas foram separadas tanto do Complexo Paraíba do Sul (*e.g.* Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos, 1999; Pedrosa-Soares *et al.*, 1999a), apesar de serem consideradas estratigraficamente equivalentes (Pedrosa-Soares & Wiedemann, *op. cit.*), como do Juiz de Fora (ver resumo das nomenclaturas na tabela 3.1).

As rochas desse complexo consistem de kinzigitos, biotita gnaisses com granada, sillimanita, cordierita e grafite em quantidade variáveis, intercalados com gnaisses ricos em grafite e algum quartzito, leptinito e granulito cálcio-silicático. Essas seqüências são interpretadas como pelitos marinhos (de arcósios a grauvas) junto com pelitos carbonáceos, depositados como lama preta em ambiente sob condições redutoras (Pedrosa-Soares e Wiedemann-Leonardos, *op. cit.*).

Estruturalmente predominam as direções NE, com mergulho alto para SE (Silva *et al.*, 1987); mas ocorrem também feições N-S e NNW. No setor mais oriental dessa unidade aparecem, bastante evidentes, direções NW com mergulho para SW (Siga Jr, 1986). Dobras isoclinais geram uma foliação paralela ao acamamento inicial, correspondendo à primeira fase de deformação (Silva *et al.*, 1987). Posteriormente ocorrem dobramentos que variam de aberto a fechado, gerando uma foliação plano-axial.

Os dados geocronológicos existentes (Tabela 3.2), em especial as idades modelo Sm-Nd T_{DM} entre 1.3 e 1.7 Ga (Sato, 1998; Celino, 1999), indicam uma mistura de fontes Paleoproterozóicas e mais jovens (Pedrosa-Soares e Wiedemann-Leonardos, 1999). As idades Rb-Sr e K-Ar entre 640 e 590 Ma (Siga Jr. 1986; Litwinski, 1985; Cordani, 1973; Brito Neves *et al.*, 1980) retratam o envolvimento da FA na deformação e metamorfismo brasileiro. As razões iniciais de Sr indicam retrabalhamento de rocha crustal. Existe um dado U-Pb (Siga Jr, *op. cit.*), em zircão dos gnaisses kinzigíticos, cuja idade é de 590 ± 28 Ma, interpretada como a época em que ocorreu a formação da principal paragênese dessa rocha e dos zircões.

TABELA 3.1 – Resumo das principais nomenclaturas das rochas da infra-estrutura e supracrustais da Faixa Araçuaí

Este Trabalho	Machado Filho <i>et al.</i> 1983	Almeida & Litwinski 1984	Silva <i>et al.</i> 1987	Pedrosa-Soares <i>et al.</i> 1994	Pinto <i>et al.</i> 1997	Pedrosa-Soares <i>et al.</i> 1999
C. Caraíba-Paramirim		rochas Pré-ε do embasamento da FA				
C. Porteirinha		C. Gnáissico-granítico		C. Porteirinha		C. TTG + metas. Arqueanos
C. Belo Horizonte	C. Divinópolis			C. Belo Horizonte		
C. Gouveia				C. Gouveia		
C. Guanhães	C. Barbacena			C. Guanhães	Núcleo de Guanhães (C. Basal)	
C. Mantiqueira	Gns Piedade		Gnaiss Piedade	C. Mantiqueira	C. Mantiqueira	
				Rio Doce (parte)		
C. Juiz de Fora	C. Juiz de Fora	C. Juiz de Fora	JF	JFC		C. Juiz de Fora
			C. Pocrane			
C. Gnáissico-Kinzigitico	Gns Eugenópolis	C. Jequitinhonha	CPS	CP	JFK	C. Paraíba do Sul
	Grp. Itava					
	CPS					
C. Jequitinhonha			CPS	Grp. Almenara		C. Jequitinhonha
					CJ	
Grp. Rio Doce	CP	granitóides	CPS	Grp. Rio Doce	Grp. Rio Doce	Grp. Rio Doce
			CP			
Grp. Macaúbas		Grp. Macaúbas	Grp. Macaúbas			Grp. Macaúbas
			parte Gns Piedade			
Gr. Bambuí	Grp. Bambuí ou SGr. Paraopeba			Grp. Macaúbas	Grp. Macaúbas	
				Grp. Bambuí		cobertura sedimentar cratônica

C = Complexo; Grp = Grupo; SGr = Supergrupo; gns = gnaiss; CP = Complexo Pocrane; CPS = Complexo Paraíba do Sul

JF = Juiz de Fora (C = charnockítico e K = kinzigítico); CJ = Complexo Jequitinhonha; Pré-ε = Pré-Cambriano.

Tabela 3.2 – Resumo dos dados geocronológicos do Complexo Jequitinhonha

rocha	Rb-Sr	Ri	K-Ar	Sm-Nd (T_{DM})	U-Pb
gnaisse	590±35 Ma (6)	0,709	de 470±31 a 543±22 Ma	1,3 a 1,7 Ga (*)	590±28 (2)
	640±45 Ma (7)	0,707	(2, 6, 8)		
	586±13 Ma (2)	0,7184			
	640±70 Ma (6)	0,717			
Kinzigito			de 477±30 a 539±66 Ma (8)		
xisto			de 550±34 a 695±40 Ma (8)		

(2) Siga Jr., 1986; (6) Litwinski, 1985; (7) Silva *et al.*, 1987; (8) Cordani, 1973; * = referências no texto

3.2.1.1b – Complexo Gnáissico Kinzigítico

O complexo Gnáissico Kinzigítico se situa na extremidade setentrional do mapa de Geologia Regional (Anexo 2), próximo à costa Atlântica. Inicialmente essas rochas eram inseridas no contexto do Complexo Paraíba do Sul (*e.g.* Machado Filho *et al.*, 1983; Silva *et al.*, 1987) e, posteriormente, Pedrosa Soares *et al.* (1994) chamaram essa unidade de kinzigitos do Complexo Juiz de Fora. O problema é que essas rochas não se encaixam na definição do Complexo Paraíba do Sul (Ebert, 1968), nem na do Complexo Juiz de Fora, que seriam rochas mais antigas e ortoderivadas. Por se tratar de um grande pacote de rochas paraderivadas, de idade Neoproterozóica, optou-se por chamá-las de Complexo Gnáissico Kinzigítico, em conformidade com Pinto *et al.* (1997) (ver Tabela 3.1).

Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos (1999), consideram o Complexo Gnáissico Kinzigítico uma seqüência de margem passiva Neoproterozóica, estratigraficamente equivalente ao Complexo Jequitinhonha (item 3.2.1.1a).

Segundo Pinto *et al.* (1997), as rochas gnáissicas kinzigíticas apresentam foliações orientadas a NE, com mergulhos variando entre 45° e 75° para SE. As foliações são dadas pelo bandamento gnáissico-migmatítico, que é afetado por esforços compressivos, evidenciados por dobras fechadas (Silva *et al.*, 1987). Há também dobras com padrão em laço, o que evidencia redobramentos (Pinto *et al.*, 1997), com eixos paralelos (Hasui & Costa, 1992). A lineação mineral também está orientada a NE. Alguns autores defendem a existência de uma deformação anterior a essa que gera o bandamento gnáissico (*in* Machado Filho *et al.*, 1983), mas ainda não está claro se essas deformações são anteriores ao Brasileiro, ou se estariam afetadas por uma etapa tardi-brasiliana (Pinto *et al.*, 1997).

O Complexo Gnáissico Kinzigítico corresponde a gnaisses kinzigíticos bandados ou migmatizados, na verdade a rochas sedimentares metamorfisadas no fácies anfibolito alto a granulito. Pedrosa-Soares *et al.* (1999a) dividem essas rochas em duas unidades: uma em que domina o fácies anfibolito, e inclui gnaisses, kinzigitos, gnaisses ou xistos ricos em grafite, sillimanita-quartzito granulito calcio-silicático paraderivado, leptinito, mármore calcíticos e dolomíticos e ortoanfibolitos (ambiente redutor, pela presença de enxofre e grafite nos mármore); e outra onde domina o fácies granulito. Esta contém granulitos charno-enderbíticos, localmente com granada, ou intercalados com gnaisses com porfiroblastos de feldspato e granulito calcio-silicático, gnaisses anfibolíticos, leptinito e gnaisses com granada, sillimanita e cordierita.

Pedrosa-Soares *et al.* (1999a), atribuem ao Complexo Gnáissico Kinzigítico dois ambientes marinhos: o primeiro seria proximal, com grande contribuição de material siliciclástico intercalado com carbonatos; o segundo seria distal pelítico, representando predominantemente por gnaisses peraluminosos com camadas ricas em grafite e lentes cálcio-silicáticas, variando para ambiente marinho profundo com contribuições vulcânicas (ocorrências de ortoanfibolitos e leptinitos, intercalados com os kinzigitos).

Existem poucos dados geocronológicos nessa unidade, na área de estudo. As idades Rb-Sr são da ordem de 510 Ma mais ou menos, indicando o metamorfismo durante o Brasileiro de rochas prévias. Dados K-Ar entre 460 e 600 Ma sinalizam novamente o envolvimento com a orogênese brasileira. Segundo Sato (1998), existem ainda duas idades modelo Sm-Nd T_{DM} uma por volta de 1.4 Ga e outra de 1.8 Ga, em paragneisses, situados fora do mapa de compilação, próximos à cidade de Vitória. Existem algumas idades Rb-Sr (Cordani *et al.*, 1973) e U-Pb (Delhal *et al.*, 1969), atribuídas ao Complexo Paraíba do Sul, mas que são geograficamente e geologicamente mais condizentes com o contexto atual do Complexo Juiz de Fora (Tabela 3.3).

Tabela 3.3 – Resumo dos dados geocronológicos do Complexo Gnáissico Kinzigítico

rocha	Rb-Sr	Ri	K-Ar	Sm-Nd (T_{DM})
gnaisse	507±30 Ma (7)	0,7137	de 457±7 a 602±8 Ma (8)	1,3 e 1,79 Ga (27)

(7) Silva *et al.*, 1987; (8) Cordani, 1973; (27) Sato, 1998

3.2.1.1c – Grupo Macaúbas

O Grupo Macaúbas ocupa a parte central do mapa de geologia regional (Anexo 2). A subdivisão desse Grupo varia de autor para autor. Segundo a subdivisão proposta por Pedrosa-Soares *et al.* (1999a), essa unidade é dividida em um subgrupo proximal e um distal. Esses subgrupos englobam todas as unidades propostas na divisão estratigráfica de Noce *et al.* (1997), com exceção da Formação Capelinha (ver adiante). Ocorre ainda uma unidade correlata à porção distal, chamada de Grupo Dom Silvério (Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos, 1999).

Estruturalmente, as rochas do grupo Macaúbas possuem direções preferenciais NE, sendo ainda observada uma deformação posterior, gerando uma clivagem de crenulação NNW-NE (Siga Jr, 1986).

A unidade proximal do Grupo Macaúbas é composta por depósitos pré-glaciais e glaciais. A seqüência pré-glacial marca o estágio de rift continental da bacia Macaúbas e é representada por quartzitos, filitos, metaconglomerados, metassiltitos e metadolomitos, das Formações Peixe Bravo, Duas barras e Domingas, depositados em ambiente que varia de fluvial a marinho raso. A seqüência glacial, consiste de metadiamicictitos, quartzitos e filitos, da Formação Serra do Catuni, que representa um depósito glacio-litorâneo. Ocorrem ainda as rochas das Formações Nova Aurora e Chapada do Acauã, caracterizadas por metadiamicictitos interdigitados por quartzitos e raros filitos, ricos em hematitas (formações ferríferas sedimentares), e ritmitos de quartzitos e metapelitos. Essa seqüência foi depositada por corridas de detritos e turbiditos, caracterizando uma seqüência glacio-marinha extensiva e marcando a transição de um estágio de rift para margem passiva. (Noce *et al.*, 1997).

Na unidade proximal o metamorfismo grada de fácies xisto verde baixo para alto. Idades U-Pb em zircões detríticos, dos diamicictitos dessa unidade proximal (Formação Serra do Catuni, antiga Formação Terra Branca), limitam a idade máxima da sedimentação glacio-marinha por volta de 950 Ma e também indicam fontes arqueanas e paleoproterozóicas (Pedrosa-Soares *et al.*, 1999b).

A unidade distal do Grupo Macaúbas, denominada de Formação Salinas, é caracterizada por sedimentação de margem passiva, que representa uma seqüência de transgressão, depositada depois do final da glaciação. Essa Formação inclui duas unidades: uma turbidítica de mar profundo com areia e lama, composta por monótona sucessão de quartzo-mica xisto, com intercalações de metagrauvacas, rochas cálcio-silicáticas, metaconglomerados e xistos grafitosos; a outra é uma unidade vulcano-sedimentar distal, chamada de Fácies Ribeirão da Folha, que

inclui pelitos de mar profundo metamorfisados, metacherts, sulfetos maciços, formações bandada de ferro e ortoanfibolitos correspondendo a basaltos de fundo oceânico.

O metamorfismo grada de fácies anfibolito baixo a intermediário. A idade Sm-Nd isocrônica (em rocha total) obtida nos ortoanfibolitos, da Fácies Ribeirão da Folha, é 816 ± 72 Ma (Tabela 3.4) (Pedrosa-Soares *et al.*, 1992). Idades Modelo Sm-Nd T_{DM} (em rocha total), calculadas para os orto-anfibolitos e metaultramáficas da Formação Salinas, variam entre 0,97 a 1,85 Ga, com $\epsilon_{Nd(816Ma)}$ positivos de 3,4 a 5,0 (Tabela 3.4).

O Grupo Dom Silvério, na concepção de Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos (1999) e Pedrosa-Soares *et al.* (1999a), representaria um ramo meridional da Formação Salinas. Essa interpretação é apoiada pelo padrão de anomalia magnética que é contínuo entre essas duas unidades, conforme o mapa proposto por esses autores, colocando ambas as unidades sob mesma simbologia. No Grupo Dom Silvério, como na Formação Salinas, ocorrem quartzo-mica xistos, quartzitos ferruginosos, xistos grafitosos e rochas metabásicas e metaultrabásicas (Machado Filho, *et al.*, 1983), caracterizando similarmente o ambiente distal, com possível representação de unidades de fundo oceânico. Os xistos pelíticos indicaram idade Sm-Nd (isócrona mineral) de 549 Ma (Brueckner *et al.*, 1998), ratificando o metamorfismo regional brasileiro. A idade modelo T_{DM} (Sm-Nd), em rocha total, para esse mesmo xisto, é de 2,2 Ga, sugerindo uma fonte Paleoproterozóica para os sedimentos (Brueckner *et al.*, *op. cit.*) (Tabela 3.4).

A Formação Capelinha é composta por uma unidade inferior, formada por uma sucessão de xistos e quartzitos, com algum xisto grafitoso, e uma superior, formada por quartzitos (Grossi Sad, *et al.*, 1993). Corresponde a um ambiente marinho plataformar, com áreas confinadas, onde se acumularam os protólitos orgânicos dos xistos grafitosos.

Segundo Grossi Sad *et al.* (*op. cit.*), a Formação Capelinha corresponde à unidade superior do Grupo Macaúbas, mas muitos autores (Noce *et al.*, 1997; Pedrosa-Soares & Oliveira, 1997) preferem separá-la desse grupo, pois possuem polaridade sedimentar distinta. Além disso, os quartzitos da Formação Capelinha, característicos de mar raso, repousam sobre as associações vulcano-sedimentares da Formação Salinas, onde deveriam aparecer sedimentos distais (Noce *et al.*, 1997). As duas unidades são metamorfisadas no fácies anfibolito.

Segundo Pedrosa-Soares (1995), a Formação Capelinha representa o estágio inicial de fechamento da bacia Araçuaí, quando ocorre a formação de um prisma acrescionário. Esse prisma recebeu sedimentos da placa cavalgante (Bloco Guanhães ou Cráton do Congo) e não do setor oriental do CSF (Pedrosa-Soares & Oliveira, 1997).

Diques pegmatíticos dos metassedimentos Salinas, com 470-500 Ma, simbolizam a época pós-tectônica. Existem também idades U-Pb (906 ± 2 Ma) e Sm-Nd (idade modelo entre 1,55 e 1,63 Ga) em metabásicas relacionadas ao início da deposição do grupo Macaúbas (Tabela 3.4).

Tabela 3.4 – Resumo dos dados geocronológicos do Grupo Macaúbas

unidades	Rb-Sr	Ri	K-Ar	Sm-Nd (isocr.)	Sm-Nd (T_{DM})	U-Pb
Proximal			545 ± 25 Ma (2)			950-1000 Ma 2066 Ma 2744 Ma (36)
Salinas	660 ± 60 Ma (5) 630 ± 30 Ma (2)	0,7130 0,7086	$477 \pm 1/540 \pm 16$ Ma (2) e (1)	816 Ma (RT) (28)	0,97 a 1,85 Ga (28)	
Dom Silvério				549 Ma (min.)*	2,2 Ga*	
pegm. (5)			$474 \pm 18/498 \pm 12$ Ma			
metadiabásio						906 ± 2 Ma (33)
metagabro					1,55 a 1,63 Ga (23)	

(1) Isotta, inédito; (2) Siga Jr., 1986; (5) Silva Sá, 1977; (23) Dussin T., 1994; (28) Pedrosa-Soares *et al.*, 1992; (33) Abreu, 1991; (36) Pedros-Soares *et al.*, 1999b; * Brueckner *et al.*, 1998.

abreviações no Apêndice 3

3.2.1.1d – Grupo Rio Doce

O Grupo Rio Doce na concepção deste trabalho expõe-se na parte centro-sul do mapa (Anexo 2). Essa unidade, primeiramente descrita por Barbosa *et al.* (1966), no médio Rio Doce, inclui parte do que Silva *et al.* (1987) chamaram de Gnaiss Piedade e parte do Complexo Pocrane. Pedrosa-Soares *et al.* (1994), por suas vezes, incluíram as rochas do grupo Rio Doce nos gnaisses e anatexitos da Formação Salinas (Tabela 3.1).

Apesar de estar subdividido em duas formações (São Tomé e Tumiritinga), optou-se por não separá-las no mapa de compilação, por questão de simplificação. No geral o Grupo Rio Doce é composto por quartzo-mica-xistos, gnaisses, quartzitos, cálcio-silicáticas e anfibolitos, sendo que a Formação São Tomé (inferior) compreende quartzitos, xistos e cálcio-silicáticas e a Formação Tumiritinga (superior), compreende principalmente biotita xistos e gnaisses (Pinto *et al.*, 1997).

O metamorfismo varia de fácies xisto-verde a anfibolito, mas mesmo assim é possível reconhecer feições turbidíticas (Pedrosa-Soares *et al.*, 1999a). Segundo Pedrosa-Soares e Wiedemann-Leonardos (1999), o Grupo Rio Doce é correlato à Formações Salinas e Capelinha.

Não há dados geocronológicos nas rochas do grupo Rio Doce, na área de compilação e sendo essa nomenclatura pouco utilizada entre os pesquisadores da região sul de Minas Gerais, a compilação geocronológica fora da área do presente trabalho foi dificultada. Existem dados K-Ar (Machado Filho *et al.*, 1983), em quartzito e gnaiss do Complexo Pocrane (Tabela 3.5), que podem ser interpretados como do Grupo Rio Doce, pela localização desses pontos no mapa de Pedrosa-Soares *et al.* (1999a). Esses dados indicam idades entre 420 e 620 Ma. Da mesma forma, metabásicas, antes pertencentes ao Complexo Juiz de Fora, foram inseridas no contexto do Grupo Rio Doce e mostram idades K-Ar (Machado Filho *et al.*, 1983) que variam desde 462 ± 23 Ma (em biotitas), até 1570 ± 80 Ma (em anfibólios), passando por idades intermediárias de 788 ± 38 Ma (em plagioclásio). Possivelmente retratam diferentes estágios de incorporação de argônio em excesso.

Estruturalmente, as foliações impressas no Grupo Rio Doce variam de direções N-S, para NE (Pinto *et al.*, 1997). As direções das lineações minerais variam de SE a NE, sendo quase E-W. Além disso, ocorrem também feições que indicam dobras em bainha (Pinto *et al.*, *op. cit.*).

Tabela 3.5 – Resumo dos dados geocronológicos do Grupo Rio Doce

rochas	K-Ar
quartzitos	entre 420 e 620 Ma
metabásicas	462 ± 23 Ma (em biotita) 788 ± 38 (em plagioclásio) 1570 ± 80 (em anfibólio)

(dados de Machado Filho *et al.*, 1983)

3.2.1.1e – Grupo Bambuí

Alguns autores (*e.g.* Babinski *et al.*, 1999) consideram o Grupo Bambuí, juntamente com o Grupo Macaúbas, formadores do Supergrupo São Francisco. Outro autores (*e.g.* Pedrosa Soares *et al.*, 1999a), só chamam de cobertura sedimentar cratônica (Tabela 3.1). Essa unidade aparece muito subordinadamente no mapa de geologia regional (Anexo 2).

As rochas que caracterizam esse grupo são sedimentos que formam a cobertura Neoproterozóica do Cráton do São Francisco. A sedimentação se inicia com a deposição de diamictitos e tilitos e passa à arenitos calcários, dolomitos, siltitos, argilitos, folhelhos e margas. Os diamictitos seriam restos de depósito das geleiras Neoproterozóicas, dispersos em vales do paleocontinente e posteriormente recobertos pela sedimentação do mar epicontinental Bambuí (Pedrosa-Soares *et al.*, 1994).

Segundo Trompette (1994), a idade de deposição do Supergrupo São Francisco deve ser mais antiga do que 695 ± 12 Ma (Rb-Sr em rocha total), idade atribuída à primeira diagênese (Thomaz e Bonhomme, 1979). A metodologia Pb-Pb em rochas carbonáticas oferece uma isócrona em rocha total de 686 ± 69 Ma (Babinski *et al.*, 1999), interpretada como a idade mínima de deposição. Nesse mesmo trabalho, Babinski *et al.* (1999) mostram outras idades que sugerem uma deposição mais antiga, para esses carbonatos, entre 1050 e 900 Ma. Esse intervalo está de acordo com os valores apresentados para a deposição do Supergrupo Una, equivalente do São Francisco no Estado da Bahia, por Trompette (1994).

Babinski *et al.* (*op. cit.*) também corroboram com a possibilidade da deposição da base do grupo Bambuí ter iniciado por volta de 900 Ma ou 780 Ma, pois colocam que o empobrecimento em ^{13}C , nos carbonatos do grupo Bambuí, indicariam que a deposição ocorreu durante ou logo após um evento glacial.

Foram encontrados apenas dois afloramentos referentes ao grupo Bambuí, na área de compilação, que são correspondentes aos pontos 178 e 262. Os dois conjuntos de amostras compilados não forneceram nenhuma idade, apesar de terem sido analisados pela metodologia Pb-Pb, e por isso não serão discutidos neste trabalho (capítulo 4).

3.2.1.1f – Suíte Fundão

São diabásios que ocorrem como diques, na parte sudoeste do mapa de compilação (anexo 2). Há apenas idades K-Ar, em plagioclásio, de 174 ± 6 Ma, e em rocha total, de 172 ± 8 Ma. Essas idades são as mais novas apresentadas e estão relacionadas ao quebraamento do Gondwana.

3.2.1.2 – Rochas Granitóides

Os granitos Neoproterozóicos da FA têm sido amplamente estudados, com o intuito de se reconstruir as etapas magmáticas da orogenia Brasileira. Por meio de mapeamentos de detalhe, apoiados por idades U/Pb e Pb/Pb, cinco suítes graníticas (de G-1 a G-5) foram identificadas (*e.g.* Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos, 1999; Pedrosa-Soares *et al.*, 1999a; Pedrosa-Soares *et al.*, 1997; Noce *et al.*, 1999).

O mapa apresentado no anexo 2 adota essa nomenclatura para os granitos, em conformidade com a cartografia proposta por Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos (1999) e Pedrosa-Soares *et al.* (1999a). A descrição detalhada dos corpos será feita no capítulo 4, no qual se encontram os dados referentes aos trabalhos desenvolvidos nessa dissertação.

Tectonicamente as suítes G-1 e G-2 são relacionadas ao estágio pré a sin-colisional (625-575 Ma) da FA, enquanto que a suíte G-3 é associada ao estágio tardi a pós colisional (575-560 Ma), acompanhando o relaxamento do encurtamento crustal (Pedrosa-Soares *et al.*, 1999a). As suítes G-4 e G-5 associam-se à fase final do colapso orogênico da FA. Essa fase final marca o reinício dos episódios magmáticos, após um período de quietude da atividade magmática, durante um período de relaxamento tectônico por todo o cinturão, que durou de 560 Ma até 535 Ma (Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos, 1999).

A tabela 3.6 sumaria a terminologia mais recente aplicada aos granitos da FA.

Tabela 3.6 – Evolução das nomenclaturas dos granitos

Este trabalho	Pedrosa-Soares <i>et al.</i> 1994	Pedrosa-Soares <i>et al.</i> 1999	Diversos
Suíte G-1	Granitóides sin-tectônicos γ 1	Suíte G-1: Galiléia, São Vitor, Brasilândia, Pescador, Guarataia, Estrela-Muniz Freire	Suíte Galiléia (Nalini, 1997)
Suíte G-2	Gr Urucum γ U	Suíte G-2: Buranhém, Montanha, Nanuque, São Paulinho, Urucum e Ataléia	Suíte Urucum (Nalini, 1997)
Suíte G-3-S		Almenara e Wolff	
Suíte G-3-I	Gr. Sin-tectônicos γ 1	Suíte G-3-I: Itagimirim, Guaratinga, Lagoa Preta, Rubim, Salomão e Sto. Antonio do Jacinto	
Suíte G-4	granitos tardi a pós tectônicos γ	Suíte G-4: Cel. Murta, Itaporé, Mangabeiras, e Sta. Rosa	
Suíte G-5	granitóides sin-tectônicos	Suíte G-5: Suíte Aimorés, Caladão, Pe. Paraíso, Pedra Azul e Sta. Angélica	Suíte Aimorés e Suíte Santa Angélica (Machado Filho <i>et al.</i> , 1983)

3.2.1.2a – Suíte G-1

Segundo Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos (1999), os corpos dessa suíte recebem localmente os nomes de Brasilândia, Estrela-Muniz Freire, Galiléia, Guarataia, Pescador e São Vitor (Tabela 3.6). Trata-se de corpos batolíticos de granodioritos e tonalitos foliados. Em alguns corpos, há evidência de migmatização (Nalini, 1997). O granito Pescador possui xenólitos de supracrustais do Grupo Rio Doce. Em alguns afloramentos do granito Brasilândia aparecem feições de magma “mingling”, evidenciando a natureza crustal híbrida desses corpos.

Geoquimicamente, essas rochas são formadas por magmas cálcio-alcálicos e metaluminosos à levemente peraluminosos, gerados em ambiente de arco-vulcânico (Pedrosa-Soares *et al.*, 1999a). Noce *et al.* (1999) inferem que esses corpos são granitos tipo-I, pré a sintectônicos.

Idades U/Pb em zircões, para os plútons Estrela-Muniz Freire e Galiléia (Söllner *et al.*, 1991; Nalini, 1997), respectivamente são $580 \pm 20/-6$ Ma e 594 ± 6 Ma. Idades Pb-Pb (Noce *et al.*, 1999), por evaporação de zircões, foram obtidas nos plútons Brasilândia, São Vitor e Guarataia, como subsídio para os estudos nessa dissertação, dando valores de 595 ± 3 Ma, 576 ± 5 Ma e 575 ± 2 Ma, respectivamente. O plúton de Pescador foi datado pela mesma metodologia e forneceu idade de 576 ± 4 Ma (Noce, comunicação escrita). Paes *et al.*, (1999) fornecem idade Pb-Pb em zircões, para um plúton perto de Alvarenga (Minas Gerais), cujo valor é 625 ± 11 Ma. As idades modelo Sm-Nd T_{DM} , para os plútons da Suíte Galiléia, variam entre 1,8 e 3,0 Ga e os valores de $\epsilon_{Nd(t=600Ma)}$ variam entre -9,3 a -8,3. O conjunto das idades é apresentada na tabela 3.7. Os valores de idade modelo são os apresentados nas referências, sem a correção dos valores de $f_{Sm/Nd}$, necessária em alguns casos. Os valores corrigidos serão apresentados no próximo capítulo.

Tabela 3.7 – Resumo dos dados geocronológicos da Suíte G-1

corpos	K-Ar (Ma) (8 e 13)	Pb-Pb (Ma)	Sm-Nd ($\epsilon_{Nd} - t=600\text{Ma}$)	Sm-Nd (T_{DM})	U-Pb (Ma)
Galiléia	450 $\pm$ 13 a 582 $\pm$ 17		-9,3 a -8,3 (31)	3,0 a 1,8 Ga (31)	594 $\pm$ 6 (31)
Estrela-Muniz					580 $\pm$ 20/-8*
Brasilândia		595 $\pm$ 3 (39)			
São Vitor		576 $\pm$ 5 (39)			
Pescador		576 $\pm$ 4 *			
Guarataia		575 $\pm$ 2(39)			
Alvarenga		625 $\pm$ 11*			

(8) Cordani, 1973; (13) Gerken, inédito; (31) Nalini Jr., 1997; (39) Noce *et al.*, 1999; * referência no texto

3.2.1.2b – Suíte G-2

Segundo Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos (1999), localmente os corpos desta suíte recebem diferentes nomes como: Buranhém, Iriri, Montanha, Nanuque, São Paulinho, Urucum, Itaobim, Novo Cruzeiro- Itaipé, Jequitinhonha, Águas Formosas, Medeiros Neto e Ataléia (Tabela 3.6).

Essa suíte compreende corpos batolíticos de biotita granitóides com granada, tectonicamente foliados, com características geoquímicas de rochas sub-alcalinas a alcalinas e peraluminosas. Trata-se de granitos do tipo-S, cujo contato com as encaixantes varia de intrusivo e discordante a gradacional, ocorrendo em contexto sin-tectônico (Pedrosa-Soares *et al.*, 1999a).

Alguns desses plútons só possuem idades Rb-Sr e K-Ar, como é o caso dos corpos de Itaobim, Novo Cruzeiro-Itaipé, Jequitinhonha, Águas Formosas e Medeiros Neto, cujas idades estão na tabela 3.8 (Siga Jr., 1986 e Litwinski, 1985). A suíte Urucum foi datada pela metodologia U-Pb em zircão (Nalini, 1997) e forneceu uma idade de 582 $\pm$ 2 Ma. Söllner *et al.* (1989) obtiveram uma idade U-Pb (em zircões e monazitas), para os granitóides da Série Iriri, de 575 $\pm$ 10 Ma. A geoquímica desse corpo (Iriri) é diferente da dos outros da suíte G-2, assemelhando-se com a geoquímica dos granitos G-1. Por isso, Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos (1999) o colocam como fruto de um evento de reaquecimento tardio, mas pertencente ao mesmo evento colisional. O plúton de Ataléia forneceu uma idade Pb-Pb (Noce *et al.*, 1999), em zircões, de 591 $\pm$ 4 Ma. Idades modelo Sm-Nd T_{DM} foram obtidas para a suíte Urucum (Nalini, 1997) e se situam entre 1,84 e 2,3 Ga, com a ressalva de que algumas das idades são

dúbios, devido ao valor do fator de fracionamento não ser característico para granitóides. Os valores de ϵ_{Nd} , recalculados para a idade de 580 Ma, variam de -7,4 a -8,2. Ocorre ainda um valor destoante de -16, 4, para a mostra do ponto 244.

Tabela 3.8 – Resumo dos dados geocronológicos da Suíte G-2

corpos	K-Ar (Ma)	Rb-Sr (Ma)	Ri	Sm-Nd (T_{DM})	Pb-Pb	U-Pb
Urucum (31)		503±3	0,7263	2,3 a 1,8 Ga		582±2 Ma
Ataléia (39)					591±4 Ma	
Iri*						575±10 Ma
Itaobim (6)	456±11 a 470±19	645±60 a 500±70	0,710			
N.Cruz-Itaipé (2)	422±13 e 452±15	505±35	0,715			
Jequitinhonha(2)	470±16	535±15	0,7096			
Águas Formosas(2)		580±40	0,711			
Medeiros Neto(2)	448±14	550±50	0,712			

(2) Siga Jr., 1986; (6) Litwinski, 1985; (31) Nalini Jr., 1997; (39) Noce *et al.*, 1999; * referência no texto

3.2.1.2c – Suíte G-3

A suíte G-3 é composta por dois tipos de granitos, os tipo-I (G-3I) e os tipo-S (G-3S), com idades semelhantes, mas características e histórias diferentes. Os corpos G-3I aparecem individualizados no mapa de geologia Regional (Anexo 2), mas os corpos G-3S foram inseridos no contexto dos corpos G-2, por aflorarem com pequena expressão no domínio desses corpos (Pedrosa-Soares *et al.*, 1999a).

Os corpos da suíte G-3I também são conhecidos pelos nomes de Itagimirim, Guaratinga, Lagoa Preta, Rubim, Salomão e Santo Antônio do Jacinto. Trata-se de granitos a granodioritos com enclaves de rochas intermediárias à máficas. Geoquimicamente são rochas cálcio-alcalinas de alto potássio, pós-colisionais. Estruturalmente possuem fluxo magmático paralelo à foliação gnáissica (Pedrosa-Soares *et al.*, *op. cit.*). Representam pulsos de magma cálcio-alcalinos, intrudidos ao longo de zonas de cisalhamento (Pedrosa-Soares *et al.*, *op. cit.*).

Os corpos Rubim, Guaratinga e Santo Antônio do Jacinto registram idades Rb-Sr e K-Ar (Siga Jr., 1986; Besang *et al.*, 1977) entre 600 e 490 Ma (tabela 3.9), sendo a idade K-Ar certamente relacionada à um evento térmico mais jovem. Uma idade Pb-Pb em zircões é disponível, para o Maciço Lagoa Preta (Dussin *et al.*, 1998), indicando sua cristalização há

585±7 Ma. O ponto referente à essa idade não está plotado no mapa de compilação, devido a indefinição de sua posição geográfica na bibliografia correspondente.

Tabela 3.9 – Resumo dos dados geocronológicos da Suíte G-3

tipo	corpos	K-Ar (Ma)	Rb-Sr (Ma)	Ri	Pb-Pb
3I	Lagoa Preta*				585±7 Ma
	Rubim (2)	491±10	603±20	0,7068	
	Guaratinga (9)		480±10	0,7170	
	Sto. Antonio do Jacinto (2)		575±10	0,7064	
3S	Wolff (39)				582±5 Ma

(2) Siga Jr., 1986; (9) Besang *et al.*, 1977; (39) Noce *et al.*, 1999; * Dussin *et al.*, 1998

A suíte G-3S recebe, localmente, os nomes de Almenara e Wolff. São constituídos de corpos de leucogranitos peraluminosos (Noce *et al.*, 1999), de assinatura sub-alcalina (Pedrosa-Soares *et al.*, 1999a). Pedrosa-Soares *et al.* (*op. cit.*) defendem que esses corpos correspondem à refusão da suíte peraluminosa G-2 e que esse episódio anatético deve ter ocorrido entre 580-560 Ma (*c.f.* idades U-Pb em zircões e monazitas). O granito Wolff forneceu uma idade Pb-Pb por evaporação em zircão de 582±5 Ma (Noce, comunicação escrita).

3.2.1.2d – Suíte G-4

A suíte G-4 corresponde a plútons intrusivos tipo-S, peraluminosos a levemente metaluminosos, com formato de balão, associados à última fase plutônica da FA (Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos, 1999). Esses granitos localmente recebem o nome de Coronel Murta, Itaporé, Mangabeiras, Itinga-Araçuaí e Santa Rosa. Segundo Pedrosa-Soares *et al.* (1999a), esse corpos são a fonte para os pegmatitos ricos em turmalinas e lítio.

A idade Pb-Pb, por evaporação em zircão, de cristalização desses corpos é de 530±8 Ma (Basílio *et al.*, 1998), obtida em corpo intrusivo nos metassedimentos da Formação Salinas, próximo à Malacacheta. Segundo Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos (1999), zircões herdados de idade arqueana e as altas razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ são compatíveis com a hipótese de fusão de rochas metassedimentares, para gerar a suíte G-4. Existe ainda uma idade Rb-Sr (Silva Sá, 1977) pertencente ao granito de Itinga-Araçuaí, cujo valor é 540±10 Ma (ver tabela 3.10), e outra

pertencente ao granito Coronel Murta (Siga Jr., 1986) de 525 ± 30 Ma. O mesmo corpo possui idade K-Ar de 475 ± 13 Ma, que sinaliza um evento térmico posterior à cristalização do granito.

Tabela 3.10 – Resumo dos dados geocronológicos da Suíte G-4

corpos	K-Ar (Ma)	Rb-Sr (Ma)	Ri	Pb-Pb (Ma)
Itinga-Araçuaí (5)		540 ± 10	0,7125	
Malacacheta*				530 ± 8
Cel. Murta (2)	475 ± 13	525 ± 30	0,7113	

(2) Siga Jr., 1986; (5) Silva Sá, 1977; * Basilio *et al.*, 1998

3.2.1.2e – Suíte G-5

A suíte G-5 compreende diápiros com composição que varia de granodioritos a granitos, anteriormente designados como Suíte Aimorés (Silva *et al.*, 1987), localmente são chamados de Pedra Azul, Caladão, Padre Paraíso, Mimoso do Sul, Santa Angélica, Várzea Alegre, Venda Nova e Suíte Aimorés.

Apresentam charnockitos (Padre Paraíso) e enderbitos, que gradam para granitos megaporfíricos (Caladão). Alguns corpos apresentam enclaves máficos, tidos como evidência de “magma mingling”, e orientação dos cristais pelo fluxo magmático. Geoquimicamente são granitos metaluminosos, cálcio-alcalinos, do tipo-I, originados em crosta continental inferior, com importante participação de material juvenil (Pedrosa-Soares *et al.*, 1999a).

Segundo Pedrosa-Soares *et al.* (1999a), as idades U-Pb e Pb-Pb em zircões limitam a cristalização desses corpos entre 530 e 490 Ma (Söllner *et al.*, 1991; Noce *et al.*, 1999). Para o plúton de Santa Angélica, Söllner *et al.* (1987) obtiveram uma idade U-Pb (em zircões) de 518 ± 8 Ma. Já o Charnockito Padre Paraíso forneceu uma idade U-Pb em zircão de 505 ± 2 Ma (Siga Jr., 1986) e uma Pb-Pb de 519 ± 2 Ma (Noce *et al.*, 1999). O granito Caladão deu uma idade Pb-Pb em zircão de 520 ± 2 Ma (Noce *et al.*, *op. cit.*). Existem também idades Rb-Sr e K-Ar para os corpos de Pedra Azul, Padre Paraíso e Suíte Aimorés (tabela 3.11), entre 615 e 457 Ma. Em particular as Rb/Sr mais velhas dos corpos de Pedra Azul e Aimorés sinalizam que estes não pertenceriam à suíte G-5, na concepção de Pedrosa-Soares *et al.* (1999a)

Segundo Medeiros (1999), os dados isotópicos de Sm-Nd e Rb-Sr, do corpo de Várzea Alegre, localizado fora da área de compilação, indicam um reservatório enriquecido para as rochas básicas e intermediárias da suíte G-5.

Tabela 3.11 – Resumo dos dados geocronológicos da Suíte G-5

corpos	K-Ar (Ma)	Rb-Sr (Ma)	Ri	Pb-Pb (Ma)	U-Pb (Ma)
Pedra Azul	474±14	615±35	0,709		
Padre Paraíso	457±21	520±20	0,7112	519±2	505±5
Santa Angélica					518±8
Caladão				520±2	
Suíte Aimorés	509±14	~600	0,7082		

3.2.2 – Rochas da Infra-Estrutura

Além dos metassedimentos e granitóides Neoproterozóicos, o contexto da FA engloba um embasamento metamórfico policíclico, composto por rochas arqueanas e paleoproterozóicas.

3.2.2.1 – Complexos Gnáissicos

Os complexos gnáissicos TTGs (tonalito – trondhjemito - granodioritos), com remanescentes de sequências vulcano-sedimentares (greenstone belts Arqueanos) e sequências metassedimentares, constituem núcleos mais ou menos poupados pela orogenia Brasiliana. Segundo Pedrosa-Soares *et al* (1994), fazem parte dessa infra-estrutura arqueana-paleoproterozóica os Complexos Guanhães (Pflug, 1968), Belo Horizonte (Herz, 1970), Gouveia (Barbosa, 1954) e representam terrenos granito-greenstone principalmente. Estes complexos não estão individualizados no mapa de geologia regional (anexo 2) face à dificuldade de mapear os seus contatos. Já os Complexos Porteirinha (Pedrosa-Soares *et al*, 1994), Mantiqueira (Barbosa, 1954) e Juiz de Fora, individualizados no anexo 2, possuem raras intercalações de sequências vulcano-sedimentares (Pedrosa Soares *et al.*, 1994).

3.2.2.1a – Complexo Belo Horizonte

Esta unidade se localiza no extremo sudoeste do mapa, à noroeste do Quadrilátero Ferrífero, e foi chamada anteriormente (Machado Filho *et al.*, 1983) por Complexo Divinópolis (ver tabela 3.1). É composta por terrenos granítico-gnáissicos e granito-greenstone (Supergrupo Rio das Velhas) (Noce *et al.*, 1998) e que formam, juntamente com o Complexo Bonfim e Campo Belo, a crosta do sul do Cráton do São Francisco.

Os gnaisses do Complexo Belo Horizonte possuem composição tonalítica-trondhjêmica-granodiorítica, são metamorfisados no fácies anfibolito e migmatizados, apresentando estruturas schlieren e estromáticas. Possuem bandamento fino, com a presença de encraves máficos. A foliação regional é paralela à migmatização e varia de N-S para NNE-SSW, com mergulhos de 40° a 60° para W e WNW. (Noce *et al.*, *op. cit.*; Noce, 1995).

O Supergrupo Rio das Velhas (Dorr *et al.*, 1957), representa um greenstone belt Arqueano, formado por rochas vulcânicas, como komatiitos com estrutura *spinifex*, basaltos toleíticos, vulcanoclásticas e vulcânicas félsicas, e por rochas metassedimentares, como filitos cloríticos, formações ferríferas, grauvacas, quartzitos e conglomerados (Noce, 1995). Tectonicamente, o greenstone Rio das Velhas está ligado à evolução do terreno Bonfim, no Neoarqueano (2780-2700 Ma), quando também ocorrem as intrusões graníticas e migmatização dos vários terrenos arqueanos (Teixeira *et al.*, 2000). (Ver resumo dos dados na tabela 3.12).

As idades U-Pb, em zircões, encontradas, nos gnaisses do Complexo Belo Horizonte indicam um evento de migmatização à 2860 ± 17 Ma (Noce *et al.*, *op. cit.*) e as idades modelo T_{DM} entre 3,1 e 3,4 Ga, evidenciam uma história evolutiva ainda mais antiga. Rochas vulcânicas félsicas do greenstone belt (Supergrupo Rio das Velhas) possuem idade de 2772 ± 6 Ma (dados U/Pb in Machado *et al.* 1992), ao passo que granitóides (Granitos Caeté e Samambaia), associados à formação do greenstone, forneceram idades U/Pb entre 2,77 e 2,78 Ga (Machado *et al.*, *op. cit.* e Machado & Carneiro, 1992).

Ocorrem ainda, no Complexo Belo Horizonte, granitóides intrusivos tardios, como o Santa Luzia, com idade (U/Pb em zircão) de 2712 ± 5 Ma (Noce, 1995) e o Morro da Pedra, com idade (Pb/Pb em zircão, discordante) variando de 2,68 Ga a 2,77 Ga (Noce *et al.*, *op. cit.*). Todos esses dados evidenciam um importante evento magmático ocorrido entre 2,8 e 2,7 Ga (Noce *et al.*, 1998). A intrusão granítica Córrego do Brumado, com idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, em monazita, de 2045 Ma evidencia a sua associação tectônica com a orogênese Transamazônica.

Tabela 3.12 – Resumo dos dados geocronológicos dos Complexo Arqueanos do Sul do CSF

unidade	corpos	Sm-Nd (T_{DM})	U-Pb (Ma)
C. Belo Horizonte	gnaisses(34) e (36)	3,4 a 3,1 Ga	2860±17
	Gr. Caeté*		2776+7/-6
	Gr. Mateus Leme*		2755+14/-13
	Gr. Sta. Luzia (34)		2712+5/-4
	Gr. Capelinha*		2714±2
	Gr. Ibirité*		2698±18
	Gr. Salto do Paraopeba*		2616±5
	Gr. Caio Martins*	2,77 Ga	2593+18/-19
C. Bonfim	Rio das Velhas*		2772±6

(34) Noce, 1995; (36) Pedrosa-Soares *et al.*, 1999b; * Teixeira *et al.*, 2000

abreviações no Apêndice 3

3.2.2.1b – Complexos Guanhães, Gouveia e Porteirinha

Esses complexos correspondem ao embasamento mais adjacente à zona frontal da FA (Pedrosa-Soares *et al.*, 1994), sendo que o Guanhães e o Gouveia estão localizados na parte meridional da Faixa e o Porteirinha na parte setentrional. Na tabela 3.1 podem ser observada as várias nomenclaturas desses complexos.

Os Complexos Guanhães (designado de Suíte Guanhães, por Grossi Sad *et al.*, 1990) e Gouveia são constituídos por gnaisses TTGs e migmatitos, de médio a alto grau metamórfico. (para revisão, ver Teixeira *et al.*, 2000). Os gnaisses são ortoderivados e apresentam bandas anfibolíticas (Pinto, *et al.*, 1997). Associadas a estes complexos ocorrem rochas metaultramáficas, como as de Serro e restos de sequências metavulcano-sedimentares, com formações ferríferas, denominadas de Sequência Rio Mata Cavalo (Uhlein, 1982) e Grupo Guanhães (Grossi Sad *et al.*, 1990) que representariam remanescentes de Greenstone Belt Arqueano (Pedrosa Soares *et al.*, 1994). Essas rochas apresentam foliação N-S e lineação de estiramento mineral E-W.

As idades disponíveis para o complexo Guanhães-Gouveia (ver tabela 3.13) são no geral isócronas Rb-Sr, cuja idade mais antiga é 2672±50 Ma (Müller *et al.*, 1986) e a mais nova é 752±166 (Teixeira *et al.*, 1990). Existem ainda duas idades U-Pb (em zircões) (Machado *et al.*, 1989), uma em migmatito, de 512 Ma, e outra em granitóide, com intercepto superior de

aproximadamente 2.84 Ga e intercepto inferior de 1.84 Ga. O conjunto de idades retrata com clareza a geração dos Complexos no Arqueano e o seu caráter policíclico com envolvimento nos ciclos Transamazônico e Brasileiro (Tabela 3.13).

Intrusivos no embasamento gnáissico-migmatítico de Guanhães, correm também plútons de composição tonalítica a granodiorítica, deformados durante o Transamazônico (Dussin, T., 1994). Em adição ocorrem granitos anorogênicos e riolitos (Dussin, T., 1994). Esses granitos estão agrupados na Suíte Borrachudos e são (ver tabela 3.13A): São Félix, Senhora do Porto, Urubu, Açucena, Itabira e Peti (Chiodi Filho, 1989). Consistem de granitos tipicamente metaluminosos a subalcalinos, granitos do tipo-A intra-placas. Parecem acompanhar os lineamentos estruturais NNW e NNE, ligados à formação do rift Espinhaço, sugerindo uma relação genética entre a intrusão dos granitos e o fraturamento crustal.

As idades obtidas (Tabela 3.13) para os granitos Borrachudos são Rb-Sr e Pb-Pb, de 1716 ± 105 e 1729 ± 14 , respectivamente. Idades Sm-Nd modelo T_{DM} entre 3.01 e 2.6 Ga e ϵ_{Nd} negativos (para idade de 1730 Ma), refletem que o magma formador desses corpos é claramente crustal, cujos protólitos podem ser os materiais dos Complexos Guanhães e Gouveia.

O Complexo Porteirinha contém, além dos gnaisses TTGs e migmatitos, restos de corpos metamáficos-ultramáficos (Pedrosa-Soares *et al.*, 1994). Também é chamado de Complexo Córrego do Cedro (Guimarães *et al.*, 1993). Assim como os complexos anteriormente descritos, apresenta corpos concordantes de anfibolito (Guimarães, 1997, *in* Grossi-Sad *et al.*, coord.). A foliação do bandamento gnáissico tem direção N-S e mergulho alto (60-85°), para leste, semelhante aos complexos meridionais.

Os dados geocronológicos do Complexo Porteirinha foram produzidos por Siga Jr. (1986) e Chon (1997). Nos gnaisses existe uma idade Pb-Pb em rocha total, de 2780 ± 100 Ma, e uma Rb-Sr de 2640 ± 130 Ma (Siga Jr., 1986). Nos migmatitos também há uma idade Pb-Pb, de 2020 ± 120 Ma e uma Rb-Sr, de 2230 ± 60 Ma (Siga Jr., *op. cit.*). Os dados de Chon (1997) forneceram uma isócrona Rb-Sr, para os gnaisses, de 2213 ± 151 Ma e idade modelo Sm-Nd T_{DM} de 2,9 Ga (ver tabela 3.13). O ϵ_{Nd} , para essa mesma amostra, calculado para a idade de 2,2 Ga, é -6,08 (Chon, 1997). Esses dados evidenciam um importante evento de migmatização ocorrido durante o ciclo Transamazônico, retrabalhando rochas arqueanas.

Tabela 3.13 – Dados geocronológicos dos Complexos Guanhães, Gouveia e Porteirinha

unidade	corpos	Rb-Sr(Ma)	Ri	Sm-Nd (T _{DM})	Pb-Pb (Ma)	U-Pb (Ma)
CGU	gnaisse (21 e 24)	2672±50/1917±102/1438±67	>0,718		2573±25 (39)	
	migmatito	2652±199 (21)	0,722			512±15 (26)
	gns-migmatítico	752±166 (21)	0,78			
	charnockito	1115±87 (21)	0,7155			
	metavulcânica	932±92 (21)	0,75			
	Gr. Borrachudos(23)	1716±105	0,7057	2,6 a 3,0 Ga	1729±14 (22)	
CGO (26)	granitóide					2839±14 s 1844±15 i
	metariolito1					2971±16
	metariolito2					2049±3
CP	gnaisse1 (2)	2640±130	0,708		2780±100	
	gnaisse2 (30)	2213±151	0,7246	2,91 Ga		
	migmatitos (2)	2230±60	0,736		2020±120	

(2) Siga Jr., 1986; (21) Teixeira *et al.*, 1990; (22) Dussin, I., 1994; (23) Dussin, T., 1994; (24) Müller *et al.*, 1986; (26) Machado, 1989; (30) Chon, 1997; (39) Noce *et al.*, 1999; s = intercepto superior; i = intercepto inferior.

Tabela 3.13A – Evolução das nomenclaturas dos granitos Borrachudos e Mercês

Este trabalho	Pedrosa-Soares <i>et al.</i> 1994	Pedrosa-Soares <i>et al.</i> 1999	Pereira <i>et al.</i> , inédito	Grossi Sad (org.) 1997
Suíte Borrachudos	Suíte Granitóide Borrachudos	Suíte Granitóide Borrachudos	Suíte Virginópolis e Gr. Cel. Fabriciano	Suíte Borrachudos: Açucena, Morro do Urubu, São Félix, Senhora do Porto, Lambari, Goiaba, Itabira e Garcia
Suíte Mercês	granitóides sin-tectônicos γ1			Batólito de Itanguá

3.2.2.1c – Complexo Mantiqueira

O Complexo Mantiqueira ocorre no centro-sul do mapa regional (anexo 2) e engloba parte do que Silva *et al.* (1987) e Machado Filho *et al.* (1983) chamaram de Gnaisse Piedade (Tabela 3.1). Esse complexo integra o Cinturão Mineiro de idade Paleoproterozóica (Teixeira, 1985).

O Complexo Mantiqueira é representado por gnaisses bandados, por vezes migmatíticos, de composição tonalítica granítica e granodiorítica, metamorfisados no fácies anfibolito a granulito (Figueiredo & Teixeira, 1996). Ocorrem ainda, intercalações concordantes de anfibolito (Pinto *et al.*, 1997), como boudins, camadas, diques e enclaves. Os gnaisses ortoderivados são as rochas mais abundantes desse complexo, mas em alguns locais predominam granulitos e kinzigitos (Teixeira *et al.*, 2000). Segundo Figueiredo & Teixeira (1996) as rochas do complexo são caracterizadas pela presença de duas sequências cálcio-alcálinas distintas, metamorfisadas durante o ciclo Transamazônico.

As foliações dos gnaisses do Complexo Mantiqueira têm direção preferencial NW-SE, com mergulho para NE. Em afloramentos é possível se observar estruturas de empurrão e cavalgamento.

As idades Rb-Sr obtidas nos gnaisses desse complexo são na maioria Transamazônicas, entre 2,3 e 2,0 Ga (Figueiredo & Teixeira, 1996; Heilbron *et al.*, 1989), com dois tipos de razão inicial de Sr, um com valores entre 0,705 e 0,703 e outro entre 0,713 e 0,712 (Figueiredo & Teixeira, 1996). Há um dado em granulito cuja idade Rb-Sr é 2684 ± 110 Ma (Padilha *et al.*, 1991). As idades modelo T_{DM} variam de 3,1 a 2,8 e 2,2 a 2,1 Ga, indicando que houve tanto a participação de protólitos arqueanos, quanto acreção juvenil durante o Paleoproterozóico (Teixeira *et al.*, 2000). (Ver Tabela 3.14).

Tabela 3.14 – Resumo dos dados geocronológicos do Complexo Mantiqueira

corpos	Rb-Sr(Ma)	Ri	Sm-Nd (T_{DM}) * ³
gnaisse* ¹ e * ²	2144±175/2353±52	0,712/0,702	3,43 a 2,45 Ga
gns-migmatítico* ¹	2212±68	0,70492	
migmatito* ¹	2120±256/2233±47	0,713/0,703	
granulito* ⁴	2684±110	0,7139	
tonalito			2,65 Ga

*¹ Figueiredo & Teixeira, 1996; *² Heilbron *et al.*, 1989; *³ Teixeira *et al.*, 2000; *⁴ Padilha *et al.*, 1991.

3.2.2.1d – Complexo Juiz de Fora

Ocorre adjacente ao Complexo Mantiqueira, cavalgando-o tectonicamente, e engloba parte do que Silva *et al.* (1987) denominaram Complexo Pocrane e Cordani *et al.* (1973)

chamaram de Formação Paraíba do Sul. O limite entre o Complexos Juiz de Fora e Mantiqueira é evidenciado por uma descontinuidade estrutural (Abre Campo), marcada por anomalia gravimétrica e aeromagnética forte (Teixeira *et al.*, 2000).

É constituído por gnaisses migmatizados ou não, granitóides e charnockitos. Ocorrem ainda restos de granulitos. Singnorelli *et al.* (1993), divide o Complexo Juiz de Fora em duas unidades, uma de granulitos e outra de gnaiss porfiroblástico. A transição gradual entre essas duas unidades reflete um retrometamorfismo, que passa de fácies granulito para anfibolito. Campos Neto & Figueiredo (1990) colocam que essas rochas compreendem terrenos retrabalhados compostos por duas sequências plutônicas cálcio-alcálicas distintas, como o suposto para o Complexo Mantiqueira (Figueiredo & Teixeira, 1996).

Idades isocrônicas Rb-Sr em rocha total forneceram valores de 2230 Ma aproximadamente, 1483 ± 25 Ma e 643 ± 13 Ma. (Figueiredo & Teixeira, 1996). Granitos intrusivos no Complexo Juiz de Fora apresentam idades Sm-Nd modelo T_{DM} (Sato, 1998) Paleoproterozóicas (2.22 Ga), ou mais jovens (1.5-1.4 Ga), significando que esse terreno pode ser mais novo do que o Mantiqueira, apesar da semelhança geoquímica entre eles (Teixeira *et al.*, 2000). (Ver tabela 3.15).

Tabela 3.15 – Resumo dos dados geocronológicos do Complexo Juiz de Fora

corpos	Rb-Sr(Ma)	Ri	Sm-Nd (T_{DM})
granitos			2,2 a 1,4 * ³
gns-migmatítico	1438 ± 25 * ¹	0,70261	
enderbito	643 ± 13 * ¹	0,70934	
granulito	~ 2230 * ²	0,71	

*¹ Padilha *et al.*, 1991; *² Figueiredo & Teixeira, 1996; *³ Sato, 1998

3.2.2.2 – Rochas Supracrustais

A unidade supracrustal mais antiga, envolvida no desenvolvimento da FA é o Supergrupo Minas. Sua evolução está mais ligada à parte meridional do CSF. Outro conjunto de rochas supracrustais, envolvido na evolução Neoproterozóica da FA, é o Supergrupo Espinhaço.

3.2.2.2a – Supergrupo Minas

O Supergrupo Minas se sobrepõe às rochas dos núcleos Arqueanos e dos greenstone belts geralmente em contato tectônico (Noce *et al.*, 1995) e compreende duas bacias distintas, separadas por um grande espaço de tempo. A bacia mais antiga é formada pela seqüência inferior (Grupos Caraça e Itabira), associada à evolução de bacia de margem passiva. A bacia mais nova é formada pelo Grupo Piracicaba, associado à bacia de antepaís, formada durante a subsidência ocasionada pela orogenia Transamazônica.

O metamorfismo grada de oeste para leste de fácies xisto verde para anfíbolito alto. Estruturalmente apresenta dobras isoclinais recumbentes, com nappes cavalgando para oeste. A deformação principal é dada pela foliação de transposição de alto grau, impressa nos granitos e gnaisses (*e.g.* Teixeira *et al.*, 2000).

Os dolomitos (seqüência da bacia mais velha), com deformação incipiente, foram datados pelo método Pb-Pb (isócrona de rocha total) em 2420 ± 19 Ma (Babinski *et al.*, 1995) e interpretado como a idade de deposição das seqüências inferiores do Supergrupo Minas. Zircões detríticos de grauvaque da Formação Sabará, forneceram idades U-Pb entre 2,8-2,9 e 2,3-2,4 Ga e uma idade de 2125 ± 4 Ma (*in* Teixeira *et al.*, 2000). Essa idade evidencia a influência da orogenia Transamazônica nessas rochas e comprova o fato dessa seqüência ser mais nova, do que a inferior. Além disso essa idade Transamazônica é coerente com idades obtidas para plútons graníticos do Cinturão Mineiro que ocorrem mais a sul dessa região, o que indica contemporaneidade entre a sedimentação tipo flysch e a atividade ígnea (Teixeira *et al.*, *op. cit.*).

3.2.2.2b – Supergrupo Espinhaço

A deposição do Supergrupo Espinhaço inicia-se com um vulcanismo félsico (fase rift), seguido por sedimentação clástica fluvial e deposição de conglomerados, associados a filitos e brechas, na forma de leques aluviais costeiros (fase fluvial). As formações intermediárias são caracterizadas por quartzitos com mega-esratificação cruzada, indicando uma sedimentação continental, de areia praiana (fase costeira). Seguem-se, então, as formações superiores compostas por intercalações de quartzitos e filitos, e por dolomitos estromatolíticos no topo, que caracterizam a passagem para um ambiente marinho proximal (Pedrosa-Soares *et al.*, 1994).

O Supergrupo Espinhaço tem sido interpretado como um rift ensiálico abortado, um aulacógeno (*e.g.* Pedrosa-Soares e colaboradores), iniciado após estabilidade tectônica da orogenia Transamazônica (Teixeira *et al.*, 2000).

A etapa vulcano-sedimentar está datada em 1.75 Ga, U-Pb em zircão e badeleíta, (Machado *et al.*, 1989; Abreu, 1991), e determina o início da abertura do rift, concomitantemente à tafrogênese Estateriana e à intrusão dos granitos anorogênicos (*e.g.* Borrachudos, Mercês) nos Complexos Guanhães e Gouveia (ver tabela 3.17). Uma idade Pb-Pb em zircão de metavulcânica (Dussin I., 1994) forneceu valor de 1711 ± 12 Ma. Existem ainda idades Rb-Sr (isócrona em RT) de 1090 ± 57 Ma e 1290 ± 52 Ma (Brito Neves, *et al.*, 1979), que retratam uma rehomogeneização isotópica por conta de eventos posteriores.

4 – APRESENTAÇÃO E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

4.1 – Compilação de dados

Este item trata os dados compilados, em diferentes unidades da área, aqui reorganizados segundo a nova concepção do quadro geológico/geocronológico. Algumas publicações continham dados isolados que puderam agora ser incorporados a outros conjuntos de análises e assim fornecerem idades com maior significado geológico. Todos os dados foram normalizados segundo as constantes de Steiger & Jäger (1977). Com relação às análises K-Ar compiladas (108), 25% (27) delas tiveram idades alteradas por causa da mudança das constantes. Essas análises estão destacadas em vermelho, nos apêndices 4a e 4b, e uma interpretação integrada é apresentada no item 4.1.3.

Importante notar que todas as isócronas Rb-Sr aqui apresentadas foram recalculadas pelo programa Isoplot (Ludwig, 1990), utilizado atualmente na literatura internacional. Assim as idades são um pouco diferentes e com erros superiores às anteriormente obtidas pelo programa PISOG, antes utilizado no CPGeo. O erro elevado é devido ao fato do programa incluir no cálculo do mesmo um fator correspondente ao número de amostras por isócrona e à entrada dos erros analíticos corresponderem a 1σ , o que dobra o erro obtido para ser equivalente a 2σ . Essa etapa foi acompanhada de uma cuidadosa revisão com novo agrupamento dos pontos, de forma a obter isócronas mais precisas e mais condizentes com a nova cartografia geológica da área de estudo. As isócronas com valores em torno de 300 Ma, bem como as de erro superior à 35%, não foram consideradas nas interpretações.

A escolha das isócronas foi feita com o auxílio de um gráfico $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ x $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ prévio, no qual se observou os pontos que melhor se alinhavam, de acordo com os pré-requisitos escolhidos. Esses foram: geologia de campo, descrição petrográfica, quando disponíveis, e distância entre as amostras. Desta forma, foi dada preferência para isócronas que alinhavam pontos não distantes mais do que 30 Km, ou de mesmo afloramento. Os pontos não utilizados nos cálculos foram posteriormente plotados nas isócronas, para efeito de comparação do conjunto. Nos apêndices 5a e 5b pode-se observar os pontos separados por unidade geológica, com a respectiva idade isocrônica obtida.

Muitas das publicações pesquisadas não continham os erros das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$, o que era imprescindível para o recálculo das isócronas. Foi feito um trabalho de levantamento desses erros nos arquivos do CPGeo e todos os dados feitos nesse centro foram recuperados. Os dados que não foram efetuados pelo CPGeo, aproximadamente 7,6% do total de análises Rb-Sr (27 em 356), tiveram seus erros estimados, de modo comparativo com dados da época do CPGeo. O erro utilizado para a razão $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ foi 2,8% e, para a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, foi 0,25%.

Com relação à metodologia Sm-Nd (apêndices 6a e 6b), 48% dos cálculos de T_{DM} tiveram que ser refeitos, por se tratar de amostras fracionadas em elementos terras-raras leves, admitindo-se como tal uma evolução em dois estágios. Essa porcentagem é alta o que provocou uma mudança em algumas interpretações existentes. Dessa forma, promoveu-se uma atualização de dados, ampliando a utilização de dados antigos.

Os cálculos das metodologias Pb-Pb (apêndices 7a e 7b) e U-Pb (apêndices 8a e 8b) não foram refeitos, sendo que alguns já foram apresentados no capítulo 3. Foram excluídos da discussão os dados pertencentes ao Complexo Caraíba-Paramirim e Suíte intrusiva Fundão, apesar de estarem listados nas tabelas, por não serem objeto do tema da pesquisa. Os pontos referentes à essas unidades estão plotados no mapa do Anexo 2.

A seguir serão apresentados os recalculos e breves discussões sobre as idades existentes e as obtidas, de maneira a preparar o leitor para a discussão final. A comparação, em termos gerais, entre os dados das unidades, bem como os gráficos de parâmetros isotópicos e suas implicações, serão discutidos no capítulo 5.

4.1.1 – Faixa de Dobramentos Araçuaí

4.1.1.1 – Supracrustais

4.1.1.1a – Grupo Macaúbas

Na área de compilação foram levantados 19 pontos (3, 12, 13, 14, 15, 16, 17, 18, 19, 20, 21, 26, 27, 28, 130, 231, 232, 243 e 261), anteriormente estudados. Esses pontos fornecem 5 idades K-Ar, 18 pontos para isócronas Rb-Sr, 8 análises Sm-Nd (243), 18 análises U-Pb em

SHRIMP (261) e uma concórdia U-Pb. Seis pontos (218, 219, 220, 221, 222, 238) do domínio Espinhaço correspondem à rochas relacionadas à evolução do Macaúbas e da bacia Araçuaí e serão aqui discutidos.

As dezoito análises U-Pb em SHRIMP (Pedrosa-Soares *et al.*, 1999b) foram feitas em zircões de um quartzito diamictítico do Grupo Macaúbas (unidade proximal) e forneceram três idades médias: 2744 ± 44 Ma, 2066 ± 26 Ma e 983 ± 10 Ma. Estes autores interpretaram as idades mais antigas (2,7 e 2,06 Ga) como de zircões provenientes de fontes arqueanas e paleoproterozóicas, do embasamento da FA, onde são encontradas idades semelhantes. A idade mais nova (983 Ma) é uma forte evidência de um evento magmático no início do Neoproterozóico, provavelmente ligado a abertura do rift Araçuaí, pois se trata de zircões de rochas sub-vulcânicas. Essa idade é extremamente importante pois também limita o início da deposição da bacia Araçuaí (Pedrosa-Soares *et al.*, 1999b).

Uma discórdia U-Pb em rocha metaígneia (Abreu, 1991), ao sul de Terra Branca, fornece idade de 1752 ± 2 Ma e é interpretada como sendo a idade de cristalização da rocha. Sendo assim, essa rocha não está relacionada à evolução do grupo Macaúbas e sim à do Supergrupo Espinhaço (ver seção 4.1.2.2), portanto essa metaígneia deve ser uma intercalação tectônica do Espinhaço, dentro do domínio do Macaúbas, como é comumente observado regionalmente (Abreu, 1991). Outro dado U-Pb apresentado por Machado (1989) e Abreu (1991), em zircão e badeleíta em metadiabásio (ponto 238), forneceu idade igual a 906 ± 2 Ma. Esse metadiabásio corta as rochas do Supergrupo Espinhaço, mas não as do Macaúbas, o que significa que essa idade deve indicar o início da deposição do Macaúbas e fim da deposição do Espinhaço, portanto em coerência com o recente estudo U-Pb SHRIMP de Pedrosa-Soares *et al.* (1999b).

Análises Sm-Nd foram feitas em amostra de rocha total de rochas meta-ultramáficas e em orto-anfibolitos (ponto 243), por Pedrosa-Soares *et al.* (1992), pertencentes ao Fácies Ribeirão da Folha da Formação Salinas. As metaultramáficas são xistos magnesianos e meta-ultramafitos ricos em carbonatos, colocados como lascas dentro dos xistos e quartzitos da Formação Salinas. Os anfibolitos são diques e sills intrusivos no Macaúbas com características de rochas ortoderivadas, vulcânicas a sub-vulcânicas. Pedrosa-Soares e colaboradores têm interpretado essas rochas como uma seqüência metavulcano-sedimentar, onde os anfibolitos representariam rochas basálticas de assoalho oceânico. Representariam os sedimentos mais distais da Formação Salinas, colocados como lascas dentro dos proximais.

A isócrona Sm-Nd obtida por Pedrosa-Soares *et al.* (1998) é 816 ± 72 Ma (MSWD=0,39) (tabela 3.4), para cinco pontos referentes aos anfibolitos e recalculando essa isócrona pelo programa Isoplot, o valor se alterou para 810 ± 110 Ma (MSWD=24), que será adotada nesse trabalho. Nesse caso, esse valor tem duas interpretações: ou é a idade de cristalização da rocha, ou é a idade de metamorfismo. Se for a idade de cristalização, o período do evento extensional deve ser aumentado até 810 Ma, mas se for a idade do metamorfismo, o início do fechamento do rift Araçuaí deve ser antecipado para 810 Ma.

Pedrosa-Soares *et al.* (1999b) sugerem que essa idade seja de formação das rochas e que, portanto, houve formação de rochas derivadas do manto durante 150 Ma, desde 960 Ma (idade do zircão mais novo, datado pelo método SHRIMP), início do rift, até 810 Ma (isócrona Sm-Nd), já uma margem de placa construtiva. Mas isso implica em aceitar o fato de que essas rochas são representantes de assoalho oceânico, o que não é concordante com os valores de ϵ_{Nd} (ver abaixo), nem com o padrão dos terras-raras. Apenas uma das amostras tem padrão de terras-raras semelhante ao de rochas de crosta oceânica. O mesmo raciocínio pode ser feito, considerando a isócrona Sm-Nd como da idade de metamorfismo, se assumirmos que o rift iniciou a sua abertura em 1,1 Ga (idade do zircão mais velho, dentro do grupo dos mais novos, datados pelo método SHRIMP) e cessou em 950 Ma, últimas idades de cristalização de zircões representando o final de um evento extensional.

Os valores de $\epsilon_{Nd}(t=810)$ para essas rochas são todos positivos, variando de +3,4 a +5,0, significando que essas rochas não têm contaminação crustal, mas sim são derivadas do manto. Porém, segundo Smith & Ludden (1989), os valores de ϵ_{Nd} para rochas fontes típicas de basaltos de rift meso-oceânicos (MORB) variam de +6 a +11, para a idade de 800 Ma, indicando que as rochas em questão podem ser basaltos continentais, que teriam valores de ϵ_{Nd} um pouco menores, ou manto metassomatizado (um pouco mais enriquecidos em incompatíveis).

As idades modelo T_{DM} dão valores entre 970 e 1850 Ma, sendo que apenas uma idade (1050 Ma) tem valor de $f_{Sm/Nd}$ aceitável. Corrigir essa idade para uma evolução em duplo estágio implica em aceitar que houve um metamorfismo posterior e que a isócrona Sm-Nd reflete a época em que isso ocorreu. O novo intervalo obtido é 1,0 a 1,1 Ga, bem mais coerente entre si e mais condizente com os valores U-Pb encontrados nos zircões detríticos dos quartzitos do Grupo Macaúbas. Esses dados não podem contestar o fato de ter havido um evento extensional, com intrusão de material mantélico, entre 1,1 e 0,95 Ga, que geram não só as rochas fontes dos zircões detríticos, como também os ortoanfibolitos.

Recentemente, Angeli *et al.* (em preparação) obtiveram uma isócrona Sm-Nd no Complexo acamadado de Ipanema, de 1123 ± 120 Ma, com ϵ_{Nd} de +3,6. Essas rochas são representantes de uma intrusão intracontinental, sendo esta idade condizente com a hipótese descrita acima, da existência de um período extensional do rift Araçuaí.

Outros valores de idade modelo Sm-Nd, para os metagabros da região do Espinhaço (pontos 218, 219, 220, 221 e 222) variam de 1,49 a 1,42 Ga. Esse intervalo é diferente do apresentado na tabela 3.4 e mais homogêneo. Obteveram-se valores de $\epsilon_{Nd}(810 \text{ Ma})$ entre - 1,92 e - 0,93. As idades T_{DM} não tem significado geológico, levando a crer que se trata de idades mistas, ou seja, que protólito dessa rocha é formado por material crustal antigo e material juvenil. Segundo Dussin, T. (1994), esses metagabros são derivados de basaltos toleíticos de áreas de rift continental. Parecem estar relacionados à abertura do rift Araçuaí refletida nos metassedimentos Espinhaço, envolvendo crosta mais antiga, da borda do cráton, por isso o T_{DM} maior do que dos ortoanfibolitos.

Com relação à metodologia Rb-Sr, foram obtidas três isócronas (Fig. 4.1 e Tabela 4.1), com os 18 pontos levantados. Uma das isócronas publicada anteriormente agrupava pontos distantes mais do que 30 Km, o que levou os pontos serem reagrupados.

Tabela 4.1 – Dados das isócronas do Grupo Macaúbas

Pontos	Isócrona (Ma)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial	nº pontos	MSWD	modelo
16, 28	724 ± 50	0,70763	6	2,3	1
12, 13, 14, 15	589 ± 160	0,7138	4	10,5	3
18, 19, 20, 21B	561 ± 40	0,7185	4	0,25	1

São todos dados em rocha total de xistos da Formação Salinas. A idade mais alta (730 Ma) indica a época provável do metamorfismo dos xistos do Grupo Macaúbas e assemelha-se à idade Sm-Nd recalculada para os ortoanfibolitos, reforçando a significância do dados como representante do metamorfismo. As idades intermediárias (590 e 560 Ma) estão relacionadas à intrusão dos granitos. O alto erro da idade de 590, parece estar ligado ao fato dos pontos não estarem bem alinhados sendo portanto dúbia.

4.1.1.1b – Complexo Gnáissico-Kinzigítico

Na área de compilação foram encontrados apenas 5 análises Rb-Sr e 5 K-Ar, para esta unidade, pertencentes a 7 pontos (101, 106, 107, 108, 122, 124 e 125) anteriormente estudados. Os dois pontos com análises Rb-Sr (107 e 108) estão distantes mais de 30 Km, não permitindo, segundo os critérios adotados, colocá-los em uma mesma isócrona. Dessa maneira, a única isócrona possível é a que envolve o afloramento 108, com quatro análises. Trata-se de um recálculo da isócrona publicada por Silva *et al.* (1987) e corresponde à idade de 507 ± 56 Ma (Fig. 4.2, tabela 4.2), com $R_i = 0,7137$, sendo semelhante à da publicação (Tabela 3.3). Essa idade tem sido interpretada, por alguns autores, como do retrabalhamento, com possível influência dos corpos graníticos tardios associados à evolução da FA, no final do Ciclo Brasileiro.

Tabela 4.2 – Dados da isócrona do Complexo Gnáissico Kinzigítico

Ponto	Isócrona (Ma)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{inicial}}$	nº pontos	MSWD	modelo
108	507 ± 56	0,7137	4	1,2	1

As duas análises Sm-Nd, cujas idades modelo T_{DM} foram apresentadas na tabela 3.3, apresentam valores de ϵ_{Nd} de $-8,05$ e $-6,52$, indicando uma participação de material crustal na formação dessas rochas. Uma das idades modelo teve que ser calculada para uma evolução em dois estágios, devido ao valor de $f_{\text{Sm/Nd}}$ estar fora do intervalo adotado ($-0,54$ a $-0,34$, capítulo 2), passando de 1,3 Ga para 1,59 Ga, assumindo que houve um fracionamento em 510 Ma (idade da isócrona Rb-Sr). O novo intervalo de idades modelo T_{DM} é 1,6-1,8 Ga, que pode indicar a mistura de fontes Paleoproterozóicas ou Arqueanas, com Neoproterozóicas, na geração do protólito dessas rochas. Portanto essas idades não tem significado geológico.

4.1.1.1c – Complexo Jequitinhonha

Foram compilados 24 afloramentos pertencentes a essa unidade gnáissica (pontos 55, 56, 57, 58, 62, 64, 65, 66, 71, 72, 73, 74, 75, 76, 86, 89, 90, 91, 94, 95, 96, 97, 98 e 245), que forneceram 40 pontos para isócronas Rb-Sr e 11 idades K-Ar. Existem ainda uma idade Sm-Nd (ponto 245) e uma U-Pb (ponto 75).

A idade U-Pb (Tabela 3.2), de 590 ± 28 Ma (Siga Jr, 1986), indica a cristalização de zircões, durante o metamorfismo dessa unidade, no Brasiliano, em decorrência da profusão de granitos intrusivos da FA. A idade modelo T_{DM} , de 1,34 Ga (Tabela 3.2) teve que ser corrigida para uma evolução em duplo estágio, por ter $f_{Sm/Nd}$ fora do intervalo aceito. O novo valor recalculado é de 1,57 Ga, limitando o intervalo de idade modelo para essas rochas entre 1,6 e 1,7 Ga, muito semelhante ao mostrado pelas rochas do Complexo Gnáissico Kinzigítico. Contudo as idades são mistas, sem significado geológico, para a fonte desses gnaisses, que teriam então componentes Paleoproterozóicos e Neoproterozóicos, como o sugerido anteriormente por Pedrosa-Soares *et al.* (1999a). Os valores de ϵ_{Nd} , para a idade de metamorfismo desses gnaisses (aproximadamente 600 Ma) é medianamente negativo, com valor igual a - 5,37. Se for considerada a isócrona Rb-Sr mais velha obtida, de 712Ma, como a idade do metamorfismo dessa unidade para o cálculo de ϵ_{Nd} , esse valor sobe para -3,77. O fato desses valores não serem tão negativos, parecem indicar que houve não só a participação de materiais crustais antigos, mas também de materiais juvenis. Já a diminuição de ϵ_{Nd} para idades mais antigas pode ser explicada pelo fato que no início do metamorfismo desses sedimentos houve maior envolvimento de material juvenil.

Os quarenta pontos Rb-Sr se alinham em cinco isócronas diferentes (Tabela 4.3). Na figura 4.3, pode ser observadas as cinco isócronas e os pontos que não foram usados no cálculo, por causa das distâncias com os pontos das isócronas serem maiores do que 30 Km ou para diminuir o erro das isócronas. Alguns dos pontos não computados se alinham e a distância entre eles até permitiria a elaboração de uma isócrona, mas o erro obtido foi maior do que 35%. No geral eles coincidem com as isócronas obtidas. Dos valores obtidos, apenas a isócrona referente ao ponto 56 é semelhante ao das publicações existentes (Tabela 3.2).

Tabela 4.3 – Dados das isócronas do Complexo Jequitinhonha

Pontos	Isócrona (Ma)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{inicial}}$	nº pontos	MSWD	modelo
72, 74, 75 e 76	712 ± 33	0,7077	9	5,3	1
62, 64	660 ± 53	0,7068	5	0,71	1
76	594 ± 22	0,7180	6	1,3	1
56	590 ± 150	0,7090	4	14	1
95, 96	510 ± 18	0,7263	3	0,39	1

Os valores mais altos (712 e 660 Ma), indicam o início do metamorfismo do Complexo Jequitinhonha, no Brasileiro, obtidos em rochas situadas mais ao centro do domínio geográfico da unidade. Os valores intermediários, por volta de 590 Ma, que são também os mais expressivos regionalmente, podem estar ligados ao metamorfismo de contato, gerado pela intrusão dos corpos graníticos de mesma idade. As altas razões de Sr inicial (R_i) nas três isócronas de menor valor (idades semelhantes às das intrusões graníticas) indicam o retrabalhamento de material crustal (sedimentos derivados do embasamento), mas as duas R_{is} mais baixas nas isócronas de maior valor, indicam que também houve retrabalhamento de material menos evoluído (sedimentos derivados de rochas com baixa razão Rb-Sr). A idade de 510 Ma parece estar ligada aos últimos eventos do Brasileiro. Notar que esses valores são semelhantes aos obtidos no Grupo Macaúbas.

4.1.1.2 – Granitos

4.1.1.2a – Suíte Granítica G-1

Na área de compilação foram encontrados 12 afloramentos já datados (103, 105, 110, 111, 112, 113, 114, 115, 117, 247, 250 e 254), pertencentes a esse corpo, considerado pré a sin-tectônico. No total são sete idades K-Ar, nove pontos para isócrona Rb-Sr, cinco dados Sm/Nd e um U-Pb.

A idade obtida com a metodologia U-Pb, em zircões, é 594 ± 6 Ma (intercepto superior), para a Suíte Galiléia (Nalini, 1997) (Tabela 3.7). Essa idade significa a de cristalização desses corpos e será a adotada para os cálculos de ϵ_{Nd} e idades modelo em dois estágios.

Os dados Sm-Nd forneceram idades modelo T_{DM} entre 1,8 e 3,0 Ga e ϵ_{Nd} entre -9,3 e -8,3 (Apêndice 6a), para a idade U-Pb, e são pertencentes, tanto aos granitos, quanto aos enclaves máficos. Duas amostras, as com idades modelo T_{DM} maiores, possuem valor de $f_{Sm/Nd}$ fora do intervalo adotado e, portanto, tiveram que ser submetidas ao cálculo de T_{DM} em dois estágios (Apêndice 6c). O novo intervalo é menos abrangente, com valores entre 1,8 e 2,0 Ga. Os dados de ϵ_{Nd} e T_{DM} implicam em um protólito crustal e Paleoproterozóico.

Os dados Rb-Sr possibilitaram a confecção de duas isócronas (Tabela 4.4 e Fig. 4.4). Três dos pontos utilizados participam das duas isócronas.

Tabela 4.4 – Dados das isócronas da Suíte G-1 (Granito Galiléia)

Pontos	Isócrona (Ma)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial	nº pontos	MSWD	modelo
117, 247, 250, 254	779±110	0,70870	5	1,7	1
117, 247, 250	646±39	0,71128	4	0,18	1

O alto erro da primeira idade ocorre devido ao pouco espalhamento dos valores, tanto no eixo $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$, quanto no $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Outra observação que deve ser feita é que apesar desses dados seguirem a tendência das idades Rb-Sr no resto da FA, esses valores são superiores ao obtido pelo método U-Pb (594±6 Ma), revelando a fragilidade geológica do resultado isocrônico Rb-Sr. As razões iniciais de Sr são condizentes com os valores de ϵ_{Nd} , indicando um protólito crustal para essas rochas.

4.1.1.2b – Suíte Granítica G-2

Essa é a segunda unidade com maior número de pontos, num total de 39 (30 a 37, 39 a 44, 49 a 54, 59 a 61, 63, 84, 85, 92, 99, 104, 109, 116, 244, 248, 249, 251, 252, 253 e 255). Esses pontos referem-se a duas idades U-Pb (Granitos Urucum e Itaobim), sete análises Sm-Nd (Gr. Urucum e outro na região de Itaipé), bem como 67 pontos Rb-Sr e dez idades K-Ar.

Nalini (1997) reportou duas idades U-Pb, completamente diferentes, ambas em intercepto superior. A menor tem valor de 582±2 Ma e deve corresponder à idade de cristalização do granito. Já a mais velha tem valor aproximado de 2200±0,3 Ma e corresponde à cristalização de zircões e monazitas herdados da rocha paleoproterozóica geradora desse corpo.

Com relação aos dados Sm-Nd, apenas uma não teve que ser calculada em dois estágios, de acordo com o coeficiente de fracionamento. Apesar do intervalo se manter o mesmo com o cálculo em dois estágios, houve maior uniformidade nos dados, sendo que apenas um (ponto 244) destoa dos demais resultados. Observou-se, portanto, dois conjuntos distintos de resultados. No primeiro conjunto, as análises forneceram idades modelo T_{DM} entre 1,70 e 1,86 Ga, portanto, um pouco mais novas do que as dos granitos G-1, e valores de ϵ_{Nd} , para a época de intrusão desses corpos (idade U-Pb), entre -7,4 e -8,2, também pouco menos negativos do que os dos

granitos G-1. Esse conjunto parece representar rochas formadas de material crustal menos contaminado e mais novo. O segundo conjunto (apenas uma amostra) tem idade modelo T_{DM} igual a 2,34 Ga e ϵ_{Nd} , para a idade U-Pb, igual a -16,4. Nesse caso, ou se considera a rocha fonte como mais antiga e portanto com maior contaminação crustal, do que no primeiro conjunto, ou não se confia nesse dado, já que na publicação original (Sato, 1998) não há detalhes sobre a composição dessa amostra, que pode pertencer a outra unidade não mapeada na escala usada. Já que há uma distância física entre o primeiro e o segundo conjuntos, parece que a porção sul (segundo conjunto de rochas) envolveu crosta Transamazônica, e a porção norte (primeiro conjunto), envolveu crosta mais nova. De qualquer forma, os granitos G-2 são claramente provenientes de fusão de material crustal paleoproterozóico, ou misto (paleoproterozóico e neoproterozóico).

Os pontos Rb-Sr forneceram nove isócronas (Tabela 4.5 e Figuras 4.5 e 4.6), sendo a maioria o recálculo das isócronas da publicação (Tabela 3.8). Algumas isócronas usam os mesmo pontos da publicação, mas forneceram idades completamente diferentes, como é o caso da isócrona relativa ao granito Jequitinhonha.

Tabela 4.5 – Dados das isócronas da Suíte G-2

Corpos	Pontos	Isócrona (Ma)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{inicial}}$	nº pontos	MSWD	modelo
Jequitinhonha	50, 51, 52, 54	715±100	0,70440	8	9,6	1
Itaobim	34, 35, 41	677±14	0,70716	7	0,72	1
Urucum	116, 248, 249, 251, 252, 253, 255	589±30	0,71290	9	2,9	1
Itaobim	33, 36, 40, 42	587±14	0,71092	6	0,63	1
Águas Formosas	59, 60, 61	584±52	0,71080	6	1,6	1
Novo-Cruzeiro	30	582±120	0,71280	3	0,37	1
Itaobim	37, 39, 63	545±40	0,71070	5	3,3	1
Medeiros Neto	84, 85	459±37	0,71940	3	0,31	1
Itaipé	31, 48	441±73	0,71092	5	5,8	1

Tirando as duas idades mais velhas (715 Ma e 680 Ma), os valores são condizentes com a época de cristalização da rocha, obtida pela metodologia U-Pb, e com o padrão de resfriamento do Brasileiro. A maior parte das idades está entre 590 Ma e 580 Ma, valores muito próximos das idades U-Pb descritas na tabela 3.8. Deve-se notar ainda que as razões iniciais são na maioria altas, também fortalecendo a tese de envolvimento de material crustal prévio, na geração desses

corpos. As razões de Sr baixas estão ligadas às idades mais velhas e devem indicar que pode ter havido a participação de material menos evoluído. De qualquer forma essas idades são destoantes do conjunto e não confiáveis. Não foi observado nenhum padrão com relação à distribuição geográfica das idades.

4.1.1.2c – Suíte Granítica G-3I

Na compilação só foram encontrados dados Rb-Sr e K-Ar, em treze afloramentos, que correspondem aos pontos 67, 68, 69, 70, 77, 78, 79, 80, 81, 82, 83, 88 e 100. Esses dados referem-se a dezoito pontos Rb-Sr e uma idade K-Ar.

Os pontos de análise Rb-Sr formaram cinco isócronas (Tabela 4.6 e Fig. 4.7). O granito Santo Antônio do Jacinto teve seus pontos separados em duas isócronas, por estarem distantes mais do que 30 Km. As isócronas das publicações, quando recalculadas pelo Isoplot, forneceram erros muito elevados, portanto novo reagrupamento dos pontos foi necessário.

Tabela 4.6 – Dados das isócronas da Suíte G-3I

Corpos	Pontos	Isócrona (Ma)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial	nº pontos	MSWD	modelo
Sto. Ant. do Jacinto	78, 79, 80	590±140	0,70650	3	4,6	3
Rubim	68, 69, 70	564±20	0,70707	3	1,7	1
Sto. Ant. do Jacinto	81, 82, 83	553±16	0,70626	3	1,8	1
Umburatiba	77	488±29	0,71680	3	0,38	1
Ecoporanga	100	466±11	0,71790	4	0,12	1

Todas as idades Rb-Sr são coerentes com o valor estimado para a cristalização dos granitos G-3I, que seria 585-570 Ma (Pedrosa-Soares *et al.*, 1999a). As razões iniciais de Sr, pertencentes às idades relacionadas ao evento de cristalização desse corpo (554, 564 e 590 Ma), são um pouco elevadas para esse tipo de granito (tipo-I) e devem representar certa interação com a crosta. Essa hipótese será debatida com os dados Sm-Nd aqui obtidos. As duas idades mais baixas devem estar ligadas aos últimos processos da orogênese.

4.1.1.2d – Suíte Granítica G-4

Os afloramentos compilados foram cinco, referentes aos pontos 22, 23, 24, 25 e 29, que estão localizados no extremo norte do mapa (anexo 2). No total são treze pontos para isócrona Rb-Sr e uma idade K-Ar.

Os dados Rb-Sr forneceram duas isócronas (Tabela 4.7 e Fig. 4.8), praticamente as mesmas da Tabela 3.10.

Tabela 4.7 – Dados das isócronas da Suíte G-4

Corpos	Pontos	Isócrona (Ma)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial	nº pontos	MSWD	modelo
Cel. Murta	22, 29	548±8	0,71125	7	0,76	1
Araçuaí	23, 24, 25	526±10	0,71204	5	0,92	1

As idades obtidas estão de acordo com o valor estimado (Pedrosa-Soares *et al.*, 1999 a) para a intrusão desses corpos, aproximadamente 530±8 Ma (Tabela 3.10). Os altos valores de Sr_i são condizentes com os granitos tipo-S, oriundos do retrabalhamento de material crustal.

4.1.1.2e – Suíte Granítica G-5

São sete afloramentos compilados (38, 45, 46, 47, 87, 123 e 128), que pertencem a essa suíte, fornecendo uma idade U-Pb, 23 pontos para isócrona Rb-Sr e três idades K-Ar.

A idade U-Pb (Siga Jr, 1986) é 505±5 Ma e foi obtida em zircão (Tabela 3.11), com o intercepto superior da discórdia. Essa idade é considerada a época de cristalização dos zircões e, portanto, dos granito G-5.

Os pontos Rb-Sr forneceram três isócronas (Tabela 4.8 e Fig. 4.9). Observar na figura 4.9 que os dados não computados coincidem com a isócrona de 720 Ma.

Tabela 4.8 – Dados das isócronas da Suíte G-5

Corpos	Pontos	Isócrona (Ma)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial	nº pontos	MSWD	modelo
Pedra Azul	38, 87	717±230	0,70710	6	0,90	1
Pe. Paraíso	45, 46	581±86	0,71040	5	22,0	1
Pe. Paraíso	45, 47	522±32	0,71124	8	4,8	1

O alto erro da idade de 720 Ma se deve ao pequeno espalhamento dos pontos, já que as probabilidades de encaixe dos pontos são altas e os desvios são baixos. Todas as idade Rb-Sr obtidas são maiores do que a idade U-Pb, o que pode invalidá-las ou questionar a interpretação da metodologia Rb-Sr.

4.1.2 – Rochas da Infra-Estrutura da Faixa Araçuaí

4.1.2.1 – Complexo Guanhães

É a unidade com o maior número de pontos compilados. São 39 pontos (135, 136, 153, 156 a 163, 165 a 170, 172, 174, 175, 177, 185, 186, 199, 201, 202, 203, 204, 207, 208, 217, 223 a 230 e 240), que forneceram uma idade U-Pb (240), 60 pontos para isócrona Rb-Sr e 27 idades K-Ar.

A idade U-Pb (Tabela 3.13) de 512 ± 5 Ma (intercepto superior) foi obtida em dois conjuntos de sobrecrecimento de zircões e um de titanita, em migmatitos (Abreu, 1991). Essa idade mostra que essas rochas foram metamorfasadas durante os eventos terminais Brasilianos, quando se recrystalizaram os zircões e titanitas.

Os pontos de análises Rb-Sr foram cuidadosamente estudados e forneceram nove isócronas (Tabela 4.9 e Figuras 4.10, 4.11, 4.12). Observar que os dados não computados coincidem com as isócronas representantes das idades mais velhas.

Tabela 4.9 – Dados das isócronas do Complexo Guanhães

Pontos	Isócrona (Ma)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{inicial}}$	nº pontos	MSWD	modelo
163, 217	2639 ± 230	0,72200	5	11,8	1
163, 169, 217, GUA-4*	2638 ± 91	0,70780	11	11,0	3
163, 167, 170, 172	2130 ± 85	0,70240	6	5,0	1
168, 174	1835 ± 29	0,7253	3	0,87	1
207	1782 ± 38	0,7550	4	1,4	1
172, 174, 202	1575 ± 47	0,7231	6	2,2	1
203	1128 ± 85	0,7154	4	1,4	1
199	850 ± 110	0,7558	4	5,0	1
169, 204	718 ± 140	0,7874	4	7,1	1

* = ponto deste trabalho (Apêndice 10)

As duas idades mais velhas (2,64 Ga) correspondem a um evento metamórfico (médio a alto grau) nos gnaisses, muito embora a primeira isócrona tenha qualidade deficiente, devido ao alto erro da idade. Já o contraste das razões iniciais de Sr indica a presença de duas fontes diferentes envolvidas na formação dos gnaisses, uma com história crustal prévia e outra com pouca contaminação crustal. Isto leva a crer que não só houve retrabalhamento de rochas crustais, como retrabalhamento de material proveniente do manto, provavelmente juvenil. As idades de 2,1 e 1,8 Ga, estão relacionadas à rehomogeneização do sistema Rb-Sr durante o evento Transamazônico. O mesmo raciocínio feito para as razões iniciais das idades arqueanas pode ser aplicado para as rochas de idade paleoproterozóicas, ou seja, além de ter ocorrido retrabalhamento de rochas crustais, houve também o retrabalhamento de rochas com baixa razão Rb/Sr.

As idades de 1,78 e 1,57 Ga, estão relacionadas ao reequilíbrio do sistema Rb-Sr por conta do caráter policíclico da evolução crustal que inclui a intrusão dos granitos anorogênicos há 1,73 Ga (Suíte Borrachudos). A partir dessa época só aparecem idades, cujas razões iniciais de Sr indicam retrabalhamento de rochas crustais, não havendo mais contaminação de material juvenil mantélico. As idades mais novas estão possivelmente influenciadas pela orogênese Brasileira, sendo que as idades mais novas (720 e 850 Ma), apesar dos altos erros, coincidem com as isócronas mais velhas obtidas nos metassedimentos da FA.

Ocorrem também, remanescentes de greenstone belt. Foram compilados seis afloramentos (187, 188, 190, 191, 192 e 193). Os dados Rb-Sr dessa unidade foram os únicos que não se conseguiu reconstituir, pois as razões não foram publicadas na bibliografia original e essas amostras não foram analisadas pelo CPGeo. Em adição há quatro idades K-Ar, em mica, que variam de 830 a 470 Ma.

A idade adotada nos cálculos de ϵ_{Nd} do capítulo 5 é 2,56 Ga, valor obtido pela metodologia Pb-Pb por evaporação de zircão (Noce *et al.*, 1999).

4.1.2.2 – Complexo Gouveia

Nessa unidade foram compilados 14 afloramentos (138, 140, 141, 142, 143, 144, 145, 146, 147, 151, 176, 233, 234 e 235), que forneceram três idades U/Pb (233, 234 e 235), seis pontos para isócrona Rb-Sr e cinco idades K-Ar.

Das três idades U-Pb, apenas uma é em rocha granitóide pertencente ao Complexo Gouveia. Essa discórdia forneceu idade, em intercepto superior, de 2859 ± 14 Ma e, em intercepto inferior, de 1844 ± 15 Ma, refletindo respectivamente a formação dos gnaisses e metamorfismo, durante o evento Transamazônico.

As outras idades U-Pb no domínio do Complexo Gouveia pertencem aos metariolitos do Supergrupo Rio Paraúna, que representa um greenstone belt Arqueano. Foram obtidas amostras em dois afloramentos distintos: um forneceu discórdia com intercepto superior igual a 2971 ± 16 Ma e intercepto inferior igual a 1844 ± 15 Ma (coincidindo com o intercepto inferior da primeira discórdia); o outro forneceu uma discórdia com intercepto superior igual a $2049 \pm 3/-2$ Ma. Da mesma forma que os gnaisses do Complexo Gouveia, os metariolitos do Supergrupo Rio Paraúna foram gerados no Arqueano e metamorfisados durante a orogenia Transamazônica.

Das várias tentativas de se obter uma isócrona com os seis pontos compilados, apenas uma foi satisfatória, envolvendo apenas três pontos de análises feitas em granito intrusivo no Complexo Gouveia. A idade obtida (4 pontos) foi 1519 ± 38 Ma e $R_i = 0,7626$ (Fig. 4.13). Esses valores retratam um evento superimposto.

4.1.2.3 – Complexo Porteira

Foram compilados 11 afloramentos pertencentes a essa unidade: 1, 2, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 11 e 246. Esses pontos forneceram 1 dado Sm-Nd (246), 16 Pb-Pb, 30 pontos para isócrona Rb-Sr e 8 idades K-Ar.

Duas idades isocrônicas Pb-Pb foram obtidas (Tabela 3.13), cada uma com oito pontos, para os gnaisses do Complexo Porteira. A idade mais antiga é 2780 ± 100 Ma, com μ_1 igual a 9,05. Essa isócrona não está com os pontos muito bem alinhados e pode-se perceber que existem pelo menos mais três alinhamentos possíveis para esses pontos, formando isócronas de idades mais novas e mais velhas. O valor de μ_1 , bem como as altas razões isotópicas de Pb, mostrando enriquecimento em material radiogênico, levam a concluir que essa rocha é fruto de retrabalhamento de rochas crustais ainda mais primitivas.

A outra idade Pb-Pb é mais nova do que a anterior, 2020 ± 120 Ma e tem μ_1 igual a 9,22. Uma das análises é feita em feldspato que tem razões Pb-Pb altas, sendo um indicativo de derivação de uma fonte já com razões altas de Pb-Pb. Da mesma forma que a isócrona anterior

essa não tem um bom alinhamento dos pontos. De todo o modo os resultados apresentaram que as rochas do Arqueano foram retrabalhadas em evento Transamazônico.

Os pontos de análise Rb-Sr se alinharam satisfatoriamente em cinco isócronas (Tabela 4.10). Apesar dos números dos pontos aparecerem na tabela repetidos nas diversas isócronas, não há pontos que sirvam à duas isócronas diferentes, trata-se de pontos com várias amostras, cada uma em uma isócrona. Observar na figura 4.14 que os pontos não utilizados nos cálculos, por causa da distância, coincidem com as isócronas propostas.

Tabela 4.10 – Dados das isócronas do Complexo Porteirinha

Pontos	Isócrona (Ma)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{inicial}}$	nº pontos	MSWD	modelo
5, 7	2638±58	0,7253	6	1,12	1
4, 5, 6, 246	2618±62	0,7021	9	0,38	1
4, 5, 7	2538±97	~0,7000	5	1,3	1
5, 7	2252±57	0,7280	5	0,28	1
246	2210±330	0,7240	3	1,16	1

As duas idades mais altas (2,64 e 2,62 Ga) são obtidas em gnaisses migmatizados e possuem razões iniciais diferentes, podendo significar a participação de rochas tanto crustais como mantélicas, na geração dos migmatitos. Há ainda uma idade de 2,54 Ga duvidosa, face à baixíssima R_i não condizente com os critérios adotados. As duas idades menores (2,25 e 2,21 Ga) estão relacionadas ao metamorfismo Transamazônico. O erro de 330 Ma para a idade de 2210 Ma pode ser explicado pela baixa quantidade de pontos e pelo pouco espalhamento dos pontos no eixo x (Rb/Sr), mas o valor ganha representatividade geológica pela comparação com a outra idade dos pontos 5 e 7.

A análise Sm-Nd fornece idade modelo T_{DM} igual a 2,91 Ga e valor de ϵ_{Nd} , para a época de migmatização dessas rochas (2,64 Ga, isócrona Rb-Sr, que inclui o mesmo afloramento datado pelo método Sm-Nd), igual a -1,37. Isso quer dizer que o evento de migmatização envolveu rochas com pouca contaminação crustal. Os valores são semelhantes aos obtidos pelos outros Complexos do embasamento.

4.1.2.4 – Complexo Mantiqueira

Na área de compilação foi encontrado apenas um ponto já datado (102), o qual possui três análises Rb-Sr. Para verificar a influência dessa unidade na evolução da FA, procurou-se utilizar dados Sm-Nd de afloramentos fora da área de compilação. Sendo assim, foram conseguidos mais oito dados Sm-Nd com respectivas análises Rb-Sr em gnaisses do Complexo Mantiqueira (Teixeira, dados inéditos).

A isócrona Rb-Sr obtida com os três pontos da compilação fornece uma idade de 559 ± 190 Ma, com razão inicial de Sr igual a 0,7113. Esse valor é um recalcule da isócrona apresentada por Silva *et al.* (1987). Na tabela 3.14 são mostradas outras idades pertencentes à essa unidade, que se encontram fora da área de compilação, mas que serão úteis para os cálculos envolvidos na metodologia Sm-Nd.

Os dados Sm-Nd fornecem idades modelo T_{DM} entre 3,4 e 2,4 Ga, dois desses valores tiveram que ser recalculados para uma evolução em duplo estágio, porém sem alteração do intervalo apresentado. Os valores de ϵ_{Nd} para a idade de 2,2 Ga (tabela 3.14), quando deve ter ocorrido o metamorfismo dos gnaisses, ficam entre - 0,59 e - 12,98, mostrando que diferentes materiais participaram da formação do complexo.

4.1.2.6 – Complexo Juiz de Fora

Foram encontrados onze afloramentos (118, 119, 120, 121, 127, 195, 196, 197, 198, 241 e 242) já datados, dessa unidade, na área de compilação. Esses afloramentos forneceram 2 análises Sm-Nd e 25 pontos para isócrona Rb-Sr.

Os dados Sm-Nd (Tabela 3.15) fornecem valores diferentes dos do Complexo Mantiqueira, de idade modelo T_{DM} : 1,92 Ga e 1,76 Ga. A primeira pode significar que o protólito gerador desse gnaiss derivou-se do manto no Transamazônico e a segunda pode indicar mistura de magma Transamazônico com magma mais recente. Os valores de ϵ_{Nd} , para a época de dos do metamorfismo desses gnaisses (600 Ma) são - 5,9 e - 9,3. Esses valores indicam que a rocha geradora do gnaiss tinha uma história crustal prévia.

Os 25 pontos de análise Rb-Sr geraram três isócronas possíveis (Tabela 4.11 e Fig. 4.15). Uma boa parte dos pontos não foi usada no cálculo, por causa da distância entre os pontos. Mas a maioria deles se encaixou nas isócronas construídas (Fig. 4.15).

Tabela 4.11 – Dados das isócronas do Complexo Juiz de Fora

Pontos	Isócrona (Ma)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial	nº pontos	MSWD	modelo
195, 197	2075±100	0,7049	3	1,4	1
119, 196	606±200	0,7094	4	1,01	1
118	518±13	0,72184	3	0,068	1

O valor mais alto (2,08 Ga) deve estar ligado à própria formação da rocha, pois tem uma razão inicial relativamente baixa. Além disso, esse valor está próximo ao valor da idade modelo T_{DM} . As idades de 606 e 518 Ma estão ligadas à orogênese Brasileira. Suas razões iniciais, uma alta e outra mais baixa, indicam que pode ter havido envolvimento de fontes crustais e mantélicas.

4.1.2.7 – Supergrupo Espinhaço

Foram compilados 17 afloramentos dentro do domínio das rochas do Supergrupo Espinhaço, referentes aos pontos 137, 139, 148, 149, 150, 152, 154, 155, 216, 218, 219, 220, 221, 222, 236, 237 e 238). Desses, seis estão no domínio das rochas do Espinhaço, mas representam diques que assinalam o fim da evolução do Espinhaço e início do desenvolvimento do rift Araçuaí (218, 219, 220, 221, 222, 238) cujos dados foram discutidos no item 4.1.1.1. Os afloramentos pertencentes às rochas do Espinhaço forneceram três idades U-Pb, uma Pb-Pb, nove pontos para isócrona Rb-Sr e sete idades K-Ar.

Os valores U-Pb são similares entre si. As amostras de metariolitos e metamagmatitos, dão idades U-Pb em zircões de 1770, 1711±8 Ma e 1715±2 Ma, que indicam o início da abertura do rift Espinhaço. A análise Pb-Pb foi realizada por evaporação de zircão, em rochas metavulcânicas do Supergrupo Espinhaço, que forneceu uma idade de 1711±12 Ma. Esse valor é idêntico aos obtidos pela metodologia U-Pb (como discutido no item 3.1).

Os pontos analisados pela metodologia Rb-Sr, todos de metariolitos, formaram uma isócrona (4 pontos) de 651±67 Ma, com razão inicial de Sr de 1,0900 e MSWD de 6,1 (Fig. 4.16). Os pontos não computados no cálculo, por causa da distância das amostras, não coincidem com a isócrona feita e mostram uma heterogeneidade nas amostras. A idade obtida corresponde aos eventos metamórficos, após a cristalização da rocha, corroborado pela altíssima razão inicial.

4.1.2.8 – Rochas Intrusivas

4.1.2.8a – Suíte Granítica Mercês

São os granitos intrusivos nas rochas do Complexo Guanhães. Foram compilados cinco afloramentos pertencentes a esse corpo (131, 132, 133, 134 e 256), que forneceram duas análises Sm-Nd e seis pontos para isócrona Rb-Sr.

Com as análises Rb-Sr foi obtida apenas uma isócrona (Fig. 4.17), que utiliza os mesmos pontos (5 pontos) da bibliografia original, mas que tem valor completamente diferente. A isócrona obtida anteriormente tem idade de aproximadamente 2,2 Ga e a nova isócrona tem valor igual a 1731 ± 31 e razão inicial de 0,70883. Essa nova idade coloca os granitos da suíte Mercês ao lado dos granitos da Suíte Borrachudos, em termos geocronológicos.

Os valores de ϵ_{Nd} , calculados para a idade obtida pela metodologia Rb-Sr (1,73 Ga), são -8,1 e -5,5, o que demonstra que, nessa época, o evento que afetou essas rochas envolveu material crustal preexistente. As idades modelo Sm-Nd T_{DM} são 2,65 e 2,41 Ga, a primeira corrigida para evolução em duplo estágio, e indicam protólito arqueano para essas rochas.

4.1.2.8b – Suíte Granítica Borrachudos

Foram encontrados 15 afloramentos (pontos: 164, 166, 171, 173, 194, 200, 205, 206, 209, 210, 211, 212, 213, 214 e 215), relativos aos granitos da Suíte Borrachudos, na área de compilação. Esses afloramentos forneceram seis análises Sm-Nd, duas Pb-Pb, dezoito pontos para isócrona Rb-Sr e quatro idades K-Ar. As análises foram feitas em granitóides e riolitos.

As idades Pb-Pb por evaporação em zircão de granitos forneceram valores de 1729 ± 14 Ma e 1595 ± 10 Ma, para os corpos de São Felix e Itauninha, respectivamente. Essas idades correspondem às idades de cristalização desses corpos.

As análises Sm-Nd, forneceram dois conjuntos distintos de idades modelo e ϵ_{Nd} , um relacionado aos riolitos e outro relacionado aos granitos. Para os riolitos, o valor das idades modelo T_{DM} ficou entre 2,62 e 2,57 Ga, já com os cálculos em dois estágios, e o valor de ϵ_{Nd} entre -6,17 e -7,24 (para idade igual a 1,73 Ga, valor obtido pela metodologia Pb-Pb). Esses

valores são semelhantes aos dados de Mercês. Para os granitos, o valor da idade modelo T_{DM} ficou entre 2,79 e 3,01 Ga e o valor de ϵ_{Nd} (para a mesma idade do conjunto anterior) ficou entre -8,79 e -10,1. Esses valores mostram que os protólitos dos corpos dessa suíte são Arqueanos.

Com as análises Rb-Sr foi possível obter 3 isócronas (Tabela 4.12 e Fig. 4.18). Alguns dados não computados tendem a se alinhar melhor com a isócrona de 1760 Ma, outros mostram uma dispersão das razões dentro do conjunto.

Tabela 4.12 – Dados das isócronas da Suíte Borrachudos

Pontos	Isócrona (Ma)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{inicial}}$	nº pontos	MSWD	modelo
205	2186±280	~0,7000	4	3,2	1
166, 205, 209	1758±300	0,7057	4	7,2	1
194	583±76	0,7271	4	1,5	1

As duas primeiras idades tem erros elevados, mas dentro do critério estabelecido nesse trabalho, sendo a idade mais velha suspeita, por ser maior do que a idade Pb-Pb. A menor idade estaria ligada à perturbação no sistema gerada pela intrusão dos granitos na FA.

Fig. 4.1 - Diagramas Isocrônicos das rochas da Formação Salinas, sedimentos distais do Grupo Macaúbas. O ponto em preto não foi usado para nenhum cálculo.

Fig. 4.2 - Diagrama Isocrônico das rochas do Complexo Gnáissico-Kinzigítico

Fig. 4.3 - Diagramas Isocrônicos das rochas do Complexo Jequitinonha. Cada cor representa uma isócrona. Os pontos em preto não foram computados em nenhum dos cálculos.

Fig. 4.4 - Diagramas Isocrônicos dos granitos da Suíte G-1. As idades são correspondentes à isócrona da mesma cor.

Fig. 4.5 - Diagramas isocrônicos das rochas da Suíte granítica G-2, referente aos corpos das regiões de Novo-Cruzeiro, Itaipé e Itaobim.

Fig. 4.6 - Diagramas isocrônicos das rochas da Suíte Granítica G-2, referente aos corpos próximos às localidades de Jequitinhonha, Águas Formosas, Medeiros Neto, Conselheiro Pena e Governador Valadares.

Fig. 4.7 - Diagramas isocrônicos das rochas da Suíte granítica G-3I, referente aos corpos próximos às localidades de Rubim, Umburatiba, Ecoporanga e Santo Antônio do Jacinto.

Fig. 4.8 - Diagramas isocrônicos das rochas da Suíte granítica G-4, referente às amostras da região de Itinga, Araçuaí e Coronel Murta.

Fig. 4.9 - Diagramas isocrônicos das rochas da Suíte Granítica G-5.

Fig. 4.10 - Diagramas Isocrônicos das rochas do Complexo Guanhães, próximo à Guanhães. Os pontos em preto não foram usado para nenhum cálculo.

Fig. 4.11 - Diagramas Isocrônicos das rochas do Complexo Guanhães.

Fig. 4.12 - Diagramas Isocrônicos das rochas do Complexo Guanhães.

Fig. 4.13 - Diagramas Isocrônicos das rochas do Complexo Gouveia.

Fig. 4.14 - Diagramas isocrônicos das rochas do Complexo Porteira.

Fig. 4.15 - Diagramas isocrônicos das rochas do Complexo Juiz de Fora.

Fig. 4.16 - Diagrama isocrônico de metariolitos do Supergrupo Espinhaço, próximo à Cidade de Conceição do mato Dentro.

Fig. 4.17 - Diagrama isocrônico das rochas da Suíte granítica Mercês.

Fig. 4.18 - Diagramas isocrônicos para as rochas da Suíte Granítica Borrachudos.

4.1.3 – Geocronologia K-Ar

De todos os dados K-Ar obtidos, as idades em feldspatos não devem ser consideradas, já que ou possuem baixa retentividade, ou retentividade variável do argônio (Torquato & Kawashita, 1992). Do mesmo modo, os valores obtidos para rocha-totais devem ser analisados com cuidado, pois a idade depende da composição mineralógica da rocha. Segundo Dickin (1995), no sistema K-Ar uma amostra de rocha total será tão resistente à perda de argônio, quanto sua fase mineral menos retentiva. Dessa forma amostras de rocha-totais ricas em feldspato potássico e/ou minerais com baixo teor de potássio não são confiáveis. Na literatura pesquisada não fica claro, em algumas amostras, qual o tipo de rocha, de modo que nem sempre foi possível distinguir qual a fase mineral predominante, para saber se a idade seria confiável ou não. Optou-se, portanto, por não se considerar as idades em feldspatos nem a maioria das datações em rocha-totais.

Outro fator utilizado para se discriminar as idades foi o de homogeneidade do padrão de idades e coerência geológica (Teixeira & Canzian, 1994), o que permitiu a incorporação de alguns dados em rocha-total nas interpretações e exclusão de idades anômalas.

Teixeira & Canzian (*op. cit.*) dividiram as rochas do embasamento do Cráton do São Francisco em províncias geocronológicas, por período de tempo. Dessa maneira, a área de estudo desse trabalho, também foi dividida em províncias, obviamente com enfoque na FA. Em primeiro lugar separou-se as rochas de evolução neoproterozóicas, relacionadas à faixa, das rochas da infra-estrutura da mesma, mais antigas. Dentre as rochas neoproterozóicas estão os granitos, gerados durante a evolução da FA (deformação brasileira), e as supracrustais, depositadas durante a fase distensiva, que quebra o continente mesoproterozóico (Rodínia). As rochas da infra-estrutura englobam litologias do arqueano, paleoproterozóico e do sistema Espinhaço.

Os granitos neoproterozóicos (suítes G-1, G-2, G-3, G-4, G-5 e G-6) possuem idades K-Ar em biotita (apenas uma é em muscovita) que se concentram no intervalo de 510-422 Ma (Apêndice 4a), o que reflete o período de resfriamento relacionado ao soerguimento final da orogênese Brasileira. Dois dos corpos pertencentes às suítes G-1 e G-2 (as mais velhas), forneceram idades maiores do que as do intervalo acima, respectivamente 580 e 560 Ma (em biotitas), que devem portanto estar ligadas ao resfriamento de cada corpo.

As supracrustais da FA (Grupo Macaúbas, Complexo Jequitinhonha e Complexo Paraíba do Sul) possuem a maior parte das idades K-Ar (em micas e anfibólios) dentro do intervalo de

550-460 Ma (Apêndice 4b). Esse intervalo é semelhante ao dos granitos, refletindo o rejuvenescimento das idades, relacionado às últimas intrusões e ao soerguimento final. Ocorrem ainda duas idades mais antigas, uma de 695 ± 40 Ma (tremolita - anfibólio de Ca e Mg) e outra de 602 ± 8 Ma (em biotita). Ambas se encontram mais a oeste em relação aos outros dados de cada unidade. Tal comportamento pode ser decorrente do empurrão das rochas metassedimentares sobre o cráton: a parte externa entra primeiro em contato com a parte fria do cráton e resfria primeiro, permanecendo com uma idade mais antiga do que no centro da massa empurrada.

As rochas datadas pela metodologia K-Ar relacionadas ao Supergrupo Espinhaço são granitos anorogênicos e diques básicos que cortam o cortam. No caso dos diques (metabasitos), as análises foram feitas em rocha total ou feldspato e são desprovidas de significado. Os granitos anorogênicos (Suíte Borrachudos), de idade paleoproterozóica ($\sim 1,73$ Ga), possuem idades K-Ar em biotitas entre 475 e 485 Ma (Apêndice 4a), mostrando rejuvenescimento completo das idades, ocasionado pela abertura do sistema durante o metamorfismo brasileiro superimposto.

O embasamento Arqueano e Paleoproterozóico (Complexos Guanhães, Gouveia, Porteirinha, Belo Horizonte, Mantiqueira, Juiz de Fora e Supergrupo Rio Paraúna), mostra uma extensa variedade de idades, com valores que se agrupam em intervalos preferenciais. O primeiro e o segundo intervalos são de idades (em anfibólios e biotitas) Mesoproterozóicas (0,9 a 1,2 Ga e 1,2 a 1,8 Ga), cujas amostras estão mais próximas dos Supergrupo Espinhaço. O primeiro intervalo mostra valores semelhantes às idades modelo T_{DM} dos ortoanfibolitos gerados durante o evento extensional, formador do rift Araçuaí e sua respectiva sedimentação, que pode ter aberto o sistema K-Ar do embasamento. O segundo conjunto parece preservar idades de resfriamento do rift Espinhaço abortado. Existe apenas uma idade em muscovita de pegmatito, cujo valor remonta ao Ciclo Transamazônico. Teixeira & Canzian (1994) interpretaram essa idade como preservação da memória termal da evolução mais antiga, já que todas as outras idades dessa unidade (Complexo Porteirinha, uma janela tectônica) são mais novas.

Um terceiro conjunto (0,85 a 0,50 Ga) apresenta o segundo maior número de amostras, indicando a importante influência da orogenia Brasileira nas rochas do embasamento. Essas idades refletem a abertura do sistema K-Ar e completo rejuvenescimento das idades. Este é mais um fator indicativo de que a idade Sm-Nd nos ortoanfibolitos (810 Ma) é de metamorfismo. Já o intervalo com idades menores do que 500 Ma, com o maior número de amostras, mostra o período de resfriamento regional, também atingindo o embasamento. No geral as idades diminuem no sentido leste, rumo à zona mais interna da FA.

A heterogeneidade das idades K-Ar em micas, anfibólios e rocha-totais, nas rochas da infra-estrutura, mostra o caráter policíclico dessa região. Já a concentração de idades menores do que 500 Ma (Fig. 5.1) revela a grande importância da orogênese Brasileira na região, que chegou a envolver as rochas da infra-estrutura das bordas do antepaís (Teixeira & Canzian, 1994).

O último intervalo de idades K-Ar tem valor médio de idades igual a 191 Ma, todas em RT de basaltos (dentro do domínio do embasamento), e devem estar ligados a um evento extensional, que gerou a intrusão da suíte Fundão mais a leste. Essas idades estão relacionadas à fragmentação inicial do Gondwana (Dussin T., 1996).

4.2 – Dados obtidos

Na parte de petrografia desse item, os corpos graníticos amostrados, bem como as rochas da infra-estrutura da FA, são descritos tanto no aspecto geológico do afloramento, quanto no aspecto microscópico. No total foram confeccionadas 55 lâminas (Apêndice 1), preferencialmente dos corpos intrusivos, no laboratório do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. Um conjunto de fotos dos afloramentos está apresentado nas páginas 101 a 106.

Na parte de geocronologia e geologia isotópica, serão apresentados os dados geocronológicos e isotópicos das amostras estudadas nesse trabalho. Foram efetuadas 41 novas análises Rb/Sr (Apêndice 10) em rocha total e uma em apatita, 24 Sm/Nd (Apêndice 11), 5 Pb/Pb (Apêndice 12) e 1 K-Ar (Tabela 4.14), tanto nos granitóides como no embasamento. O objetivo foi suprir a região com metodologias mais novas disponíveis no CPGeo, além de obter parâmetros petrogenéticos, já que a idade de cristalização das rochas (Pb/Pb em zircão) seria obtida em outra instituição, pelo co-orientador do trabalho.

A amostragem foi feita para se obter uma isócrona, pelo menos, de cada corpo estudado, porém dois deles (Granito Guarataia e Tonalito São Vitor) não ofereceram variação suficiente das razões, para se proceder ao ataque químico, e um deles (Granito Caladão) tinha a granulometria muito grosseira, trazendo dificuldade para a representatividade do sistema.

Todas as amostras submetidas à análise Sm-Nd, que não foram escolhidas para confecção de isócronas Rb-Sr, tiveram também a análise de Sr feita, para se poder elaborar os diagramas de $\epsilon_{Nd} \times \epsilon_{Sr}$.

4.2.1 – Tonalito Brasilândia (Suíte G-1)

4.2.1.1 – Caracterização petrográfica

Segundo Pinto *et al.* (1997) são rochas de composição tonalítica a granítica, com manchas enderbíticas a dioríticas, que fazem parte dos granitos pré- a sin-tectônicos. Na região desse trabalho, esse corpo foi mapeado em quatro afloramentos distintos (Apêndice 1). A melhor exposição está no afloramento IT-15, na Folha Itambacuri, onde também se encontra a maioria dos afloramentos. Apenas um ponto se localiza na Folha Santa Maria do Suaçuí.

De acordo com a descrição de campo e macroscópica, a intrusão corresponde a uma rocha meso a melanocrática, de cor cinza escura, por vezes amarelada, e granulometria média a fina. Algumas amostras contêm porfiroclastos de quartzo e feldspato, que não passam de 0,5cm, outras aparentam estar levemente foliadas.

Essa variação macroscópica é vista também nos afloramentos, onde se pode observar além de enclaves máficos (Fig. 4.31), de composição semelhante à “encaixante” e com faces retas (Fig. 4.32), às vezes “boudinados”, veios pegmatóides. O aspecto boudinado dos enclaves (deformação) se dá em conformidade com a foliação. A direção geral do estiramento desses enclaves é N75E/60SE.

As lâminas estudadas não se mostraram muito homogêneas, variando desde uma amostra rica em piroxênio (mais charnockítico) a um rico em anfibólio, passando por uma sem nenhum desses dois minerais. No geral apresenta textura hipidiomórfica, sendo que a amostra rica em piroxênio (IT-13) tem os minerais orientados. Os contatos entre os grãos, no geral são comuns, mas alguns são poligonizados. Microscopicamente são equigranulares, exceto a amostra rica em anfibólio (SM-08), que possui pórfiros do mesmos.

Os minerais principais, além desses já citados são o quartzo, alguns com extinção ondulante e alguns com mimerquitas, a microclina (exceto para a amostra SM-08), o plagioclásio e biotita verde escura, com exceção da biotita da amostra IT-13, que é castanho-avermelhada. O anfibólio da amostra SM-08 é verde.

Os minerais acessórios encontrados foram: apatita, allanita envolta por epídoto, titanita amorfa, de tamanho equivalente aos máficos principais, zircão e opacos. O epídoto não aparece nas lâminas IT-13 e IT-14. Os minerais secundários são clorita, carbonato e sericita.

A amostra IT-13 parece destoar das outras, já que a biotita foi gerada em ambiente completamente diferente das biotitas das outras lâminas, e não será considerada como pertencente ao granito Brasilândia.

4.2.1.2 – Geocronologia e Geologia Isotópica

O Tonalito Brasilândia foi um dos corpos que não permitiu a confecção de isócrona Rb-Sr, por não ter sido obtido espalhamento suficiente dos pontos, quando das quantificações de Rb-Sr por fluorescência de Raio-X.

Duas amostras, de afloramentos diferentes, foram submetidas à análise Sm-Nd. Os valores das idades modelo são semelhantes: 1,70 e 1,76 Ga, um pouco mais velhas do que as

obtidas com os outros granitos, mas também assinalando fonte mista com relação à idade. Os valores de ϵ_{Nd} , para a idade de formação dessa rocha (595 Ma), são - 10,3 e - 8,1, indicando uma fonte com componentes crustais para essa rocha. São os granitos mais antigos e com valores de ϵ_{Nd} mais negativos., entre os corpos estudados. As idades modelo Sm-Nd T_{DM} são um pouco menores do que os valores apresentados no item 4.1.1.2a na página 57, para os granitos da suíte G-1, mas próximos.

4.2.2 – Granito Ataléia (Suíte G-2)

4.2.2.1 – Caracterização petrográfica

Na área estudada, foram percorridos quatro afloramentos distintos desse corpo (Apêndice 1), sendo que todos se situam no acesso à cidade de Ataléia que sai da rodovia BR-418 (Anexo 1). Apenas um deles, o de melhor exposição (AT-01), é em uma pedreira, os outros são em cortes de estrada. Segundo Pinto *et al.* (1997), o litótipo dominante é um biotita-granada tonalito com variações granodioríticas e graníticas, tendo sido interpretadas como granitos sin a tardi tectônicos.

De acordo com as descrições de campo, trata-se de um granito homogêneo foliado (Fig. 4.19), portando biotita e granada. Nos afloramentos estudados, também foram encontrados: veios félsicos pegmatóides, ricos em feldspato e quartzo, com granadas e biotita, que cortam o granito principal (Ataléia); enclaves máficos (1) com biotitas orientadas, acompanhando a foliação do granito regional (Fig. 4.20), e granadas estiradas, parecendo ser uma segregação de material máfico; e um segundo enclave máfico (2), sem granada visível a olho nu e com foliação destoante (Fig. 4.21).

No ponto MU-06, limite entre os granitos Ataléia e Caladão, foram observados gnaisses kinzigíticos, pertencentes ao Complexo Gnáissico-Kinzigítico, interpretados como restitos dentro do granito (Pinto *et al.*, 1997). Colabora ainda com essa hipótese, o fato de, no afloramento MU-07, o granito Ataléia se apresentar mais félsico e menos foliado do que nos outros afloramentos.

As foliações medidas foram: N55W/N50E, N80W/N45E e N70W/N60E.

Macroscopicamente, o granito dominante nesses quatro afloramentos, apresenta granulometria média. Em algumas amostras há uma tendência à grãos finos e em outras à grãos grossos. A rocha é quase equigranular, com grãos félsicos levemente maiores (2 cm) do que os

máficos. A cor da rocha é cinza clara e, apenas no afloramento MU-07, ela é amarelada. As biotitas estão orientadas, indicando a presença de foliação na rocha e, em algumas amostras é evidente que as biotitas estão contornando os grãos de quartzo e feldspato, que por sua vez estão levemente estirados, formando bolsões máficos separados de bolsões félsicos. Isso indica a segregação de material félsico em relação a máficos e início de gnaissificação. Há também, em algumas amostras, a presença de veios quartzo-feldspáticos, de granulometria grossa, nos quais aparecem granadas de 0,5 cm e muscovita. As granadas, no corpo principal, são abundantes e milimétricas (até 0,5 cm).

Os enclaves máficos (2), também aparecem em amostras de mão, são equigranulares de granulometria fina e mesocráticos e estão foliados discordantemente da foliação do granito. Tanto o granito, quanto o encrave estão cortados pelos veios quartzo-feldspáticos.

De acordo com os afloramentos visitados, o granito Ataléia é um biotita granito-gnaiss com granada e corresponde aos granitóides finos, descritos por Pinto *et al.* (1997). Os enclaves máficos (2) indicam mistura magmática e os enclaves máficos (1) indicam a presença de restitos do gnaiss kinzigítico. A foliação indica se tratar de um granito sin-tectônico. O último evento magmático é indicado pelos veios quartzo-feldspáticos.

Foram analisadas dez lâminas das rochas desses quatro afloramentos. Microscopicamente apresentam grande homogeneidade, têm textura hipidiomórfica, com algumas lâminas apresentando leve orientação das biotitas. Os contatos entre os grãos, na maioria das vezes, variam de comuns a poligonizados e poucas vezes são serrilhados. Microscopicamente a rocha é inequigranular seriada, com pórfiros de quartzo e feldspato.

Os minerais principais são: quartzo, plagioclásio, microclina, granada e biotita. Alguns grão de quartzo apresentam extinção ondulante e a maioria apresenta mimerquitas. A composição do plagioclásio fica entre o oligoclásio e a andesina (por volta de 70% de albita). Alguns grãos estão levemente alterados e em todas as lâminas foram observadas antipertitas. A microclina geralmente apresenta geminação em grade. O enclave (2) foi o que apresentou maior quantidade de feldspato potássico. A biotita é castanho-avermelhada e apresenta inclusões de zircão formando halos pleocróicos. As granadas são poiquilíticas, com inclusões de quartzo, feldspato e, às vezes de biotita. Não aparecem granadas na lâmina do encrave (2).

Os minerais acessórios primários são zircão, apatita, minerais opacos e monazita. Os zircões são prismáticos ou arredondados e as apatitas variam de euédricas a subeuédricas. Os opacos não aparecem nas lâminas do afloramento AT-01, apenas nas outras. Os acessórios secundários são muscovita e carbonato, associados à alteração dos feldspatos.

4.2.2.2 – Geocronologia e Geologia Isotópica

Os estudos geocronológicos e isotópicos no granito Ataléia, contaram com uma isócrona Rb-Sr de sete pontos (o total de análises feitas) do granito principal e três análises Sm-Nd, duas no granito principal e uma no enclave máfico (2).

A isócrona Rb-Sr (Isoplot modelo 1) indicou idade de 503 ± 52 Ma e razão inicial de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ igual a 0,71312 (Fig. 4.50). O valor obtido é mais jovem do que a idade Pb/Pb, por evaporação, 591 ± 4 Ma (Noce *et al.*, 1999) e muito semelhante às idades dos granitos mais jovens da FA, o que pode ser corroborado pela alteração vista em lâmina. A alta razão de Sr inicial é indicativa de origem crustal para essa rocha.

Com relação à metodologia Sm-Nd (Apêndice 11), os valores de $\epsilon_{\text{Nd}} (t=591 \text{ Ma})$, para a época de formação dessa rocha, são semelhantes (-7,19 e -7,08), indicando que o magma teve origem de protólito crustal. Os valores de idade modelo Sm-Nd T_{DM} são 1,73 e 1,84 Ga são indicativos de mistura de fontes Paleoproterozóicas e mais novas. O enclave máfico possui idade modelo semelhante (1,8 Ga), mas o $\epsilon_{\text{Nd}} (591 \text{ Ma})$ é -11,8, muito mais negativo, indicando indiretamente sua anterioridade em relação ao granito e caracterizando-o como um xenólito.

Os valores obtidos, principalmente com relação à metodologia Rb-Sr, são semelhantes aos apresentados na tabela 3.8, na página 37.

4.2.3 – Granito Pescador – Tonalito São Vitor – Granito Teófilo Otoni

4.2.3.1 – Caracterização petrográfica

No trabalho de Pinto *et al.* 1997, esses dois corpos não foram separados cartograficamente, por considerarem que ambos pertenceriam à suíte Galiléia. Esta suíte constituída por tonalitos, granodioritos e granitos metaluminosos, com afinidades cálcio-alcalinas (Nalini, 1997). Porém, a descrição petrográfica, feita na presente dissertação, possibilitou separá-los em três corpos distintos, um peraluminoso, aqui chamado de Pescador, um metaluminoso, chamado de Teófilo Otoni e um tonalítico, chamado de São Vitor. Muito embora Pinto *et al.* (*op. cit.*) não tenham feito distinção entre esses corpos, ressaltaram que o

caráter mais aluminoso do granito Pescador pode estar associado a uma grande contaminação pelas encaixantes.

a) Granito Pescador

Foram amostrados quatro afloramentos desse corpo, três na Folha Mucuri e um na Itambacuri (Apêndice 1). De acordo com as descrições de campo e macroscópicas, foi possível identificar 3 granitóides diferentes, que são variações do corpo principal.

O corpo principal é formado por um granitóide de granulometria média a grossa, bem foliado e com porfiroclastos de quartzo e feldspato estirados, que varia para um granitóide mais fino e mais máfico, mas de mesma mineralogia, também foliado. Mineralogicamente são biotita-granitóides com granada, mesocráticos de cor cinza. As granadas são milimétricas (chegam a 0,5cm) e os feldspatos não passam de 1cm. Ambos possuem xenólitos dos xistos (Fig. 4.22a e b) da Formação Tumiritinga (Grupo Rio Doce) e enclaves máficos. Próximo às encaixantes esse corpo é mais peraluminoso, chegando a apresentar duas micas.

A terceira variação corresponde a um granito mais fino e félsico, quase leucocrático, também com granada, com foliação evidente dada pela orientação da biotita em escala de afloramento (Fig. 4.23). Todos os corpos são cortados por pegmatitos a turmalina e muscovita. As foliações medidas foram: N75W/65NE, N60W/70NE, N80W/68NE e N85E/25SE.

Ao microscópio, as onze amostras estudadas apresentaram uma variação de afloramento para afloramento. O ponto MU-12 é parecido com o granito Ataléia e os afloramentos IT-03 e MU-23, parecem ser mais ricos em alumínio, chegando a apresentar duas micas e até sillimanita, respectivamente. A textura é hipidiomórfica no geral, sendo que na maioria das lâminas as biotitas estão orientadas. Os contatos variam de comum a poligonizados, poucas vezes são serrilhados. No geral as amostras são inequigranulares no microscópio, mas há porções quase equigranulares.

Os minerais principais são o quartzo, o plagioclásio, a microclina, a biotita e a granada. O quartzo por vezes está estirado e por vezes apresenta extinção ondulante, mas em todas as lâminas foi observada a presença de mimerquitas. O plagioclásio apresenta tanto alteração nas bordas, quanto nos núcleos. Há antipertitas em quase todas as lâminas e o teor do plagioclásio é de aproximadamente 70% de albita. A presença de microclina é maior na porção mais fina desse corpo (MU-12K), onde também não aparecem granadas. A biotita é castanha-avermelhada,

algumas estão se alterando para clorita. As granadas são vermelhas e poiquilíticas, com inclusão de quartzo e feldspato. A sillimanita ocorre como fibrolita e só aparece no afloramento MU-23.

Os minerais acessórios primários são: zircão, apatita e monazita. Os zircões apresentam vários formatos e as apatitas ora são prismáticas e ora são arredondadas. A monazita aparece em todas as lâminas, mas aumenta de quantidade nas rochas mais ricas em alumínio. Raramente são observados minerais opacos, mas quando ocorrem aparecem associados à também rara titanita. O carbonato é o único mineral secundário observado.

b) Tonalito São Vitor

O tonalito propriamente foi visitado em apenas um afloramento, o IT-16 (Apêndice 1), e é caracterizado pela abundante presença de pórfiros centimétricos de anfibólio (Fig. 4.24). Ocorrem ainda, níveis cumuláticos, essencialmente de biotita e anfibólio. O índice de cor dessas amostras varia de meso a melanocrático, sendo predominantemente cinza escuro. A granulometria varia de média a grosseira. A rocha se apresenta levemente foliada e possui enclaves máficos também (Fig. 4.25). Esse afloramento se situa nos níveis topográficos mais baixos, junto à área de aluvião na várzea do Rio Itambacuri.

A única lâmina feita indica que essa rocha tem textura hipidiomórfica e contatos comuns, além de ser inequigranular, com pórfiros de anfibólio. Os minerais principais são o quartzo, com fraca extinção ondulante, o plagioclásio, o anfibólio, de cor verde e a biotita, de cor castanho-avermelhada. Além de zircão, titanita, em agregados amorfos, e opaco, incluso no anfibólio, são os minerais acessórios primários encontrados. Os secundários são a clorita, da alteração da biotita, e o carbonato, da alteração do feldspato.

c) Granito Teófilo Otoni

Foram visitados ainda mais três afloramentos de um granito metaluminoso (Apêndice 1), aqui chamado de Granito Teófilo Otoni, que pode ou não estar associado ao tonalito do ponto IT-16. Os pontos estão situados na Folha Teófilo Otoni (TO-01 e TO-02) e na Folha Mucuri (MU-16), em níveis topográficos mais altos do que o afloramento IT-16. Segundo a descrição de campo é uma rocha de granulometria média, cor cinza e mesocrática, que em alguns pontos é porfirítica. Está levemente foliada, com orientação dada pela biotita. Apresenta enclaves máficos (Fig. 4.26) e contato com um granito mais máfico e fino. O granito porfirítico possui xenólitos

do granito mais máfico e o mais máfico possui xenólito do porfirítico (Figuras 4.27 e 4.28). Esse granito mais máfico tem a mesma mineralogia do granito mesocrático e é a rocha principal do afloramento MU-16 (Fig. 4.28).

Trata-se de um biotita-granitóide, com intrusão de um granito máfico. As foliações medidas no granitóide são: N65W/50NE e N70E/75SE

Foram confeccionadas 4 lâminas (duas do corpo mesocrático e duas do corpo mais máfico). Há pequenas diferenças microscópicas entre esses dois corpos, relacionadas à presença de feldspato potássico, que aparece apenas no afloramento TO-01. No geral a textura é hipidiomórfica, com contatos comuns, ou em menor quantidade poligonais. Microscopicamente a rocha é inequigranular com pórfiros de quartzo e feldspato, sendo a amostra do corpo mais máfico quase equigranular. Os minerais principais são o quartzo, com extinção ondulante e mimerquitas, na amostra com feldspato potássico, plagioclásio, de teor aproximado de 70% de albita, e biotita castanho-avermelhada.

Os minerais acessórios primários são o zircão, a apatita, a allanita, a monazita inclusa nas allanitas (mais freqüente na amostra TO-02A, do corpo mais máfico) e opacos. Na amostra MU-16A aparecem poucas titanitas. Os minerais acessórios secundários são o carbonato e sericita, de alteração do feldspato, e clorita, de alteração da biotita.

A coexistência de monazita e allanita não é muito comum na literatura. Broska *et al.* (2000) descreveram a coexistência desses dois minerais em granitos peraluminosos da porção ocidental dos montes Cárpatos. Esses mesmos autores explicam a passagem de allanita para monazita (essa predomina), por causa da diminuição da atividade do cálcio, consumido na cristalização de plagioclásio que acompanha a diferenciação de magmas peraluminosos. No caso aqui apresentado acontece o contrário, há formação de allanita a partir de monazita, com um aumento da atividade do cálcio, o que não se explica por diferenciação magmática. Filipov & Janasi (submetido) explica a ocorrência de monazita em núcleo de allanita no granito Mauá, em São Paulo, como a incorporação de material crustal, evidenciado pela presença de xenólitos de xistos, por magma mais metaluminoso. Dessa forma o granito Teófilo Otoni também seria formado por mistura de magma metaluminoso, relacionado ou não ao tonalito São Vitor, com magma peraluminoso. Não são encontrados xenólitos de xisto, nos perfis amostrados. No entanto o xisto pode ter sido totalmente consumido, ou então se tratar de um granito peraluminoso.

4.2.3.2 – Geocronologia e Geologia Isotópica

Os dois corpos datados possuem idades Pb-Pb, de evaporação em zircão, idênticas ($576 \pm 4/5$ Ma), apesar de terem afinidades geoquímicas diferentes (o granito Pescador é peraluminoso e o granito Teófilo Otoni é metaluminoso). A isócrona do granito Pescador, com ou sem os pontos referentes ao granito Teófilo Otoni, praticamente forneceu o mesmo valor radiométrico. Contudo, o afloramento IT-16, do tonalito São Vitor, está sendo separado desse contexto, pois sua amostra apresenta idade modelo e ϵ_{Nd} diferentes das amostras dos granitos Pescador e Teófilo Otoni.

A isócrona do Granito Pescador (12 pontos – Apêndice 10) indica uma idade de 500 ± 32 Ma (Fig. 4.51) e razão inicial de $^{87}Sr/^{86}Sr$ de 0,71056, sem os dados do granito Teófilo Otoni. Com esses dados (2 pontos a mais) o valor passa a ser de 502 ± 30 Ma e razão inicial de $^{87}Sr/^{86}Sr$ de 0,71048. O erro diminui com o aumento do número de pontos, mas a idade é a mesma. Esses valores também são menores do que a idade Pb-Pb por evaporação em zircão (Noce *et al.*, 1999), revelando comportamento térmico semelhante ao Ataléia. As razões iniciais são altas, diagnosticando a participação crustal na geração desse corpo.

As idades modelo Sm-Nd para o granito Pescador, variam entre 1,54 e 1,33 Ga e os ϵ_{Nd} (576 Ma) estão entre -4,0 e -6,0. Já para o granito Teófilo Otoni as T_{DM} situam-se entre 1,39 e 1,59 Ga e os ϵ_{Nd} (576 Ma) entre -5,8 e -6,3. Essa idades modelo não têm significado geológico, por representarem uma mistura de protólitos na geração desses granitos. Para o tonalito do ponto IT-16, a T_{DM} é 1,96 Ga e o ϵ_{Nd} (576 Ma) indica valor de -8,1, mais negativos do que os do granito Pescador e Tonalito São Vitor, o que parece indicar uma fonte mais rica em material crustal e mais antigo do que os outros corpos.

Tanto a petrografia, quanto os dados isotópicos não permitem agrupar esses corpos em uma mesma suíte (G-1), como o proposto na literatura (Noce *et al.*, 1999). De modo que o Granito Pescador, muito semelhante ao Granito Ataléia, foi inserido no contexto da suíte G-2; o Tonalito São Vitor, por falta de dados se mantém na suíte G-1; e o Granito Teófilo Otoni, por ser diferente de ambos e de idade similar à do Granito Guarataia, foi considerado como um corpo intermediário entre a suíte G-2 e a G-3I, corroborando a hipótese de um magma peraluminoso (G-2) sendo incorporado por um metaluminoso (G-3I).

4.2.4 – Granito Wolff (Suíte G-3S)

4.2.4.1 – Caracterização petrográfica

Apenas um afloramento (Fig. 4.29) desse corpo foi visitado (Apêndice 1), situando-se próximo à cidade de Teófilo Otoni, na pedreira do Wolff. Trata-se do local de origem do nome da unidade, sendo também onde aparece a melhor exposição dessa rocha. Pinto et al. (1997) chamam essa unidade de leucogranito Wolff, inserindo-os tectonicamente no contexto dos granitos tipo-S, sin- a tardi-tectônicos.

Macroscopicamente é um granito de granulometria média a grosseira, de cor cinza esbranquiçada e índice de cor meso a leucocrático, predominantemente leucocrático (Fig. 4.30). Há porções um pouco mais ricas em biotita, que indicam uma leve foliação. O corpo é bem homogêneo, não ficando muito em evidência os níveis mais ricos em biotita. A medida dessa foliação é: N55E/45SE. Além da biotita possui granada, um pouco de muscovita, quartzo e feldspato. No afloramento ocorrem enclaves máficos com granadas e veios pegmatóides

Esse corpo pode estar associado aos granitos peraluminosos, como o Ataléia e o Pescador, já que no afloramento MU-23 foi observada uma variação leucocrática do Granito Pescador, semelhante ao granito Wolff, o que sugere uma transição entre esses dois corpos.

Microscopicamente, esse granito é inequigranular, com minerais félsicos maiores. Apresenta textura hipidiomórfica, com contatos entre os grãos ora comuns, ora poligonizados. A única lâmina dessa rocha tem como minerais principais o quartzo, com extinção ondulante, a microclina, com pertitas, pouco plagioclásio, biotitas castanho-avermelhadas, sillimanita, como fibrolita, granada, em grãos sub-arredondados, e muscovita. Os minerais acessórios primários são: zircão, que forma halos pleocróicos quando inclusos na biotita, apatita e opacos. Os secundários são sericita e carbonatos.

4.2.4.2 – Geocronologia e Geologia Isotópica

Apenas uma amostra desse corpo foi datada, pela metodologia Sm-Nd. A idade Pb-Pb, por evaporação em zircão, do mesmo afloramento, foi recentemente obtida, dando um valor de 582 ± 5 Ma (Noce, comunicação escrita). O valor de ϵ_{Nd} para a época de formação (582 Ma) dessa rocha é - 6,4, também negativo e indicando uma fonte dessa rocha com uma história crustal

prévia. Sua idade modelo T_{DM} em duplo estágio é de 1,63 Ga, coerente com uma fonte mista, Paleoproterozóica e Neoproterozóica.

4.2.5 – Granito Guarataia

4.2.5.1 – Caracterização petrográfica

Esse corpo granítico não foliado se encontra na porção central do mapa de geologia local (Anexo 1) e está representado por quatro afloramentos (Apêndice 1), sendo que o de maior expressão é o IT-02 (foto da capa), no sopé de um dos “pães de açúcar” da região. Pinto *et al.* (1997) consideraram esse corpo como tardi- a pós-tectônico, descrevendo litologicamente como granito, granodiorito e biotita-quartzo monzonito.

A rocha tem granulometria média a fina e na maior parte é equigranular, localmente apresentando porfiroclastos de quartzo e feldspato, pouco maiores do que a biotita (Fig. 4.33). O índice de cor varia de meso a leucocrático e a cor é cinza clara, com porções cor de caramelo. No afloramento pode-se observar que há ainda veios leucocráticos pegmatóides cortando o granito.

As cinco lâminas estudadas são semelhantes, representando granitos levemente inequigranulares, com pórfiros de quartzo e feldspato. A textura é hipidiomórfica e os contatos variam de comuns a poligonizados. Os minerais principais são o quartzo, alguns com extinção ondulante e com mimerquitas, a microclina, o plagioclásio e a biotita. A cor da biotita varia de verde escuro a marrom.

Os minerais acessórios são a apatita, o zircão, a titanita (massa amorfa em abundância), a allanita, o epídoto idiomórfico (em volta da allanita) e minerais opacos, geralmente associados às titanitas e/ou biotitas). Os minerais secundários são a sericita e o carbonato.

4.2.5.2 – Geocronologia e Geologia Isotópica

Assim como o Tonalito Brasilândia, o Granito Guarataia também não permitiu a confecção de isócrona, por não ter espalhamento suficiente dos pontos. A idade de evaporação Pb-Pb em zircão é de 574 ± 2 Ma (Noce *et al.*, 1999).

Duas amostras desse corpo foram submetidas à análise Sm-Nd. As idades modelo (T_{DM}) de 2,09 e 2,2 Ga indicam uma refusão de fonte Paleoproterozóica para esses corpos. Os valores

de ϵ_{Nd} , calculados para a idade de formação desse corpo, estão em torno de $-13,0$, também indicando a forte participação de material crustal na geração desses corpos.

A pesar da leve semelhança com o Tonalito Brasilândia, o Granito Guarataia foi considerado de outra suíte granítica, a G-3I, por sua idade mais jovem (574 Ma) e seus valores de ϵ_{Nd} mais negativos.

4.2.6 – Charnockito Padre Paraíso (Suíte G-5)

4.2.6.1 – Caracterização petrográfica

Esse corpo granítico foi amostrado em seis afloramentos diferentes (Apêndice 1), localizados na parte leste do mapa de geológico local (Anexo 1). Segundo Pinto *et al* (1997), o Charnockito Padre Paraíso e o Granito Caladão são variações da Suíte intrusiva Aimorés, possuindo contato gradacional, sendo o charnockito o núcleo dos batólitos. Tectonicamente representam corpos tardi- a pós-tectônicos.

O charnockito Padre Paraíso, segundo a descrição de campo e macroscópica, apresenta comumente textura fanerítica, granulometria grosseira, índice de cor meso a melanocrático e coloração cinza escura esverdeada (Fig. 4.34). Ocorrem variação nos afloramentos para partes de granulometria mais fina, mas sempre apresentando porfiroclastos de quartzo e feldspato. No afloramento MU-08 a parte mais fina grada para um corpo mais félsico (MU-08A). No afloramento MU-18 também foi encontrado o Granito Caladão, mas não foi possível observar o contato entre eles. Essa rocha não apresenta foliação.

As quatro lâminas descritas mostraram que a rocha é heterogênea, principalmente com relação à presença de piroxênio e anfibólio. No geral a textura é hipidiomórfica, com contatos comuns. Na maior parte a rocha é inequigranular, com pórfiros de feldspato, mas na parte mais félsica (MU-08A) a rocha é quase equigranular. Os minerais principais são quartzo, com extinção ondulante e mimerquitas, a microclina (pertítica), o plagioclásio (antipertítico) e a biotita castanho-avermelhada. O anfibólio aparece subordinadamente nas amostras MU-08A e MU-18A, estando sempre associados à biotita. O piroxênio aparece em maior quantidade na amostra MU-09, que não tem anfibólio, e também na MU-18A.

Os minerais acessórios primários são: apatita, titanita, zircão, allanita e opacos. O zircão aparece incluso na biotita e a allanita ocorre em pouca quantidade. Os minerais secundários são o carbonato e a muscovita, fruto da alteração do feldspato, e a clorita, alteração da biotita.

4.2.6.2 – Geocronologia e Geologia Isotópica

O estudo geocronológico e isotópico relativo às amostras do Charnockito Padre Paraíso, compreende, cinco análises Rb-Sr, com a confecção de uma isócrona de cinco pontos, e uma análise Sm-Nd. A idade Pb-Pb de evaporação em zircão, mostra idade de cristalização dessa rocha igual a 519 ± 2 Ma (Noce *et al.*, 1999).

A isócrona Rb-Sr (5 pontos) mostra uma idade de 597 ± 49 Ma e razão inicial de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ igual a 0,70747 (Fig. 4.52). Essa idade é mais antiga do que a obtida pelo método Pb-Pb, indicando a necessidade de dados adicionais, para melhor esclarecimento da questão. A razão inicial não é muito alta podendo indicar crosta inferior como fonte. Tanto a idade isocrônica quanto a razão inicial são semelhantes às obtidas pelo Granito Pedra Azul (Tabela 3.11, pag., 40). A idade modelo Sm-Nd (T_{DM}) calculada é 1,48 Ga e o valor do $\epsilon_{\text{Nd}(519 \text{ Ma})}$ é -6,9. Esses valores indicam que a fonte geradora desse corpo é mista com relação à idade e tinha história crustal prévia.

4.2.7 – Granito Caladão (Suíte G-5)

4.2.7.1 – Caracterização petrográfica

O granito Caladão é a variedade grosseira da Suíte Aimorés que ocorre na parte leste do mapa de geologia local (Anexo 1) e que ocupa os terrenos de relevo mais montanhoso, onde aparecem os “pães de açúcar” da região, cujo morro mais expressivo foi denominado de Pedra da Boca (Fig. 4.35). Esse corpo foi mapeado em quatro afloramentos distintos (Apêndice 1) e, segundo Pinto *et al* (1997), envolve o charnockito Padre Paraíso.

Segundo as observações de campo e a descrição macroscópica, a rocha é homogênea, de granulometria grosseira a muito grosseira, com porfiroclastos de feldspato róseo, que chegam até 4 cm (Fig. 4.36). A rocha tem textura fanerítica, coloração cinza clara rosada e índice de cor variando de meso a leucocrático. Há presença de enclaves máficos (Fig. 4.37) em todos os

afloramentos e de um granito fino equigranular que corta essas rochas, chamado neste trabalho de Aplito do Caladão (Fig. 4.38). Em alguns afloramentos é possível notar estruturas de fluxo, caracterizando uma textura ígnea (Fig. 4.39).

Pinto *et al* (1997) separam o granito Caladão em dois tipos, um com relativa abundância de hornblenda na matriz e outro praticamente sem o anfibólio. Essa diferença também pôde ser observado nas três lâminas descritas, demonstrando uma certa heterogeneidade nas amostras. No geral a textura microscópica dessa rocha é hipidiomórfica, com contatos entre os grãos na maioria comuns e alguns poucos poligonizados. Também é inequigranular microscopicamente, com porfiroclastos de feldspato, tanto plagioclásio, quanto potássico. Os minerais principais são: quartzo, plagioclásio, microclina, biotita e anfibólio. Alguns grãos de quartzo apresentam extinção ondulante e mimerquitas. A microclina é pertítica e o plagioclásio é antipertítico. A biotita é marrom e o anfibólio é verde. Esse último aparece na amostra MU-01A.

Os minerais acessórios primários são: zircão, titanitas apatitas, allanitas e opacos. As allanitas apresentam núcleos amarelo-alaranjados. Os minerais secundários são a sericita e carbonato, relacionados à alteração do feldspato.

4.2.7.2 – Geocronologia e Geologia Isotópica

O Granito Caladão, por ter granulometria grosseira e pouca chance de conseguir um espalhamento dos pontos, não foi submetido à análise Rb-Sr. Os estudos geocronológico e isotópico, desse corpo, compreenderam cinco análises Pb-Pb, duas em feldspato e três em rocha total, além de duas análises Sm-Nd, uma no granito principal e outra no granito fino intrusivo-posterior (MU-10B). A idade de evaporação Pb-Pb em zircão, para o granito principal, é de 520 ± 2 Ma e, para o granito mais jovem, é 503 ± 9 Ma (Noce *et al.*, 1999).

Os dados Pb-Pb (Apêndice 12), não permitiram a confecção de uma isócrona Pb-Pb, por não ter ocorrido espalhamento dos pontos. Porém pôde-se calcular o parâmetro μ_1 e avaliar os valores das razões de Pb. Os valores de μ_1 se situam entre 10,3 e 9,8, indicando claramente uma fonte crustal para essa rocha. As razões de $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ têm altos valores de ^{207}Pb nos feldspatos, que normalmente mostram os valores iniciais do sistema, sugerindo que a fonte dessa rocha já tinha razão alta, sendo provavelmente oriunda de crosta superior.

Os dados de Sm-Nd, para o granito Caladão, produziram uma idade modelo T_{DM} de 1,55 Ga e valor de $\epsilon_{Nd(520 \text{ Ma})}$ igual a -6,7. O ϵ_{Nd} também indica uma fonte com componente crustal e

a idade modelo sugere uma fonte mista, envolvendo material paleoproterozóico e neoproterozóico (juvenil).

Há semelhança entre os dados do Granito Caladão e do Charnockito Padre Paraíso, principalmente no que diz respeito à participação de material crustal na suas gerações. Isso também foi indicado pelas altas R_{is} (de Rb/Sr) observadas nas tabelas 3.11 e 4.8, respectivamente nas páginas 40 e 60.

Para o granito fino posterior (MU-10B), foi obtida uma idade modelo T_{DM} , em dois estágios, de 2,6 Ga e valor de ϵ_{Nd} , para a idade de intrusão da rocha (503 Ma), igual a $-20,5$. Trata-se do valor mais negativo obtido, bem como a T_{DM} mais antiga também. Esses granitos finos posteriores derivaram de material crustal arqueano.

4.2.8 – Aplito do Caladão

4.2.8.1 – Caracterização petrográfica

Esse corpo é intrusivo no Granito Caladão, mas aparece também em afloramento próximo ao granito Pescador. A similaridade entre eles pode ser observada pelos dados isotópicos de Sm-Nd e descrição microscópica. Essa rocha é homogênea e isotrópica, com granulometria fina e textura fanerítica equigranular (Fig. 4.40). Tem coloração cinza clara e índice de cor mesocrático.

Microscopicamente, as duas lâminas estudadas, apresentam rocha de textura hipidiomórfica e contatos entre os grãos ora comuns e ora poligonizados. A granulometria na seção delgada é quase equigranular, observando-se que os minerais félsicos são levemente maiores. Os minerais principais são: quartzo, microclina, plagioclásio e biotita. A microclina é pertítica, o plagioclásio está alterado e a biotita é castanho-avermelhada. Entre os minerais acessórios primários estão o zircão, prismáticos a arredondados, a apatita (subeudrais), opacos e titanitas. Os minerais secundários são o carbonato e a sericita, oriundos da alteração dos feldspatos.

4.2.8.2 – Geocronologia e Geologia Isotópica

Esse corpo só foi visto em um afloramento. Foi realizada análise Sm-Nd na amostra MU-13. Essa rocha pode ser comparada com o granito fino do ponto MU-10, cujos resultados da amostra foram descritos no item anterior, e são consideradas como representantes do mesmo corpo.

Da mesma forma que a amostra MU-10B, o valor da idade modelo T_{DM} da amostra MU-13 também teve que ser calculada para dois estágios, dando um novo valor de 2,8 Ga. O valor de ϵ_{Nd} , calculado para a idade obtida no ponto MU-10B (503 Ma), também é muito negativo, sendo igual a -23,8. Esses valores indicam que, assim como o granito fino do ponto MU-10B, esse (MU-13) também foi gerado a partir de um magma rico em componentes crustais arqueanos.

Apesar da composição química similar à do Granito Caladão e idades equivalentes, o Aplito Caladão (aqui denominado dessa forma) possui dados isotópicos bem diferentes dos apresentados pelos granitos anteriormente descritos. Dessa forma, optou-se por considerá-lo como uma outra suíte granítica, a G-6.

4.2.9. – Grupos Rio Doce e Macaúbas

4.2.9.1 – Caracterização petrográfica

De acordo com o trabalho de campo, foi possível observar alguns dos litotipos apresentados nos itens 3.2.1.1c e d, que fazem parte as rochas crustais dos Grupos Macaúbas e Rio Doce. Nesse item será descrito apenas o que foi visto em campo, para não se repetir o que já foi escrito nos itens referidos. Dos vários afloramentos visitados apenas 7 foram amostrados, mas apenas um foi descrito microscopicamente, já que o enfoque deste trabalho são os granitos.

a) Grupo Rio Doce

A maior parte dos afloramentos, referente à essa rocha, foi encontrada na Folha Itambacuri, entre os granitos da FA. Dos quatro pontos percorridos, apenas dois estão representados no anexo 1 (IT-06 e IT-08), por se tratar de afloramentos com fotos e medidas estruturais. No geral essa rocha apresenta intercalações de porções quartzíticas e porções

pelíticas, que formam as partes xistosas e gnáissicas da rocha. Em outros afloramentos é possível perceber que essa porção xistosa está intercalada com porções de rocha calcissilicáticas, que às vezes formam boudins dentro dos xistos. O xisto propriamente dito é rico em bitotita, tem muscovita e algumas granadas milimétricas, cuja presença varia de afloramento para afloramento. Cortando esse xisto ocorrem granitos finos leucocráticos formados por quartzo, feldspato e granada, além de pegmatitos. Não foram feitas lâminas dessas rochas.

Os xistos do afloramento IT-06 são parecidos com os xenólitos dentro do Granito Pescador (Fig. 4.41). Também são observadas dobras parasitas de eixo quase N-S. O acamamento original S_0 medido em um dos afloramentos é E-W.

O xenólito de xisto analisado microscopicamente apresenta biotitas castanho-avermelhadas, quartzo, microclina e plagioclásio, como minerais principais. Os minerais acessórios primários são as apatitas, titanitas e zircões e o mineral secundário é a sericita. As biotitas estão orientadas, e parecem indicar pelo menos três fases deformacionais.

b) Grupo Macaúbas

Os afloramentos (SM-07) pertencentes à essa unidade se encontram na Folha Santa Maria do Suaçuí, na parte central do mapa de geologia local (Anexo 1), entre as rochas do embasamento arqueano e os granitos da FA. Alguns dos afloramentos nem foram amostrados e por isso não estão representados no mapa de geologia local (Anexo 1), apenas um afloramento está representado, o único com lâminas e foto (Fig. 4.42). Semelhantemente às rochas do Grupo Rio Doce, também são formadas pela intercalação de camadas carbonáticas e camadas xistosas. A diferença entre as rochas desses grupos está na composição. Os xistos do Grupo Macaúbas (Formação Salinas) são mais quartzosos e não possuem granadas.

As calcissilicáticas apresentam bandamento fino, cor cinza escura e aspecto maciço. Microscopicamente pôde-se observar a presença de quartzo, carbonato, anfibólio, titanita e opacos. Nos xistos, de textura lepidogranoblástica, encontrou-se essencialmente biotita avermelhada, quartzo e apatita.

4.2.9.2 – Geologia e Geocronologia Isotópica

Há apenas um dado Sm-Nd em xistos do Grupo Rio Doce, produzido neste trabalho, correspondente a um xenólito dentro do Granito Pescador. Por estar inserido em outro corpo, o

resultado poderia ser semelhante ao do granito (T_{DM} entre 1,33 e 1,54 Ga), imaginando que tivesse ocorrido uma rehomogeneização isotópica em todo o afloramento. Por isso a amostra foi submetida apenas à análise Sm-Nd. O intuito era analisar a influência dos metassedimentos na formação dos granitos.

A idade modelo (DM) obtida é 1,96 Ga, mais antiga do que as idades modelo do granito Pescador e semelhante ao tonalito São Vitor e indica, semelhantemente às idades U-Pb (Tabela 3.4, na página 32), fontes de idades paleoproterozóicas para esses metassedimentos. O valor de ϵ_{Nd} é um pouco mais negativo (-9,8) do que dos dois corpos citados anteriormente (entre -4,0 e -8,1) (Apêndice 11), significando que a fonte desses metassedimentos é crustal. Todavia os valores obtidos podem estar mascarados por reequilíbrio isotópico com os granitos.

4.2.10 – Complexo Guanhães

4.2.10.1 – Caracterização petrográfica

Foram percorridos 14 afloramentos de rochas do Complexo Guanhães, dos quais apenas seis (Apêndice 1) estão representados no mapa de geologia local (Anexo 1), por serem os que tiveram as amostras estudadas, ou estruturas medidas.

Os mesmos afloramentos foram inseridos por Pinto *et al.* (1997) no Complexo Basal, que agrupava rochas do tipo tonalito-granodiorito-granito, gnaissificadas ou migmatizadas, com freqüentes corpos anfibolíticos associados. Ocorre na parte oeste do mapa de geologia local (Anexo 1) e tem contato tectônico com as supracrustais.

Segundo as descrições de campo, foram observados dois tipos de rochas do Complexo Guanhães, uma rocha gnáissica e uma rocha migmatítica. O gnaisse se apresenta foliado, com bandamento evidente em alguns afloramentos (Fig. 4.43 e Fig. 4.44). Macroscopicamente pode-se distinguir o quartzo, o feldspato, a biotita, a muscovita e titanita. Além de veios pegmatóides que cortam o gnaisse, ocorrem também rochas máficas, ricas em biotita e anfibólio, intercaladas ao gnaisse. Foram observadas também, em alguns afloramentos, dobras em S e estruturas de cavalgamento (Fig. 4.45). As foliações medidas têm direção quase N-S e mergulho baixo, porém, nos afloramentos mais distantes dos metassedimentos, a direção muda para E-W, provavelmente porque já não sofrem influência da deformação brasileira.

Um migmatito foi observado mais na parte ocidental do mapa do anexo 1, associado a um granito rico em magnetita (Fig. 4.46) e à porções máficas (Fig. 4.47). Apresenta estrutura estromática, com bandas félsicas e máficas, cujas camadas variam de horizontais (Fig. 4.48) a verticais (Fig. 4.49) e com mineralogia semelhante ao gnaiss. Em alguns locais é possível observar veios leucocráticos, concordantes com o bandamento, rico em magnetita centimétrica, pertencentes ao granito. Da mesma forma foram encontradas camadas máficas, de um gnaiss porfiroclástico associado ao granito (Fig. 4.46). Essas últimas observações indicam que, durante a intrusão do granito, o gnaiss estava em fase dútil.

As cinco lâminas estudadas são homogêneas, apresentam textura que varia de granoblástica a lepidogranoblástica e contatos ora comuns e ora polygonizados. Os minerais encontrados foram: quartzo, plagioclásio, microclina, biotita ora marrom ora verde escura, anfibólio, titanita, allanita no núcleo de epidoto, apatita e opacos. Clorita e muscovita são os minerais de alteração. São gnaisses ortoderivados.

4.2.10.2 – Geocronologia e Geologia Isotópica

Os estudos geocronológico e isotópico relativos aos gnaisses e migmatitos do Complexo Guanhães referem-se a quinze determinações Rb-Sr (apêndice 10), quatro de Sm-Nd (apêndice 11), e uma de K-Ar em anfibólio. Os dados Sm-Nd são os primeiros produzidos, nos gnaisses do Complexo Guanhães.

Para a confecção das isócronas Rb-Sr procurou-se, além de respeitar as afinidades geológicas, utilizar como critério para a isócrona amostras de afloramentos distantes menos do que 30 Km. Das quatro isócronas possíveis, apenas duas forneceram um resultado aceitável, as outras tiveram erros muito altos. O erro alto pode ser explicado pela pouca quantidade de pontos, o que é muito considerado no programa utilizado (Isoplot). Um conjunto de três pontos de um mesmo afloramento foi mesclado aos dados da compilação e forneceram a isócrona de 2638 Ma apresentada na tabela 4.9. Os resultados preliminares obtidas (Figura 4.53 e Tabela 4.13) têm idades de 2111 ± 270 Ma (quatro pontos) e 3237 ± 93 Ma (três pontos). Os alinhamentos tem valor geológico restrito e são apenas indicativos da evolução tectônica sofrida pelas rochas, face ao baixo número de análises e ao pequeno espalhamento dos pontos. Contudo, as razões iniciais de Sr são diferentes (0,7124 e ~0,7000) e indicam que no Arqueano a fonte era mantélica e no Paleoproterozóico houve retrabalhamento de material crustal. De todo modo, esses dados estão

de acordo com os apresentados na compilação (item 4.1.2.1) e evidenciam o caráter policíclico do Complexo Guanhães.

Tabela 4.13 – Dados do Complexo Guanhães (neste trabalho)

Pontos	Alinhamento (Ma)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial	nº pontos	MSWD	modelo
SS-01, GUA-01	3237±93	~0,7000	3	1,19	1
SM-13	2111±270	0,71240	4	3,3	1

Dos quatro dados Sm-Nd apresentados, três mostraram comportamento de rochas crustais graníticas, enquanto uma (GUA-01) possui composição mais máfica, impossibilitando a utilização de seus dados para cálculo de idade modelo (T_{DM}). A amostra SM-13 exibiu valor de $f_{\text{Sm/Nd}}$ de -0,33, indicando que houve fracionamento e que o valor de T_{DM} (3,35 Ga) não pode ser utilizado. O cálculo da T_{DM} em dois estágios, supondo que esse fracionamento tenha ocorrido a 2,11 Ga (idade Rb-Sr) e obteve-se uma idade de 3,01 Ga. Esse valor reflete que o alinhamento Rb-Sr com 3,24 Ga é falso. Essa idade é mais condizente com as outras duas obtidas: 3,16 e 3,04 Ga. Esses valores ratificam que as rochas do Complexo Guanhães retrabalhadas no Transamazônico tinham fonte arqueana.

Calculando os valores de $\epsilon_{\text{Nd}}(2,57 \text{ Ga})$, para essas rochas, na época indicada pelo dado Pb-Pb (Noce *et al.*, 1999), obtiveram-se valores negativos de -5,17, -5,83, -4,13 e -4,72, indicando que o magma gerador dessa rocha tinha componentes crustais. A análise do comportamento de ϵ_{Nd} mais detalhada será feita no capítulo 5, no qual serão discutidos os dados produzidos, em conjunto com os da compilação, o que permitirá uma avaliação mais abrangente de cada unidade.

A idade K-Ar, em anfibólio, obtida para o afloramento SM-13 é 556±14 Ma (tabela 4.14), indicando que o sistema K-Ar foi fechado, para os anfibólitos, nessa época, por consequência da atividade tectonotermal da FA sobre a infra-estrutura.

Tabela 4.14 – Dado analítico K-Ar do Complexo Guanhães

SPK	Nº Campo	Material	Rocha	% de K	erro de K (%)	Ar^{40}Rad ccSTP/g ($\times 10^{-6}$)	Ar^{40}atm (%)	Tmax (Ma)	Idade (Ma)	erro max (Ma)
7704	SM-13G	anfibólio	gnaisse	0,6691	0,5	16,91	14,3	569,4	555,7	13,7

Fig. 4.19 – Profiroclastos estirados e biotitas orientadas do Gr. Ataléia no afloramento MU-04

Fig.4.20 – Enclave máfico (1) no Gr. Ataléia (afloramento AT-01), acompanhando foliação externa.

Fig. 4.21 – Enclave máfico (2) no Gr. Ataléia (afl. MU-04).

Fig. 4.22a – Xenólito de xisto no Gr. Pescador (afloramento MU-12)

Fig. 4.22b – Xenólito de xisto no Gr. Pescador, em escala de afloramento (afl. MU-14).

Fig. 4.23 – Foliação dada pela orientação das biotitas, no afloramento MU-23, porção mais félsica e rica em alumínio do Gr. Pescador.

Fig. 24 – Pórfiros de anfibólio (pontos pretos) no Tonalito São Vitor (afloramento IT-16).

Fig. 4.25 – Enclave máfico no Tonalito São Vitor (afloramento IT-16).

Fig. 4.26 – Enclave máfico em escala de afloramento, no Gr. Teófilo Otoni (afloramento TO-02).

Fig. 4.27 – Granito porfirítico com xenólito do granito máfico (afloramento TO-02), representando as duas variações do Gr. Teófilo Otoni.

Fig. 4.28 – Xenólito da porção porfirítica dentro da parte máfica do Gr. Teófilo Otoni (afloramento MU-16).

Fig. 4.29 – Afloramento MU-15 referente ao Leucogranito Wolff.

Fig. 4.30 – Leucogranito Wolff.

Fig. 4.31 – Aspecto do afloramento IT-15, no qual são observados enclaves máficos por todo o Gr. Brasilândia, semelhante ao gerado em processo de "magma mingling".

Fig. 4.32 – Enclaves máficos de faces retas, no afloramento IT-15, do Gr. Brasilândia. (Processo de mistura de magmas).

Fig. 4.33 – Gr. Guarataia

Fig. 4.34 – Variações do Charnockito Padre Paraíso. (A = charnockito fino, afloramento MU-09 e MU-08; B = parte félsica, afloramento MU-08; C = charnockito, afloramento MU-18)

Fig. 4.35 – Morro Pedra da Boca, um dos “pães de açúcar” da região, no qual aflora o Gr. Caladão.

Fig. 4.36 – Porfiroclastos centimétricos de feldspato róseo, Gr. Caladão (afl. MU-01).

Fig. 4.37 – Enclave máfico no Gr. Caladão (afloramento MU-01).

Fig. 4.38 – Aplito Caladão no Gr. Caladão (afloramento MU-10).

Fig. 4.39 – Porfiroclastos de feldspato indicando fluxo magmático (afloramento MU-17).

Fig. 4.40 – As duas variações de Aplitos. (A = amostra MU-10B; B = amostra MU-13)

Fig. 4.41 – Xistos do Grupo Rio Doce (afloramento IT-06).

Fig. 4.42 – Xistos do Grupo Macaúbas (afloramento SM-07).

Fig. 4.43 – Gnaiss do Complexo Guanhães, com bandamento fino (afloramento SM-10).

Fig. 4.44 – Gnaiss do Complexo Guanhães, bandamento evidente em escala de afloramento (afl. SM-13)

Fig. 4.45 – Estrutura de cavalcamento no afloramento SM-13, gnaiss do Complexo Guanhães.

Fig. 4.46 – Corpo máfico intercalado ao gnaiss do Complexo Guanhães (afloramento SM-14).

Fig. 4.47 – Granito com magnetita sendo cortado pelo gnaiss do Complexo Guanhães (afloramento GUA-01).

Fig. 4.48 – Migmatito do Complexo Guanhães (afloramento GUA-02).

Fig. 4.49 – Migmatito do Complexo Guanhães, com as estruturas verticais (afloramento GUA-04).

Fig. 4.50 - Diagrama Isocrônico do Granito Ataléia

Fig. 4.51 - Diagrama Isocrônico do Granito Pescador

Fig. 4.52 - Diagrama Isocrônico do Charnockito Padre Paraíso

Fig. 4.53 - Diagrama Isocrônico das rochas do Complexo Guanhães

5 – DISCUSSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS

5.1 – Síntese dos dados apresentados

Nesse item serão comentados de maneira integrada os dados geocronológicos compilados e os obtidos nesse trabalho, sem ainda considerar os corpos graníticos específicos desse trabalho, comentados no próximo item. Os histogramas das figuras 5.1, 5.2 e 5.3, bem como os quadros da figura 5.4, auxiliam nessa integração.

De acordo com a literatura e os dados geocronológicos, as rochas da infra-estrutura podem ser divididas em quatro grupos: 1) Complexos arqueanos Guanhães, Gouveia e Porteirinha; 2) Complexo paleoproterozóico Mantiqueira e Juiz de Fora; 3) rochas do Supergrupo Espinhaço (Paleoproterozóico); 4) Suítes graníticas Mercês e Borrachudos. Os dados do Complexo Belo Horizonte não foram inseridos nas figuras das considerações finais, assim como os do Complexo Caraíba-Paramirim, por se entender que essas unidades aparecem subordinadamente no mapa apresentado (Anexo 2) e com pequena influência na formação dos granitos da FA. As rochas da faixa dobrada compreendem os metassedimentos (Complexo Gnáissico-Kinzigítico, C. Jequitinhonha, Grupo Macaúbas e Grupo Rio Doce) e as rochas graníticas (suíte G-1, 2, 3, 4, 5 e 6).

Os histogramas da figura 5.1 sintetizam os dados compilados das rochas graníticas da FA e da sua infra-estrutura. A interpretação fica mais clara quando se analisa a distribuição por unidade (Fig. 5.2 e 5.3), notando-se como característica geral o caráter policíclico das rochas da infra-estrutura, conforme padrões geocronológicos de todas as idades por diversas metodologias. Pode-se destacar alguns períodos de geração crustal, pela análise das idades modelo T_{DM} , tanto para as rochas da infra-estrutura, quanto para os granitos. Aparecem valores de T_{DM} no Arqueano ($>2,5$ Ga), no Paleoproterozóico (1,9 a 2,2 Ga), no Mesoproterozóico (1,75 a 1,3 Ga) e Neoproterozóico (1,2 a 0,85 Ga). A maior parte das idades-modelo T_{DM} mesoproterozóicas pertence aos granitos e não tem significado geológico, indicando mistura de fontes para a geração dos mesmos, já que não há evento tectônico conhecido capaz de gerar material crustal nesse período. Isso leva a crer que os períodos de geração crustal foram os seguintes: antes de 2,5 Ga, 1,8 a 2,3 Ga e 1,2 a 0,85 Ga, com destaque para o Paleoproterozóico. As idades U-Pb e Pb-Pb dos granitos (630 a 500 Ma) indicam um importante período de acreção continental. Outra observação a ser feita, com relação à figura 5.1, é que as idades K-Ar se concentram

principalmente no intervalo de 0,4-0,5 Ma, tanto nos granitos, quanto nas rochas da infraestrutura, o que evidencia a grande abrangência e importância do resfriamento da orogênese Brasileira.

O embasamento arqueano apresenta maior número de análises, do que o embasamento paleoproterozóico (Fig. 5.2). A diversidade de metodologias contribui para uma melhor interpretação dos dados. Idades de 2,8 Ga, são idades de cristalização de zircões, indicando a formação das primeiras rochas da região. Depois de 2,8 Ga, ocorrem vários eventos metamórficos sucessivos (2,7, 2,6, 2,5 Ga), indicados pelas idades Rb-Sr, com razões iniciais de Sr baixas e altas, indicando a participação tanto de crosta inferior, quanto de crosta superior, no processo de retrabalhamento crustal. As rochas arqueanas tiveram seus magmas extraídos do manto entre 3,2 e 3,0 Ga (considerando um manto empobrecido) cf. idades T_{DM} . No ciclo Transamazônico, entre 2,2 e 1,8 Ga, houve novo retrabalhamento e migmatização dessas rochas, evidenciado pelas idades Rb-Sr, U-Pb e Pb-Pb. Idades isocrônicas Rb-Sr em 1,5, 1,1, 0,8 e 0,7 Ga, com altas R_{is} , sinalizam episódios de retrabalhamento dessas rochas, já em crosta superior. Ocorre também uma idade de cristalização de zircões de 0,5 Ga em migmatito, ligadas à orogênese Brasileira da FA.

As unidades do embasamento paleoproterozóico apresentam padrões geocronológicos bem distintos (Fig. 5.2). Enquanto o Complexo Mantiqueira tem seus gnaisses formados há 2,2 Ga, de magmas provenientes do manto no Arqueano, o Complexo Juiz de Fora envolve rochas formadas há 1,9 Ga, por derivação. Ambos os complexos tiveram suas rochas retrabalhadas no Neoproterozóico, entre 0,6 e 0,5 Ga, comprovando novamente a intensidade dos eventos de encurtamento crustal da FA.

As rochas metavulcânicas do sistema Espinhaço, tem idades U-Pb e Pb-Pb similares, por volta de 1,7 Ga, indicando o início da abertura desse rift abortado (Fig. 5.2). De mesma idade são os granitos da Suíte Borrachudos e Suíte Mercês, situados dentro do domínio das rochas do Complexo Guanhães. As idades modelo T_{DM} desses granitos indicam que são derivados de fontes arqueanas. Tanto os granitos quanto as metavulcânicas sofreram posterior metamorfismo, indicado pelas idades Rb-Sr de 0,6 Ga.

Dos metassedimentos da FA, o Grupo Macaúbas é o que tem maior número de análises (Fig. 5.2), fornecendo assim uma interpretação geocronológica mais completa. Segundo dados U-Pb (Pedrosa-Soares *et al*, 1999b), as rochas fonte desses metassedimentos têm idades de 2,7 Ga, 2,0 Ga e 0,98 Ga. Esses valores aliados às idades modelo T_{DM} Sm-Nd (1,2 a 1,0 Ga), com ϵ_{Nd} positivos e a idade U-Pb de metadiabásio de 0,9 Ga, que corta o Espinhaço e não o

Macaúbas, indicam que no período de 1,2 a 0,9 houve a quebra da crosta transamazônica e abertura oceânica, o qual propiciou a deposição dos sedimentos do grupo Macaúbas. Isócronas Rb-Sr e Sm-Nd entre 0,8 e 0,55 Ga são aqui interpretadas como de episódios de metamorfismo, marcando o início do fechamento do oceano e encurtamento crustal decorrente da colisão brasileira.

As outras supracrustais (Complexo Gnáissico-Kinzigitico e Jequitinhonha), gnaisses paraderivados, só apresentam idades de metamorfismo brasileiro, entre 0,7 e 0,5 Ga (Fig. 5.2). As idades modelo refletem a mistura de fontes, também evidenciada nos metassedimentos Macaúbas de metamorfismo mais baixo.

Na tabela 5.1 pode-se observar um resumo dos dados discutidos acima. Entre os complexos arqueanos, o Gouveia é o mais antigo. Com relação aos complexos paleoproterozóicos, o Mantiqueira parece ser oriundo de fontes mais antigas e ser mais contaminado de material crustal, do que o Juiz de Fora. Com relação às supracrustais meso-neoproterozóicas as idades modelo T_{DM} indicam fontes mistas e assinalam a presença de material juvenil neoproterozóico.

Tabela 5.1 – Quadro Isotópico da Infra-estrutura da Faixa Araçuaí

Infra-estrutura	CGUA	CGO	CPO	CMT	CJF
Idade (Ga)*	2,64 / 2,57	2,86	2,78	2,20	0,60
ϵ_{Nd}	-4,1 a -5,8		-7,2	-14,5 a -1,9	-5,9 e -9,3
T_{DM} (Ga)	3,0 a 3,2		2,9	3,4 a 2,4	1,76 e 1,9
Supracrustais	CGK	CJQ	Grp. Macaúbas	Mercês/Borrachudos	
Idade (Ga)*	0,507	0,630	0,95-1,1	1,75	
ϵ_{Nd}		-4,9	-1,92 a +5,3	-5,5 a -10,1	
T_{DM} (Ga)	1,6 a 1,8 Ga	1,7 a 1,8 Ga	1,2 a 0,9 Ga	2,4 a 3,0 Ga	

* idade de cristalização disponível na literatura

CGUA = Complexo Guanhanês; CGO = Complexo Gouveia; CPO = Complexo Porteira; CMT = Complexo Mantiqueira; CJF = Complexo Juiz de Fora; CGK = Complexo Gnáissico Kinzigítico

CJQ = Complexo Jequitinhonha;

Os granitos intrusivos e foram agrupados de modo a se reconhecer os granitos pré-, sin- e pós-colisionais à orogênese Brasileira. A suíte G-1 engloba granitos tipo-I, pré- a sin-colisionais, as suítes G-2 e G-3S englobam granitos tipo-S sin-colisionais, a suíte G-3I é composta por granitos tipo-I pós-colisionais, a suíte G-4 corresponde a granitos tipo-S e os granitos da suíte G-5 são do tipo-I. Segundo o que foi apresentado no capítulo 3, os granitos Pescador, São Vitor,

Guarataia e Teófilo Otoni estão inseridos dentro do contexto da suíte G-1 (Noce *et al.*, 1999), porém de acordo com descrito no capítulo 4, item 4.2, esses corpos são característicos petrográfica e isotopicamente da suíte G-1.

A tabela 5.2 apresenta o agrupamento dos granitos proposto nesse trabalho, bem como os seus dados isotópicos. A discussão desses dados será feita no item 5.2.

Tabela 5.2 – Quadro isotópico dos Granitos da Faixa Araçuaí

Granitos	G-1	G-2	G-3I	G-4	G-5	G-6
corpos	Galiléia, Brasilândia, São Vitor, Alvarenga	Ataléia, Pescador, Teófilo Otoni, Urucum, Iriri, Itaobim, Jequitinhonha, Águas formosas, Medeiros Neto, N. Cruz.-Itaipé	Guaratinga, Lagoa Preta, Sto. Antonio do Jacinto, Rubim, Guarataia	Itinga-Araçuaí, Malacacheta, Coronel Murta	Padre Paraíso, Caladão, Pedra Azul, Santa Angélica, Aimorés	Aplito Caladão
Idade (Ga)*	0,594 a 0,58	0,591 a 0,575	0,585 e 0,582	0,530	0,518/0,505	0,503
R_i	0,709-0,711	0,710-0,726	0,706-0,717	0,711-0,712	0,708-0,711	—
ε_{Nd}	-9,3 a -8,3	-7,4 a -8,2	-12,9 a -13,0	—	-6,9 e -6,7	-23,8 a -20,5
T_{DM} (Ga)	2,0 a 1,7	1,7 a 1,86	2,1 a 2,2	—	1,48 e 1,55	2,6 a 2,8

A figura 5.4 traz um quadro evolutivo das rochas envolvidas na orogênese Brasileira, resumindo os dados geocronológicos aqui, da mesma forma que os histogramas. Esse quadro mostra, que os principais períodos de formação das rochas são 2,9-2,5 Ga, 2,1-1,8 Ga e 1,7 Ga, para as rochas da infra-estrutura, e 0,65-0,5 Ga, para os granitos. As idades modelo T_{DM} mostram os principais períodos de acreção de material crustal, sem considerar as idades mesoproterozóicas (1,6-1,3 Ga) que são idades mistas, sendo interessante observar que esses períodos estão relacionados aos períodos de formação das rochas do embasamento.

Fig. 5.1 - Histograma de distribuição da quantidade absoluta de idades para cada metodologia, por intervalo de idade.

Fig. 5.2 - Histogramas de distribuição de idades por metodologia, para cada unidade da Ifra-estrutura

Fig. 5.3 - Histogramas de distribuição de idades, para cada metodologia, por suíte granítica

Fig. 5.4 - Quadro evolutivo

○ Idade Rb-Sr

▲ Idade U-Pb

● Idade Modelo T_{DM}

■ Idade Pb-Pb

▼ Idade U-Pb da fonte

⊕ Idade de colocação dos granitos

5.2 – Gráficos de Estudos Isotópicos

Além dos gráficos de razão inicial de Sr no tempo e dos gráficos de $\epsilon_{Nd} \times \epsilon_{Sr}$, foram feitos também gráficos especificamente de valores de ϵ_{Nd} e de μ_1 (plumbotectônica de Zartman & Doe, 1981), com o intuito de inserir os granitos estudados nesse trabalho dentro do contexto dos granitos da FA, proposto na literatura. Esses gráficos também subsidiam a discussão sobre os possíveis materiais fontes para os granitos.

As idades Rb-Sr obtidas nas rochas arqueanas e paleoproterozóicas indicam de modo geral os eventos posteriores sofridos por essas rochas. Por outro lado, algumas isócronas dos granitos apresentaram idades maiores do que as idades Pb-Pb, evidenciando a fragilidade do método.

As razões de Sr iniciais dos granitos foram usadas para se comparar com as das possíveis fontes, em diagramas de evolução de Sr no tempo (Fig. 5.5 a 5.10). O manto representado é o manto empobrecido DM (“depleted mantle”), cuja razão inicial de Sr hoje é 0,7047 (Taylor & McLennan, 1985). A figura 5.5 mostra todas as unidades juntas, destacando-se os granitos (em vermelho) e o embasamento arqueano (em rosa), para se observar que a evolução dos granitos não está relacionada a evolução do Sr nas rochas arqueanas. A evolução dos granitos parece estar relacionada ao embasamento paleoproterozóico e as supracrustais da FA (Macaúbas e Rio Doce). Nas figuras 5.6 a 5.10, para diminuir a alta densidade de dados e respectivo espalhamento, cada granito tem seu conjunto de dados colocados junto com o Complexo Mantiqueira, o Juiz de Fora, o Grupo Macaúbas, o Complexo Jequitinhonha e charnockitos do Complexo Guanhães, as possíveis fontes. Esses charnockitos possuem assinatura diferente das outras rochas do Complexo Guanhães, característica de rochas mais máficas, menos evoluídas.

Os granitos da suíte G-1, na figura 5.6, parecem ter evoluído, pelo menos em parte, a partir de rochas com composição intermediária ao Complexo Jequitinhonha e alguma outra rocha de baixa razão de Sr, não representada no gráfico. Para os granitos da suíte G-2 (Fig. 5.7), fica evidente a mistura de componentes mantélicos com material incorporado das supracrustais do Grupo Macaúbas, Complexo Jequitinhonha e Juiz de Fora. Os granitos da suíte G-3I (Fig. 5.8) parecem evoluir das rochas do Grupo Macaúbas e material mantélico juvenil. A origem dos granitos da suíte G-4 (Fig. 5.9) está relacionada às rochas do Complexo Juiz de Fora e Jequitinhonha, bem como do Grupo Macaúbas, semelhantemente ao G-2. O mesmo pode ser aplicado aos granitos da suíte G-5 (Fig. 5.10). Não há dados Rb-Sr para os granitos da suíte G-6.

Fig. 5.5 - Diagrama de evolução da razão de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para as rochas da infra-estrutura e da Faixa Araçuaí. Em vermelho são os granitos, em rosa o embasamento Arqueano, em azul o embasamento Paleoproterozóico, em amarelo as supracrustais e verde os granitos anorogênicos.

Fig. 5.6 - Diagrama de evolução da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, para os granitos da suíte G-1 e possíveis fontes.

Fig. 5.7 - Diagrama de evolução da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, para os granitos da suíte G-2 e possíveis fontes.

Fig. 5.8 - Diagrama de evolução de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, para os granitos G-3I e possíveis fontes.

Fig. 5.9 - Diagrama de evolução da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, para os granitos da suíte G-4 e possíveis fontes.

Fig. 5.10 - Diagrama de evolução da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, para os granitos da suíte G-5 e possíveis fontes.

Fig. 5.11 - Diagrama de distribuição ϵ_{Nd} por unidade geológica, modelado para $t=500$ Ma.

Fig. 5.12 - Gráfico de ϵ_{Nd} x ϵ_{Sr} , para a idade de 500 Ma.

Fig. 5.13 - Evolução de ϵ_{Nd} no tempo, para os granitos da Faixa Araçuai e possíveis fontes

Fig. 5.14 - Gráfico de Plumbotectônica para as amostras do Granito Caladão

A distribuição dos valores de ϵ_{Nd} (Fig. 5.11), permite trazer novas considerações sobre a natureza das possíveis rochas-fontes para os granitos. Os valores de ϵ_{Nd} dos granitos são intermediários aos valores dos gnaisses dos Complexos Mantiqueira e Guanhães e metavulcânicas do Grupo Macaúbas. Além disso, os valores de ϵ_{Nd} dos granitos coincidem com os valores dos xistos do Grupo Macaúbas, dos paragnaisses do Complexo Paraíba do Sul, dos gnaisses do Complexo Juiz de Fora e com um valor do Complexo Guanhães, à semelhança do que ocorre com as razões de Sr inicial. Os aplitos, chamados de suíte G-6, tem valores de ϵ_{Nd} condizentes com os valores dos Complexos Guanhães e Mantiqueira.

Não fica claro na figura 5.11 a qual suíte pertence os granitos Teófilo Otoni, Pescador, Guarataia e São Vitor, já que os valores de ϵ_{Nd} dos mesmos são próximos, assim como os valores das suítes G-1 e G-2, encontrados na bibliografia.

No gráfico de $\epsilon_{Nd} \times \epsilon_{Sr}$, modelado para a idade de 500Ma (Fig. 5.12) pode-se observar, mais uma vez, que o Complexo Mantiqueira e o Guanhães possuem padrões isotópicos diferentes do apresentado pelos granitos da FA, sem considerar os aplitos (G-6) que possuem valores semelhantes aos do Complexo Mantiqueira. Esse gráfico é como uma imagem da época, revelando como se comportavam as diferentes unidades em termos de geoquímica isotópica. Os complexos Jequitinhonha e Juiz de Fora, por sua vez, possuem valores similares aos dos granitos, assim como o xenólito de xisto do Grupo Rio Doce.

De acordo com os dados dos gráficos apresentados até agora, principalmente do último (Fig. 5.12), e informações do capítulo 4, os granitos São Vitor e Brasilândia são considerados pertencentes à suíte G-1 e os granitos Pescador e Ataléia à suíte G-2. Da mesma forma, o granito Guarataia foi considerado como pertencente à suíte G-3I e o granito Caladão junto com o charnockito Padre Paraíso fazem parte da suíte G-5. O granito Wolff faz parte da suíte G-3S, associada ao desenvolvimento da suíte G-2. O granito Teófilo Otoni, peculiar em sua mineralogia, por possuir monazitas e allanitas, parece estar também ligado ao desenvolvimento da suíte G-2, como o evidenciado pela figura 5.12. Contudo, essa mineralogia peculiar mostra que se trata de um magma peraluminoso incorporado por um magma metaluminoso, que pela idade obtida, parece se tratar dos magmas geradores da suíte G-3I.

A evolução de ϵ_{Nd} no tempo (Fig. 5.13) mostra também o que já foi discutido nos outros gráficos, a evolução dos granitos é intermediária à das rochas dos Complexos Guanhães e Mantiqueira com as rochas do Grupo Macaúbas, coincidindo com a evolução isotópica do Complexo Juiz de Fora. Os granitos da suíte G-1 e G-3I possuem padrões mais negativos de ϵ_{Nd} ,

do que os granitos da suíte G-2, incluindo os granitos Teófilo Otoni e Wolff, ou seja são mais enriquecidos em elementos terras-raras leves (Fig. 5.13). Isso significa que os granitos tipo-S, peraluminosos, da suíte G-2 envolveram mais significativamente material de crosta superior jovem (subductado), na sua formação. Já os granitos da suíte G-1 e G-3I possivelmente envolveram material de crosta inferior mais antiga do que as rochas incorporadas pela crosta superior geradora dos granitos G-2.

Em adição, as amostras do granito Caladão (suíte G-5), submetidas à análise Pb-Pb (feldspatos potássicos e rocha total), tiveram seus dados plotados em um gráfico de plumbotectônica (Fig. 5.14). Os dados situaram-se entre os campos B e C e acima de C, que significam orógeno (B) e crosta superior contribuída ao orógeno (C) e corroboram com o valor de $-6,67$ de ϵ_{Nd} , que também indica participação de material crustal. Tectonicamente representam corpos pós-tectônicos, contaminados pela participação de componentes crustais.

5.3 – Conclusões

1 – Um dos objetivos centrais do trabalho foi proceder a um levantamento de dados geocronológicos regionais e sem tratamento integrado. Em adição, foram obtidos os primeiros dados Sm-Nd, tanto dos granitos, quanto das rochas do embasamento da FA. Por outro lado, a caracterização química dos granitos estudados não foi objeto da pesquisa e assim as hipóteses levantadas devem ser entendidas como preliminares.

2 – Os modelos geotectônicos atuais consideram um ambiente de colisão continental com subducção de crosta oceânica, para o ambiente de geração do plutonismo granítico da FA. O que varia de modelo para modelo é a quantidade de crosta oceânica participante. A presença da crosta oceânica é fundamental para explicar os tonalitos da suíte G-1 e são coerentes com os valores de ϵ_{Nd} , obtidos nesse trabalho, pouco negativos dos outros granitos.

3 – O período da colisão continental ocorreu simultaneamente à intrusão dos granitos G-2 e G-3S, entre 582 Ma e 576 Ma, conforme dados Pb-Pb em zircão.

4 – As fontes principais para os granitos das suíte G-1, G-2, G-3I e G-5 são rochas paleoproterozóicas, similares aos materiais do Complexo Juiz de Fora. Há indícios ainda da participação de material mais novo, como o gerado durante a abertura do rift Araçuaí, misturado

ao material Paleoproterozóico (Complexos Juiz de Fora e Mantiqueira), evidenciado pelas idades modelo T_{DM} mistas de 1,3 a 1,6 Ga.

5 – As fontes dos granitos da suíte G-6, mais novos, são nitidamente de rochas arqueanas, com evolução isotópica similar aos materiais do Complexo Guanhães. Isso indica que no final da orogênese Brasiliana, o encurtamento crustal teria propiciado a contribuição de paleocrosta do Cráton do São Francisco.

6 – Representando esquematicamente o mapa geológico, com os dados isotópicos (ϵ_{Nd} e R_i) inseridos, bem como as idades modelo Sm-Nd T_{DM} (Fig. 5.15), apresentados na tabela 5.2, pode-se observar que os granitos das suítes G-1 e G-3I são os mais próximos do embasamento (G-3I é próximo ao embasamento que aflora na parte africana), sendo também os que possuem os valores de T_{DM} mais antigos e valores de ϵ_{Nd} mais negativos. Do mesmo modo, nota-se que os granitos das suítes G-2 e G-5, localizados na parte mais central da FA, possuem idades modelo T_{DM} mais novas, que indicam fontes mistas, e os valores de ϵ_{Nd} menos negativos. Essas observações corroboram a hipótese da suíte G-2 e G-5 ter em suas origens a participação de material juvenil e menos evoluídos. As razões iniciais não parecem muito distintas entre as diversas suítes graníticas, porém os granitos tipo-I (suítes G-1, G-3I e G-5) tendem a ter valores menores.

7 – O início do rift Araçuaí ocorre há 1,2 Ga e seu fechamento, por volta de 800 Ma (idade metamórfica; isócrona Sm-Nd no Grupo Macaúbas). Os primeiros granitos gerados (suíte G-1), são granitos tipo-I, pré a sin colisionais, de idades por volta de 600 Ma, que envolveram rochas paleoproterozóicas (provavelmente de crosta inferior) e mínima participação de material neoproterozóico. Em seguida houve a intrusão dos corpos sin-tectônicos, formados por granitos tipo-S, que tiveram maior contribuição juvenil neoproterozóica, além dos sedimentos subductados de curta existência da FA. Os granitos G-3I foram gerados em fase sin a pós colisionais e envolveram aparentemente apenas rochas paleoproterozóicas, também provavelmente de crosta inferior (já que são granitos tipo-I). Os granitos G-5 são os granitos tipo-I pós-colisionais, que envolveram fortemente materiais neoproterozóicos (possuem idades modelo T_{DM} menores). Os granitos G-6, o final da orogênese envolvem apenas material arqueano, tendo em vista a colagem do orógeno no antepaís. Esses apontamentos estão ilustrados na figura 5.16.

Fig. 5.15 - Mapa esquemático da faixa Araçuaí e seus Granitos

Fig. 5.16

6 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABREU, F.R. DE – 1991 – “Estudo das Mineralizações Auríferas Filonianas da Região da Cidade de Diamantina - MG.” Dissertação de Mestrado. UNICAMP, SP, 85p.
- ALDRICH, L.T.; HART, S.R.; TILTON, G.R.; DAVIS, G.L.; RAMA, S.N.I.; STEIGER, R.; RICHARDS, J.R.; GERKEN, J.S. – 1964 – “Isotope Geology.” Am. Rept. Director, Dept. Terrestrial Magmatism, Carnegie Inst. Washington Yearbook 63, p. 328-340.
- ALMEIDA, F.F.M. de – 1977 – “O Cráton São Francisco.” *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, Brasil, 7, p.349-364.
- ALMEIDA, F.F.M. de & LITWINSKI, N. – 1984 – “Província Mantiqueira Setor Setentrional.” *In: ALMEIDA, F.F.M. de & HASUI, Y. (editores), O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo, Editora Edgar Blücher, p.282-307.
- AMARAL, G.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K.; REYNOLDS, J.H. – 1967 – “Potassium-Argon dates of basaltic rocks from southern Brazil.” *Geoch. Cosm. Acta*, 30, p. 159-189.
- ANGELI, N.; HEAMAN, L.; MOORE, M.; FLEET, M.E.; TEIXEIRA, W. – 2000 – “Geological Evolution and Geochronology of the Ipanema layered Complex, Minas Gerais State, Brazil. (em preparação)
- BABINSKI, M.; CHEMALE, F.; VAN SCHMUS, W.R. – 1995 – “The Pb/Pb Age of the Minas Supergroup carbonate Rocks, Quadrilátero Ferrífero, Brazil.” *Precambrian Res.*, 72, p.235-245.
- BABINSKI, M.; VAN SCHMUS, W.R.; CHEMALE, F. – 1999 – “Pb-Pb dating and Pb isotope geochemistry of Neoproterozoic carbonate rocks from the São Francisco basin, Brazil: implications for the mobility of Pb isotopes during tectonism and metamorphism.” *Chemical Geology*, 160, p. 175-199.

BARBARIN, J. – 1990 – “Granitoids: main petrogenetic classifications in relation to origin and tectonic setting.” *Geological Journal*, vol. 25, p. 227-238.

BARBARIN, J. – 1999 – “A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments.” *Lithos*, 46, p. 605-626.

BARBOSA, A.L. de M., *et alli* – 1966 – “Description of the preliminary geologic map of the Middle Rio Doce.” *Intern. Field. Inst.*, p. III. 1-III.7. Washington.

BARBOSA, O. – 1954 – “Évolution du géosynclinal Espinhaço.” *Comptes Rendus*, Alger, Sec. 13, fasc. 14, p. 17-36.

BASÍLIO, M.S.; DUSSIN, I.A.; PEDROSA-SOARES, A.C.; JORDT-EVANGELISTA, H.; MACAMBIRA, M.; VOLL, E.; PIMENTA, V.B. – 1998 – “Gênese dos Depósitos de Alexandrita de Malacacheta, Minas gerais: evidências geológicas e geocronológicas.” *Sociedade Brasileira de Geologia, Congresso Brasileiro de Geologia*, 40, Belo Horizonte, Anais, p.281.

BESANG, C.; EBERLE, W.C.; LAHNER, L. H.; MULLER, P.; PAULSEN, S. – 1977 – “Radiometrische Altersbestimmungen an Gesteinen aus Minas Gerais und Espirito Santo / Brasilien.” *Geol. Lb.*, B-24., p.149-179.

BIGAZZI, G.; CATTANI, M.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K.; - 1971 – “Comparison between radiometric and fission track ages of micas.” *An. Acad. Bras. Ci.*, v. 43 (314), p. 633-638.

BRITO NEVES, B.B.; KAWASHITA, K.; CORDANI, U.G.; DELHAL, J. – 1979 – “A Evolução Geocronológica da Cordilheira do Espinhaço dados novos e integração.” *Rev. Bras. de Geoc.*, nº 99, vol.1, p.71-85.

BRITO NEVES, B.B.; CORDANI, U.G.; TORQUATO, J.R.F. – 1980 – “Evolução Geocronológica do Pré-Cambriano do Estado da Bahia.” *Geologia e Recursos Minerais do estado da Bahia. Textos Básicos*, vol.3, p. 1-101.

- BRITO NEVES, B.B.; CORDANI, U.G. – 1991 – “Tectonic Evolution of South America During the Late Proterozoic.” *Precambrian Research*, 53, p.23-40.
- BRITO NEVES, B.B. – 1995 – “Crátons e Faixas Móveis.” Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, São Paulo. *Boletim IG-USP, série didática*, 7, 187p.
- BROSKA, I.; PETRIK, I.; WILLIAMS, T. – 2000 – “Coexisting monazite and allanite in peraluminous granitoids of the Tribec Mountains, Western Carpathians.” *American Mineralogist*, vol. 85, p. 22-32.
- BRUECKNER, H.; CUNNINGHAM, W.D.; ALKMIM, F.F.; MARSHAK, S. – 1998 – “Implications of new Precambrian Sm-Nd dates from the Quadrilátero ferrífero and adjacent northern Mantiqueira Province.” *Universidade Federal de Ouro preto, International Conference on Basement Tectonics*, 14, Ouro preto, Abstracts, p.24-25.
- CAMPOS NETO & FIGUEIREDO – 1990 – “Evolução geológica dos terrenos Costeiro, Paraíba do Sul e Juiz de Fora (RJ-MG-ES).” *Congresso Brasileiro de Geologia*, 36, Anais, Natal, 6, p. 2631-2648.
- CELINO, J.J. – 1999 – “Variação Composicional em suítes de granitóides Neoproterozóicos e sua implicação na evolução do Orógeno Araçuaí (Brasil)-Oeste Congolês (África).” *Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília*, 266p.
- CHAPPELL, B.W. & WHITE, A.J.R. - 1974 – “Two contrasting granite types.” *Pacific Geology*, nº 8, p. 173-174.
- CHIODI FILHO, C. – 1989 – “Relatório parcial de Pesquisa da Região de Itabira, Minas gerais.” *DOCEGEO, Belo horizonte*, 49p.
- CHON, M.L. – 1997 – “Geoquímica Isotópica de Sr e Nd em granitos Paleoproterozóicos da porção Meridional do cráton do São Francisco, Bloco Porteira.” *Relatório Final do projeto de Iniciação Científica PIBIC/USP/CNPQ*.

- COBBING, J. – 1996 – “Granites: an overview”. Episodes, vol. 19, nº 4 – Dezembro
- CORDANI, U.G. – 1973 – “Evolução Geológica Pré-Cambriana da Faixa Costeira do Brasil, entre Salvador e Vitória.” Tese de Livre Docência, IGUSP, 98p.
- CORDANI, U.G.; DELHAL, J.; LEDENT, D. – 1973 – “Orogenèses superposées dans le Précambrien du Brésil sud-oriental (États de Rio de Janeiro et de Minas Gerais).” Rev. Bras. Geoc., 3, p.1-22.
- CORDANI, U.G.; INDA, H.A.V.; HAMA, M. – 1979 – “O Rejuvenescimento Brasileiro do Bloco Gavião e no Sistema de Dobramentos Araçuaí.” I Simp. Cráton do São Francisco.
- DALZIEL, I.W.D. – 1997 – “Neoproterozoic-Paleozoic Geography and Tectonics: review, hypothesis, environmental speculation.” Geological Society of America Bulletin, 109, p.16-42.
- DELHAL, J.; LEDENT, D.; CORDANI, U.G. – 1969 – “Ages Pb/U, Sr/Rb et Ar/K de formations métamorphiques et granitiques du sud-est du Brésil (États de Rio de Janeiro et de Minas Gerais).” Ann. Soc. Géol. Belg., 92, p. 271-283.
- DEPALO, D.J. – 1981 – “A neodymium and strontium isotopic study of the Mesozoic calc-alkaline granitic batholiths of Sierra Nevada and Peninsular Ranges, California.” J. of Geoph. Res., v. 86, nº B11, p. 10470-10488.
- DEPAOLO, D.J. – 1988 – “Neodymium isotope geochemistry: an introduction.” Springer-Verlag ed. Nova York.
- DEPALO, D.J.; LINN, A.M. & SCHUBBERT, G. – 1991 – “The continental age distribution: methods of determining mantle separation ages from Sm-Nd isotopic data and application to the southwestern United States.” Journal of Geophysical Research, vol. 96, no B2, p. 2071-2088.

- DORR II, J.V.N.; GAIR, J.E.; POMERENE, J.G.; RYNEARSON, G.A. - 1957 - "Revisão da estratigrafia PréCambriana do Quadrilátero Ferrífero." Departamento de Produção Mineral - Divisão de Fomento da Produção Mineral, 81, p.1-13 (Avulso).
- DUSSIN, I. - 1994 - "Evolution Structurale de la partie méridionale de L'Espinhaço sur la bordure orientale du Craton São Francisco, Minas Gerais - Brasil: un exemple de tectonique protérozoïque superposé." Tese de Doutorado. Université d'Orleans, 200p.
- DUSSIN, T. - 1994 - "Associations volcano-plutoniques de L'Espinhaço meridional (SE Brasil)." Tese de Doutorado. Université d'Orleans, 177p.
- DUSSIN, I.A.; DUSSIN, T.M.; CHARVET, J.; COCHERIE, A.; ROSSI, P. - 1993 - "Single-zircon Dating by Step-wise Pb-evaporation of Middle Proterozoic magmatism in the Espinhaço Range, Southeastern São Francisco Cráton (Minas Gerais, Brazil)." An. II Simp. Cráton do São Francisco, Salvador, p. 39-42.
- DUSSIN, I.A.; DUSSIN, T.M.; VIEIRA, V.S.; MACAMBIRA, M.J.B. - 1998 - "Idade do maciço Lagoa Preta (Suíte Aimorés, MG-ES): determinação de $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ sobre zircões de hiperstênio granito." Sociedade Brasileira de Geologia, Congresso Brasileiro de Geologia, 40, Belo Horizonte, Anais, p.34.
- EBERT, H. - 1968 - "Ocorrências da fácies granulítica no sul de Minas gerais e em áreas adjacentes, em dependência da estrutura orogênica: hipótese sobre sua origem." Anais da Academia brasileira de Ciências, 40 (Suplemento), p. 215-229.
- FAURE, G. - 1988 - "Principles of Isotope Geology." Jhon Wiley & Sons (ed.), Segunda edição, Nova York, 589p.
- FIGUEIREDO, M.C.H. & TEIXEIRA, W. - 1996 - "The mantiqueira metamorphic Complex, eastern Minas Gerais State: preliminary geochronological and geochemical results." An. Acad. Bras. Ci., 68 (2), p. 223-246.

FILIPOV, M. & JANASI, V. – 2000 – “The Mauá Granitic Massif, Central Ribeira Belt, São Paulo: petrography, geochemistry and U-Pb dating.” (em preparação).

GOLDSTEIN, S.L.; O'NIONS, R.K.; HAMILTON, P.J. – 1984 – “A Sm-Nd study of atmosphere dusts and particulates from major river systems.” *Earth Planet. Sci. Lett.*, 70, p. 221-236.

GROSSI SAD, J.H.; CHIOD FILHO, C. SANTOS, J.F.; MAGALHÃES, J.M.M.; CARELO, P.M. – 1990 – “Duas suítes graníticas do bordo sudeste do Cráton Sanfranciscano, em Minas Gerais: Petroquímica e Potencial Metalogenético.” *Sociedade Brasileira de Geologia, Congresso Brasileiro de Geologia*, 36, Natal, Anais, p. 1836-1848.

GROSSI SAD, J.H.; MOTTA, E.; BAARS, F.J. – 1993 – “Formação Capelinha: uma nova entidade litoestratigráfica do Grupo Macaúbas Superior.” *Sociedade Brasileira de Geologia-Minas Gerais, Simpósio de Geologia de Minas Gerais*, 7, Belo Horizonte, Anais, p. 30-33.

GUIMARÃES, M.L.V., CROCCO-RODRIGUES, F.A., ABREU, F.R., BELO DE OLIVEIRA, O.A. & GRECO, F.M. – 1993 – “Geologia do Bloco Itacambira - Monte Azul entre Barroão e Porteirinha (MG)”. *Anais, 7º Simpósio de Geologia Minas Gerais, Soc. Bras. Geologia, Núcleo MG, Belo Horizonte*, p. 74-78.

GUIMARÃES, M.L.V. – 1997 – “Geologia da Folha Botumirim, Minas Gerais.” *In*: GROSSI-SAD, J.H.; LOBATO, L.M.; PEDROSA SOARES, A.C.; SOARES FILHO, B.S. (coordenadores e editores). *Projeto Espinhaço em CD-ROM (textos, mapas e anexos)*. Belo Horizonte, COMIG – Companhia Mineradora de Minas Gerais. p. 543-610.

JACOBSEN, S.B. & WASERBURG, G.J. – 1980 – “Sm-Nd isotopic evolution of chondrites.” *Earth Planet. Sci. Lett.*, 50, p. 139-155.

- JORDY FILHO, S. – 1987 – “Vegetação: as regiões fitoecológicas, sua natureza e seus recursos econômicos.” *In*: SEPLAN/FUNDAÇÃO IBGE. Levantamento de Recursos Naturais; Folha SE.24 – Rio Doce. Rio de Janeiro, IBGE, vol.34, cap. 4, p. 353-416.
- KOBER, B. – 1986 – “Whole-grain evaporation for $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ – age investigations on single zircons using a double-filament ion source.” *Contr. Mineral. Petrol.*, 93, p. 482-490.
- HASUI, Y.; COSTA, J.B.S. – 1992 – “Tipologia Estrutural.” *In*: Hasui, Y. & Mito, J.A. (coordenadores). *Geologia Estrutural Aplicada*. São Paulo, Associação Brasileira de Geologia de Engenharia, Votorantim, p. 45-96.
- HEILBRON, M.; GONÇALVES, M.L.; TEIXEIRA, W.; TROUW, R.A.J.; PADILHA, A.V.; KAWASHITA, K. – 1989 – “Geocronologia da região entre Lavras, São João del Rei, Lima Duarte e Caxambu (MG).” *An. Acad. Bras. Ci.*, 61 (2), p. 177-200.
- HERZ, N.; HURLEY, P.M.; PINSON, H.W.; FAIRBAIRN, H.W. – 1961 – “Age Measurements from a part of Brazilian Shield.” *Geol. Soc. of Am. Bulletin*. vol. 72, p. 1111-1120.
- HERZ, N. – 1970 – “Gneissic and Igneous rocks of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais - Brasil.” *U.S. Geological Survey Professional Paper*, 641-B, p. 1-58.
- HOUSH, T. & BOWRING, S.A. – 1991 – “Lead isotopic heterogeneities within alkali feldspars: Implications for the determination of initial lead isotopic compositions.” *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 55 p. 2309-2316.
- LACROIX, A. – 1933 – “Classification des roches éruptives.” Nancy, Berger-Levrault.
- LIMA, M.I.C.; SILVA, J.M.R.; SIGA JR, O. – 1981 – “Geologia da Folha Salvador.” *In*: Projeto RadamBrasil, Folha SD-24. MME-BA. Salvador, 624 p.
- LITWINSKI, N. – 1985 – “A Evolução Tectonotermal da região NE de Minas Gerais e sul da Bahia.” São Paulo, Tese de Doutorado, Instituto de geociências, Universidade de São Paulo, 207 p.

LUDWIG, K.R. – 1990 – “Isoplot: a plotting and regression program for radiogenic-isotope data, for IBM-PC compatible computers, Version, 2.02.” USGS Open-File Rep. p.88-557.

MACHADO FILHO, L.; RIBEIRO, M.W.; GONZALEZ, S.R.; SCHENINI, C.A.; SANTOS NETO, A dos; PALMEIRA, R.C de B.; PIRES, J. de L.; TEIXEIRA, W.; CASTRO, H.E.F de – 1983 – “Geologia das Folhas Rio de Janeiro e Vitória”. Projeto RadamBrasil, Folhas SF. 23/24 Rio de Janeiro/Vitória. MME-RJ. 780 p.

MACHADO, N.; SCHRANK, A.; ABREU, F.R.; KNAUER, L.G.; ALMEIDA ABREU, P.A. – 1989 – “Resultados Preliminares da Geocronologia U/Pb na Serra do Espinhaço Meridional.” Anais V Simp. de Geologia de Minas gerais (Belo Horizonte). p. 171-174.

MACHADO, N.; NOCE, C.M.; LADEIRA, E.A.; BELO DE OLIVEIRA, O. – 1992 – “U-Pb Geochronology os Archean Magmatism and Proterozoic Metamorphism in the Quadrilátero Ferrífero, Southern São Francisco Craton, Brazil.” Geol. Soc. Am. Bull., 104, p.1221-1227.

MACHADO, N.; CARNEIRO, M.A. – 1992 – “A Major Archean Tectonothermal Event in the São Francisco Shield, Brazil: U/Pb Evidence from Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais.” Canadian Journal Earth Sciences, 29 (11), p.2341-2346.

MARCIANO, V.R.P. da R. O. – 1985 – “Contribuição ao Estudo da Mineralogia e Geoquímica de Pegmatitos da Região de Governador Valadares – Minas Gerais.” Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, USP. São Paulo, 198 p.

McCULLOCH, M.T. & BLACK, L.P. – 1984 – “Sm-Nd isotopic systematics of Enderby Land granulites and evidence for the redistribution of Sm and Nd during metamorphism.” Earth Planet. Sci. Lett., 71, p. 46-58.

MEDEIROS, S.R. – 1999 – “Estudo Mineralógico, Petrológico, Geoquímico e Isotópico do Complexo Intrusivo de Várzea Alegre (ES).” Rio de Janeiro, Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 174 p.

MÜLLER, G.; HÖNDORF, A.; LAUENSTEIN, H.J.; LENZ, H. – 1986 – “Petrological and Geochemical Data on High Metamorphic Archean-bearing Rock Sequence near Guanhães, Minas Gerais.” Geol. Jb. D-79, p. 3-20, Hannover.

NALINI JR., H.A. – 1997 – “Caractérisation des suites magmatiques néoproterozoïques de la région de Conselheiro Pena et Galeléia (Minas Gerais, Brésil). Etude géochimique et structurale des suites Galiléia et Urucum et relation avec les pegmatites à éléments rares associées” Thèse de Doctorat. Ecole Nationale Supérieure de Mines de Paris et de Saint Etienne, 237 P.

NOCE, C.M. – 1995 – “Geocronologia dos Eventos Magmáticos, Sedimentares e Metamórficos na Região do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais.” São Paulo, Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 128 p.

NOCE, C.M.; PEDROSA SOARES, A.C.; GROSSI SAD, J.H.; BAARS, F.J.; GUIMARÃES, M.L.V.; MOURÃO, M.A.A.; OLIVEIRA, M.J.R.; ROQUE, N.C. – 1997 – “Nova subdivisão Estratigráfica regional do grupo Macaúbas na Faixa Araçuai.” Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia – Núcleo Minas Gerais, 14, p.2 9-31.

NOCE, C.M.; MACHADO, N.; TEIXEIRA, W. – 1998 – “U-Pb geochronology of gneisses and granitoids in the quadrilátero ferrífero (southern São Francisco craton): age constraints for archean and paleoproterozoic magmatism and metamorphism”. Revista Brasileira de Geociências, vol.28, nº1, p. 95-102.

NOCE, C.M.; MACAMBIRA, M.J.B.; PEDROSA-SOARES, A.C.; MARTINS, V.T. de S.; FERREIRA, D.C. – 1999 – Chronology of Late Proterozoic-Cambrian granitic magmatism in the Araçuai belt, Eastern Brazil, based on dating by single zircon evaporation.” Servicio Minero Argentino, South American Symposium on Isotope Geology, 2, Vila Carlos Paz, Argentina, Anaes, p. 86-89.

PADILHA, A.V.; VASCONCELOS, R.M.; GORNES, R.A.A.D. – 1991 – “Evolução geológica.” In: Texto Explicativo/ Folha Barbacena, folha SF.23XC-III (Viana H.S.,

org.). Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, escala 1:100.000, Brasília, DNPM. Cap. 6, p. 111-133.

PAES, V.J.C. – 1999 – “Geologia e Geoquímica da Região de Alvarenga, Minas Gerais: Implicações Geotectônicas e Metalogenéticas.” Belo Horizonte, Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, 149 p.

PARENTI COUTO, J.G.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K.; IYER, S.S.; MORAES, N.M.P. – 1981 – “Considerações sobre a Idade do Grupo Bambuí com base em Análises Isotópicas de Sr e Pb.” Rev. Bras. de Geoc. vol. 11, nº1, p. 5-16.

PEDROSA SOARES, A.C.; MONTEIRO, R.L.B.P.; NOCE, C.M.; FREITAS e SILVA, F.H.; OLIVEIRA, M.J.R.; SCHETTINO, A. – 1990 – “Caracterização de uma seqüência vulcano-sedimentar distal na Faixa Araçuaí, MG: bacia oceânica restrita?” Boletim de Resumos, XXXVI Congresso Brasileiro de Geologia (Natal), p. 308.

PEDROSA SOARES, A.C.; NOCE, C.M.; VIDAL PH; MONTEIRO, R.L.B.P.; LEONARDOS, O.H. – 1992 – “Toward a new Tectonic Model for the late Proterozoic Araçuaí (SE-Brasil)- west Congolian (SW-Africa) Belt.” Journal of South American Earth Sciences. vol.6, nº 1, p. 33-47.

PEDROSA SOARES, A.C.; DARDENNE, M.A.; HASUI, Y.; CASTRO, F.D.C. de; CARVALHO, M.V.A. de (editores) – 1994 – “Nota explicativa dos mapas Geológico Metalogenético e de Ocorrências Minerais do Estado de Minas Gerais (escala 1:1.000.000).” Secretaria de Recursos Minerais Hídricos e Energéticos – SEME; Companhia Mineradora de Minas Gerais – COMIG, Belo Horizonte, Minas Gerais, 97 p.

PEDROSA SOARES, A.C. – 1995 – “Potencial Aurífero do Vale do Araçuaí, Minas Gerais: história de exploração, geologia e controle tectono-metamórfico.” Brasília, Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 177p.

PEDROSA SOARES, A.C.; LEONARDOS, O.H.; FERREIRA, J.C.H.; REIS, L.B. – 1996 – “Duplo Regime Metamórfico Regional na Faixa Araçuaí (?): uma reavaliação à luz de

novos dados.” Sociedade Brasileira de Geologia, Salvador, BA. Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Anais, 6, p. 5-8.

PEDROSA SOARES, A.C. & OLIVEIRA, M.J.R. – 1997 – “Geologia da Folha Salinas.” *In*: GROSSI-SAD, J.H.; LOBATO, L.M.; PEDROSA SOARES, A.C.; SOARES FILHO, B.S. (coordenadores e editores). Projeto Espinhaço em CD-ROM (textos, mapas e anexos). Belo Horizonte, COMIG – Companhia Mineradora de Minas Gerais. p. 429-541.

PEDROSA SOARES, A.C.; WIEDEMANN, C.; FERNANDES, M.L.S.; FARIA, L.F. de; FERREIRA, J.C.H. – 1997a – “Geotectonic Significance of the Neoproterozoic Granitic Magmatism in the Araçuaí Belt, Eastern Brazil: a Model and Pertinent Questions.” Second International Symposium on Granites and Associated Mineralizations-ISGAM II, extended Abstracts and Program, Salvador, Bahia, Brazil, p. 224-225.

PEDROSA SOARES, A.C. & NOCE, C.M. – 1998 – “Where is the suture zone of the Neoproterozoic Araçuaí-West-Congo Orogen?” Universidade Federal de Ouro Preto, MG. International Conference on Basement Tectonics, 14, Abstracts, p. 35-37.

PEDROSA SOARES, A.C. & WIEDEMANN LEONARDOS, C.M. – 1999 – “Evolution of the Araçuaí Belt and its connection to the Ribeira Belt, Eastern Brazil.” *In*: “Geotectonic Evolution of South America.” Volume especial, International Geological Congress, 31, Rio de Janeiro, 2000, submetido.

PEDROSA SOARES, A.C.; NOCE, C.M.; WIEDEMANN, C.M.; PINTO, C.P. – 1999a – “The Neoproterozoic Araçuaí-West Congo Orogen in Brazil: Did it start as B-subduction controlled magmatic Arc?” *Precambrian Research*, submetido.

PEDROSA SOARES, A.C.; CORDANI, U.G.; NUTMAN, A. – 1999b – “Constraining the Age of Neoproterozoic Glaciation in Eastern Brazil: First U-Pb data from detrital zircons.” *Terra Nova*, em preparação.

PEREIRA, A.D.C.; FONSECA, E.G.; BRAZ, E.R.C.; CARMO, U.F.; ORTIZ, L.R.C.; SOUZA JR., J.J.; OLIVEIRA, F.C.; FREIRE, F.A.; MARQUES, N.M.G.; REIS, V.A.; SIGA JR.,

- O. – 1984 – “Geologia da Folha Belo Horizonte.” *In*: Projeto RadamBrasil, Folha SE-23 Belo Horizonte, DNPM-RJ (Levantamento de Recursos Naturais), inédito.
- PFLUG, R. – 1968 – “Observação sobre a Estratigrafia da Série Minas na Região de Diamantina, Minas gerais.” *Notas preliminares e Est. Div. Geol. Mineral, DNPM, Rio de Janeiro*, 142, 20 p.
- PINTO, C.P.; DRUMOND, J.B.V.; FÉBOLI, W.L. (coordenadores) – 1997 – “Projeto Leste: mapeamento geológico e cadastramento de recursos minerais da região leste de Minas Gerais – etapa 1.” Belo Horizonte, Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais -MG, 161 p.
- PITCHER, W.S. – 1982 – “Granite type and tectonic environment.” *In*: K.HSÜ(editor), *Mountain Building Processes*. Academic Press, p. 19-40.
- PITCHER, W.S. – 1983 – “Granite: tipology, geological environment and melting relationships.” *In*: ATHERNON, M.P. & GRIBBLE, C.P. (Eds.) *Migmatites, melting and metamorphism*. Shiva, p. 277-285.
- PITCHER, W. – 1987 – “Granites and yet more granites forty years on.” *Geol. Rundschau*, nº 76 (1), p. 51-79.
- PITCHER, W.S. – 1995 – “The nature and origin of granite.” Blackie Academic & Professional.
- ROLLINSON, H.R. – 1994 – “Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation.” Longman Scientific & Technical, 352 p.
- SATO, K.; TASSINARI, C.C.G.; KAWASHITA, K.; PETRONILHO, L. – 1995 – “O Método Geocronológico Sm-Nd no IG/USP e suas aplicações.” *An. Acad. bras. Ci.*, 67 (3), p. 313-336.

SATO, K. – 1998 – “Evolução Crustal da plataforma Sul Americana, com base na Geoquímica isotópica Sm/Nd.” São Paulo, Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 299p.

SHAND, S.J. – 1943 – “Eruptive rocks. Their genesis, composition, classification, and their relations to ore-deposits.” Wiley, Nova York, 444 p.

SHIREY, S.B. – 1991 – “The Rb-Sr, Sm-Nd and Re-Os Isotopic Systems: a summary and comparison of their applications to the cosmochemistry and geochronology of igneous rocks.” In: Heaman, L. & Ludden, J.N. (ed.), “Applications of Radiogenic Isotope Systems to Problems in Geology”. Short Course Handbook, Mineralogical Association of Canada, vol, 19, Cap. 4, p. 103-165.

SIGA Jr., O. & CORDANI, U.G. – 1982 – “Comentários sobre as determinações geocronológicas disponíveis nas folhas Belo Horizonte e Rio Doce.” Relatório interno Cpgeo-Projeto RadamBrasil, inédito, 62 p.

SIGA Jr., O. – 1986 – A Evolução Geotectônica da Porção Nordeste de Minas Gerais com base em Interpretações Geocronológicas.” São Paulo, Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 140p.

SILVA SÁ, J.H.S. – 1977 – “Pegmatitos litiníferos da região de Itinga-Araçuaí, MG.” São Paulo, Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, 104 p.

SILVA, J.M.R.; LIMA, M.I.C. de; VERONESE, V.F.; RIBEIRO JR, R.N.; ROCHA, R.M.; SIGA JR, O. – 1987 – “Geologia da Folha Rio Doce”. In: Projeto RadamBrasil, Folha SE-24 Rio Doce. IBGE-RJ. 548 p.

SINGNORELLI, N.; DRUMOND, J.B.V.; RAPOSO, F.O.; SOUZA E.C. de; HEINECK, C.A. – 1993 – “Estratigrafia – Cap.2” In: SINGNORELLI, N. (organizador) – *Texto Explicativo da Folha SF.24-V-A-II, Afonso Cláudio, Estados do Espírito Santo e Minas Gerais*. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, DNPM/CPRM, 176 p.

- SÖLLNER, H.S.; LEMMERER, B.; WEBER-DIEFENBACH, K – 1987 – “The Brasiliano orogenesis: Age determinations (Rb-Sr and U-Pb) in the coastal mountain region of Espirito Santo, Brazil.” *Zbl. Geol. Paläont. I*, H 7/8, p. 729-741.
- SÖLLNER, H.S.; LEMMERER, B.; WEBER-DIEFENBACH, K. – 1989 – “Brasiliano Age of a Charnoenderbitic Rock Suite in the Complexo Costeiro (Ribeira Mobile Belt), Espirito Santo, Brazil: Evidence from U-Pb Geochronology on zircons.” *Zentrablatt für Geologie und Palaeontologie*, 1 (5/6), p. 933-945.
- SÖLLNER, H.S.; LEMMERER, B.; WEBER-DIEFENBACH, K. – 1991 – “Die Krustenentwicklung in der küstenregion nördlich von Rio de Janeiro/Brasilien.” *Müncher Geol. Hefte* 4, 100 p.
- STACEY, J.S. & KRAMERS, J.D. – 1975 – “Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model.” *Earth Planet. Sci. Lett.*, 26, p. 207-221.
- STEIGER, R.H. & JÄGER, E. – 1977 – “Subcomission on geochronology: convention on the use of decay constants in geochronology and cosmochronology.” *A.A.P.G. Studies in Geology*, 8, p. 67-71.
- TAYLOR, S.R. & McLENNAN, S.M. – 1985 – “The Continental Crust: it's composition and evolution.” *Blackwell Scientific*, Boston, Mass., 312 p.
- TEIXEIRA, W. – 1985 – “A evolução geotectônica da porção meridional do Cráton do São Francisco, com base em interpretações geocronológicas.” São Paulo, Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 207 p.
- TEIXEIRA, W.; DOSSIN, I.A.; DOSSIN, T.M.; SALVADOR, E.D.; SIGA JR, O.; SATO, K. – 1990 – “Interpretações do Contexto Geotectônico do Embasamento na Borda Leste do Sistema Espinhaço, região de Guanhanes e Gouveia – MG, com base numa Integração do seu Conjunto Geocronológico U/Pb, Rb/Sr e K/Ar.” *An. Congr. Bras. de Geol. Natal, Rn.* vol. 6 p. 2711-2722.

- TEIXEIRA, W. & SABATE, P. (org.) – 2000 – “Archean and Paleoproterozoic Tectonic evolution of the São Francisco Craton, Brazil. In: CORDANI U.G. & ALMEIDA CAMPOS, D., 2000, *Tectonic Evolution of South America*. Special Publication 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro (in press)
- TORQUATO, J.R. & KAWASHITA, K. – 1992 – “Geocronologia nuclear: o Método K-Ar (Capítulo III).” *Revista de Geologia*, vol. 5, p. 177-207.
- TORQUATO, J.R. & KAWASHITA, K. – 1994 – “Geocronologia nuclear: o Método Rb-Sr (Capítulo V).” *Revista de Geologia*, vol. 7, p. 91-124.
- TROMPETTE, R. – 1997 – “Geology of Western Gondwana (2000-500Ma).” Amsterdã, Balkema ed., 350 p.
- UHLEIN, A. & TROMPETTE – 1997 – “As Faixas Dobradas Araçuaí-Paramirim e os Eventos Geológicos no Limite Meso-Neoproterozóico.” *Sociedade Brasileira de Geologia, Núcleo Minas Gerais. Simpósio de Geologia de Minas Gerais*, 9, boletim SBG-MG, 14, p. 34-35.
- UHLEIN, A. – 1982 – “Geologia e Mineralização de Cromita e Itabiritos da Região de Serro, MG.” Brasília, Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 189 p.
- WILLIAMSON, J.H. – 1968 – “Least-squares fitting of a straight line. *Can. Jour. Physics*, vol. 46, p. 1845-1847.
- ZARTMAN, R.E. & DOE, B.R. – 1979 – “Plumbotectonics: the model.” *Tectonophysics*, 75, p. 135-162.
- ZINDLER, A. & HART, S.R. – 1986 – “Chemical geodynamics.” *An. Ver. Earth Planet. Sci.*, 14, p. 493-571.

APÊNDICE 1 – Tabela de amostras coletadas nesse trabalho e metodologia utilizada

unidade	amostra	metodologias	rocha	material	Petro	análise Rb-Sr (DI; N; Sr _i)	evaporação Pb-Pb (ZR)
Caladão	MU-01A	Sm-Nd;Pb-Pb	granito	RT;FK;ZR	x	Sr _i	x
	MU-10A	Pb-Pb	granito	RT	x	—	—
	MU-17	Pb-Pb	granito	RT;FK	x	—	—
Pe. Paraíso	MU-02C	Pb-Pb	charnockito	ZR	—	—	x
	MU-03A	—	charnockito	—	x	—	—
	MU-03B	Rb-Sr	charnockito	RT	—	N	—
	MU-08A	Rb-Sr;Sm-Nd	charnockito	RT	x	N	—
	MU-08B	—	charnockito	—	—	—	—
	MU-09	Rb-Sr	charnockito	RT	x	DI	—
	MU-18A	—	charnockito	—	x	—	—
	MU-18B	—	charnockito	—	—	—	—
	MU-18C	Rb-Sr	charnockito	RT	—	N	—
	MU-19	Rb-Sr	charnockito	RT	—	N	—
	MU-04A	—	granito	—	—	—	—
Ataléia	MU-04B	Rb-Sr	granito	RT	x	N	—
	MU-04C	Rb-Sr	granito	RT	x	N	—
	MU-04D	—	granito	—	—	N	—
	MU-04E	Sm-Nd	granito	RT	—	Sr _i	—
	MU-04Y	—	granito	—	x	—	—
	MU-05	Rb-Sr	granito	RT	x	N	—
	MU-07	Rb-Sr	granito	RT	x	N	—
	AT-01A	Sm-Nd;Pb-Pb	granito	RT;ZR	—	Sr _i	x
	AT-01B	—	granito	—	—	—	—
	AT-01C	Rb-Sr	granito	RT	—	N	—
	AT-01D	—	granito	—	—	—	—
	AT-01E	—	granito	—	—	—	—
	AT-01F	Rb-Sr	granito	RT	x	N	—
	AT-01G	—	granito	—	—	—	—
	AT-01H	—	granito	—	—	—	—
	AT-01I	—	granito	—	—	—	—
	AT-01J	—	granito	—	—	—	—
	AT-01K ₁	—	granito	—	—	—	—
	AT-01K ₂	Sm-Nd	granito	RT	x	Sr _i	—
	AT-01L	—	granito	—	—	—	—
	AT-01M	—	granito	—	x(2)	—	—
	AT-01N	Rb-Sr	granito	RT	—	N	—
	AT-01O	—	granito	—	x	—	—
	AT-01P	—	granito	—	—	—	—
Pescador	MU-12B	—	granito	—	—	—	—
	MU-12C	Pb-Pb	granito	ZR	—	—	x
	MU-12D	—	granito	—	x	—	—
	MU-12E	Rb-Sr	granito	RT	—	N	—
	MU-12F	—	granito	—	—	—	—
	MU-12G	Sm-Nd	granito	RT	x	Sr _i	—
	MU-12H	Rb-Sr	granito	RT	—	N	—
	MU-12J	Sm-Nd	granito	RT	x	Sr _i	—
	MU-12K	—	granito	—	x	—	—
	MU-12L	—	granito	—	—	—	—

unidade	amostra	metodologias	rocha	material	Petro	análise Rb-Sr (DI; N; Sr _i)	evaporação Pb-Pb (ZR)
	MU-12.1A	Rb-Sr	granito	RT	—	N	—
	MU-12.1B	Rb-Sr	granito	RT	x	N	—
	MU-12.1C	Rb-Sr	granito	RT	—	N	—
	MU-12.1D	Rb-Sr	granito	RT	—	N	—
	MU-12.1E	—	granito	—	—	—	—
	MU-12.1F	—	granito	—	x	—	—
	MU-12.2A	—	granito	—	—	—	—
	MU-12.2B	—	granito	—	—	—	—
	MU-12.2C	—	granito	—	—	—	—
	MU-12.2D	—	granito	—	—	—	—
	MU-12.2E	—	granito	—	x	—	—
	MU-12.2F	—	granito	—	—	—	—
	MU-12.2G	Rb-Sr	granito	RT	—	N	—
	MU-12.2H	—	granito	—	—	—	—
	MU-12.2I	—	granito	—	—	—	—
	MU-12.2J	—	granito	—	—	—	—
	MU-12.2K	Rb-Sr;Sm-Nd	granito	apat;RT;RT	x	DI;N	—
	MU-12.2L	—	granito	—	—	—	—
	MU-12.2M	—	granito	—	—	—	—
	MU-12.2N	Rb-Sr	granito	RT	—	N	—
	MU-14	Sm-Nd	granito	RT	x	Sr _i	—
	MU-23A	Rb-Sr	granito	RT	x	N	—
	MU-23B	Rb-Sr	granito	RT	x(2)	N	—
	IT-03A	—	granito	—	x	—	x
S. Vitor	IT-16A	—	tonalito	—	—	—	—
	IT-16B	Sm-Nd	tonalito	RT	x	Sr _i	—
Teóf. Otoni	TO-01Aa	Sm-Nd;Pb-Pb	granito	RT;ZR	x	Sr _i	x
	TO-01Ab	—	granito	—	—	—	—
	TO-02A	Sm-Nd	granito	RT	x	Sr _i	—
	TO-02B ₁	Rb-Sr	granito	RT	—	N	—
	TO-02B ₂	—	granito	—	—	—	—
	TO-02B ₃	—	granito	—	x	—	—
	TO-02C ₁	Rb-Sr	granito	RT	—	N	—
	TO-02C ₂	—	granito	—	—	—	—
	TO-02C ₃	—	granito	—	—	—	—
	MU-16A	—	granito	—	x	—	—
Aplito	MU-13	Sm-Nd	granito	RT	x	Sr _i	—
	MU-10B	Sm-Nd	granito	RT;ZR	—	Sr _i	x
Wolff	MU-15A	Sm-Nd;Pb-Pb	granito	RT;ZR	x	Sr _i	x
Brasilândia	IT-13Aa	—	tonalito	—	x	—	—
	IT-13Ab	—	tonalito	—	—	—	—
	IT-13Ac	—	tonalito	—	—	—	—
	IT-13Ad	—	tonalito	—	—	—	—
	IT-14A	—	tonalito	—	x	—	—
	IT-14B	—	tonalito	—	—	—	—
	IT-15B	Sm-Nd	tonalito	RT	x	Sr _i	—
	IT-15C	—	tonalito	—	—	—	—
	IT-15D	—	tonalito	—	x	—	—
	IT-15E	—	tonalito	—	x	—	—

unidade	amostra	metodologias	rocha	material	Petro	análise Rb-Sr (DI; N; Sr _i)	evaporação Pb-Pb (ZR)
	IT-15F SM-08B	— Sm-Nd;Pb-Pb	tonalito tonalito	— RT;ZR	— x	— Sr _i	— x
Guarataia	IT-01	—	granito	—	x	—	—
	IT-02C	Pb-Pb	granito	ZR	x	—	x
	IT-02D	—	granito	—	—	—	—
	IT-02E	—	granito	—	—	—	—
	IT-02F	Sm-Nd	granito	RT	x	Sr _i	—
	IT-10	—	granito	—	x	—	—
	IT-11	Sm-Nd	granito	RT	x	Sr _i	—
Pegmatito	SM-12	—	pegmatito	—	—	—	—
Guanhães	SM-02A	Rb-Sr	gnaisse	RT	x	N	—
	SM-02B	Rb-Sr;Pb-Pb	gnaisse	RT;ZR	x	N	x
	SM-10	—	gnaisse	—	x	—	—
	SM-13A	—	gnaisse	—	—	—	—
	SM-13B	Rb-Sr;Sm-Nd	gnaisse	RT	—	N	—
	SM-13C	Rb-Sr	gnaisse	RT	—	N	—
	SM-13D	—	gnaisse	—	—	—	—
	SM-13E	Rb-Sr	gnaisse	RT	—	N	—
	SM-13F	Rb-Sr	gnaisse	RT	—	N	—
	SS-01-A2	Rb-Sr	gnaisse	RT	x	N	—
	SS-01-A3	—	gnaisse	—	—	—	—
	SS-01-A4	—	gnaisse	—	x	—	—
	SS-01-A5	Rb-Sr;Sm-Nd	gnaisse	RT	—	N	—
	SS-01-A6	Rb-Sr	gnaisse	RT	—	N	—
	GUA-01	Rb-Sr;Sm-Nd	granito	RT	—	N	—
	GUA-02	Rb-Sr	granito	RT	—	N	—
	GUA-04A	Rb-Sr;Sm-Nd	granito	RT	—	N	—
	GUA-04B	—	migmatito	—	—	—	—
	GUA-04C	Rb-Sr	migmatito	RT	—	N	—
	GUA-04D	—	migmatito	—	—	—	—
	GUA-04E	—	migmatito	—	—	—	—
	GUA-04F	—	migmatito	—	—	—	—
	GUA-04G	Rb-Sr	migmatito	RT	—	N	—
Supracr.	SM-07C	—	calcissil.	—	x	—	—
	SM-07D	—	xisto	—	x	—	—
	IT-06	—	xisto	—	—	—	—
	IT-08	—	xisto	—	—	—	—

RT= rocha total

FK= feldspato potássico

ZR= zircão

DI= diluição isotópica

N= natural

Sr_i= razão ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr

apat.= apatita

petro= análise microscópica de lâminas

APÊNDICE 2 –Dados Compilados

Ponto	n° de campo	rocha	Unidade geológica		métodos geocronológicos	Ref.
			da referência	mapa		
1	PB-CI-21	biotita gnaiss	C. Itacambira-Barroão	PI	K/Ar (bt)	1
2	1195/575	gnaisse	C. Itacambira-Barroão	PI	K/Ar (RT)	2
3	NO-08	filito	Metassedimentos Macaúbas	MP	K/Ar (RT)	2
4	NO-10	gnaisse	C. Itacambira-Barroão	PI	K/Ar(bt, bt+anf); Rb/Sr(4); Pb/Pb(8)	2
5	NO-11	gnaisse	C. Itacambira-Barroão	PI	Rb/Sr	2
6	175/174.1	bt-granada gnaiss	C. Itacambira-Barroão	PI	Rb/Sr	3
7	NO-12	gnaisse	C. Itacambira-Barroão	PI	K/Ar(bt, bt+anf); Rb/Sr(6); Pb/Pb(8)	2
8	NO-13	gnaisse	C. Itacambira-Barroão	PI	K/Ar(RT)	2
9	1195/569	bt-granada gnaiss	C. Itacambira-Barroão	PI	Rb/Sr	3
10	1195/573	bt-granada gnaiss	C. Itacambira-Barroão	PI	Rb/Sr	3
11	PB-CI-19	pegmatito	C. Itacambira-Barroão	PI	K/Ar(musc) + traço de fissão	4
12	JH-004	xisto	Metassedimentos Salinas	MS	Rb/Sr	5
13	JH-008	xisto	Metassedimentos Salinas	MS	Rb/Sr	5
14	JH-011	xisto	Metassedimentos Salinas	MS	Rb/Sr	5
15	JH-014	xisto	Metassedimentos Salinas	MS	Rb/Sr	5
16	JH-223	xisto	Metassedimentos Salinas	MS	Rb/Sr	5
17	JH-222	xisto	Metassedimentos Salinas	MS	Rb/Sr	5
18	JH-25	xisto	Metassedimentos Salinas	MS	Rb/Sr	5
19	JH-26	xisto	Metassedimentos Salinas	MS	Rb/Sr	5
20	JH-20	xisto	Metassedimentos Salinas	MS	Rb/Sr	5
21	JH-23A e B	xisto	Metassedimentos Salinas	MS	Rb/Sr(2)	5
22	JH-64	granito	Gr. Itinga-Araçuaí	G-4	Rb/Sr	5

23	JH-57 e 58	granito	Gr. Itinga-Araçuaí	G-4	Rb/Sr(2)	5
24	JH-50	granito	Gr. Itinga-Araçuaí	G-4	Rb/Sr	5
25	JH-21 e QUA-10	granito	Gr. Itinga-Araçuaí	G-4	Rb/Sr(4)	5
26	Lavra Cachoeira	pegmatito	Metassedimentos Salinas	MS	K/Ar (musc)	5
27	Lavra Maxixe	pegmatito	Metassedimentos Salinas	MS	K/Ar (musc)	5
28	NO-29	xisto	Metassedimentos Salinas	MS	K/Ar(bt); Rb/Sr(5)	2
29	AP-OS-36 e 37	granito	Gr. Coronel Murta	G-4	K/Ar(bt); Rb/Sr(5)	2
30	NO-56	granito	Gr. Novo Cruzeiro-Itaipé	G-2	K/Ar(bt); Rb/Sr(4)	2
31	NO-57	granito	Gr. Novo Cruzeiro-Itaipé	G-2	K/Ar(bt); Rb/Sr(3)	2
32	NL-106 e 107	granito	Gr. Itaobim	G-2	Rb/Sr(2)	6
33	NL-102 e 104	granito	Gr. Itaobim	G-2	K/Ar(bt); Rb/Sr(3)	6
34	NL-100 e 101	granito	Gr. Itaobim	G-2	Rb/Sr(3)	6
35	NL-109, 110 e 112	granito	Gr. Itaobim	G-2	Rb/Sr(3)	6
36	NL-113	granito	Gr. Itaobim	G-2	Rb/Sr(1)	6
37	NL-114	granito	Gr. Itaobim	G-2	K/Ar(bt); Rb/Sr(1)	6
38	1026/02 = RN-VV-02	granito	Gr. Pedra Azul	G-5	K/Ar(bt); Rb/Sr(1)	7
39	NL-116	migmatito	Gr. Itaobim	G-2	Rb/Sr(1)	6
40	NL-121	granito	Gr. Itaobim	G-2	Rb/Sr(1)	6
41	194/49	granito	Gr. Itaobim	G-2	Rb/Sr(1)	2
42	1132/173 e NL-168	granito	Gr. Itaobim	G-2	K/Ar(bt); Rb/Sr(2)	2,6
43	NL-170	granito	Gr. Itaobim	G-2	Rb/Sr(1)	6
44	NL-171	granito	Gr. Itaobim	G-2	Rb/Sr(1)	6
45	AP-OS-3 e 4	charnockito	Gr. Padre Paraíso	G-5	Rb/Sr(5)	2
46	NL-304 e 305	charnockito	Gr. Padre Paraíso	G-5	Rb/Sr(5)	6
47	AP-OS-5	charnockito	Gr. Padre Paraíso	G-5	K/Ar(bt); Rb/Sr(4); U/Pb(4)	2
48	1026/27	granito	Gr. Novo Cruzeiro-Itaipé	G-2	Rb/Sr(1)	2

49	1132/167.2	granito	Gr. Novo Cruzeiro-Itaipé	G-2	Rb/Sr(1)	7
50	AP-OS-28	granito	Gr. Jequitinhonha1	G-2	Rb/Sr(3)	2
51	AP-OS-27	granito	Gr. Jequitinhonha1	G-2	Rb/Sr(2)	2
52	NO-81	granito	Gr. Jequitinhonha1	G-2	K/Ar(bt); Rb/Sr(2)	2
53	NL-122	migmatito	Gr. Itaobim	G-2	Rb/Sr(1)	6
54	NL-141, 145 e 309	granito	Gr. Itaobim	G-2	Rb/Sr(5)	6
55	NL-140	gnaisse	C. Jequitinhonha	CJQ	Rb/Sr(1)	6
56	NL-132 e 312	gnaisse	C. Jequitinhonha	CJQ	Rb/Sr(5)	6
57	NL-313	calciossilicática	C. Jequitinhonha	CJQ	Rb/Sr(1)	6
58	NL-130	gnaisse	C. Jequitinhonha	CJQ	K/Ar(bt); Rb/Sr(1)	6
59	NL-126	gnaisse	Gr. Itaobim	G-2	Rb/Sr(1)	6
60	AP-OS-9	granito	Gr. Águas Formosas	G-2	Rb/Sr(2)	2
61	AP-OS-7	granito	Gr. Águas Formosas	G-2	Rb/Sr(3)	2
62	1132/122	gnaisse	Gns-migm. do setor Oriental	CJQ	Rb/Sr(4)	7
63	NL-308	granito-gnaisse	Gr. Itaobim	G-2	Rb/Sr(3)	6
64	NL-142	gnaisse	C. Jequitinhonha	CJQ	Rb/Sr(1)	6
65	ALM-1	gnaisse kinzigítico	Gns-migm. do setor Oriental	CJQ	K/Ar(bt)	8
66	SD-41-A	gnaisse kinzigítico	Gns-migm. do setor Oriental	CJQ	Rb/Sr(1)	8
67	194/113	granito	Gr. Rubim	G-3I	Rb/Sr(1)	2
68	1059/256	granito	Gr. Rubim	G-3I	Rb/Sr(1)	2
69	194/112	granito	Gr. Rubim	G-3I	K/Ar(bt); Rb/Sr(1)	2
70	1059/254	granito	Gr. Rubim	G-3I	Rb/Sr(1)	2
71	ALM-104	tremolita xisto	tremolita-xisto	CJQ	K/Ar(trem-2)	8
72	AP-OS-19	gnaisse	Gns-migm do setor Oriental	CJQ	Rb/Sr(3)	2
73	ALM-186	biotita-gnaisse	Gns-migm. do setor Oriental	CJQ	K/Ar(bt)	8
74	AP-OS-16	gnaisse	Gns-migm. do setor Oriental	CJQ	K/Ar(bt); Rb/Sr(2)	2

75	AP-OS-17	gnaisse	Gns-migm. do setor Oriental	CJQ	K/Ar(bt); Rb/Sr(1); U/Pb(4)	2
76	AP-OS-18	gnaisse	Gns-migm. do setor Oriental	CJQ	K/Ar(bt); Rb/Sr(8)	2
77	AL-1351, 1353 e 1354	granito	S. Guaratinga (Umburatiba)	G-3I	Rb/Sr(3)	9
78	162/140	granito	Gr. Sto. Antônio do Jacinto	G-3I	Rb/Sr(1)	2
79	162/141	granito	Gr. Sto. Antônio do Jacinto	G-3I	Rb/Sr(1)	2
80	162/143	granito	Gr. Sto. Antônio do Jacinto	G-3I	Rb/Sr(1)	2
81	162/158	granito	Gr. Sto. Antônio do Jacinto	G-3I	Rb/Sr(1)	2
82	162/145	granito	Gr. Sto. Antônio do Jacinto	G-3I	Rb/Sr(1)	7
83	162/149	granito	Gr. Sto. Antônio do Jacinto	G-3I	Rb/Sr(1)	7
84	PAL-101 e 1059/198	granito	Gr. Medeiros Neto	G-2	K/Ar(bt); Rb/Sr(3)	2
85	1059/197	granito	Gr. Medeiros Neto	G-2	Rb/Sr(1)	2
86	NL-324 e 325	gnaisse	Gns-migm. do setor Oriental	CJQ	Rb/Sr(4)	6
87	MI-LO (440, 441, 451, 465)	granito	Gr. Pedra Azul	G-5	Rb/Sr(4)	10
88	162/164	granito	Gr. Sto. Antônio do Jacinto	G-2	Rb/Sr(1)	2
89	EU-61	bt-gnaisse	C. Paraíba do Sul	CJQ	K/Ar(bt)	8
90	EU-41	gnaisse kinzigítico	C. Paraíba do Sul	CJQ	Rb/Sr(2)	8
91	JD-234	gnaisse kinzigítico	C. Paraíba do Sul	CJQ	Rb/Sr(1)	11
92	IGM-6	granito	C. Medina	G-2	K/Ar(bt)	12
93	JD-233	granitóide	C. Caraíba-Paramirim	CP	Rb/Sr(1); Sm/Nd	11
94	M-PA	gnaisse kinzigítico	C. Paraíba do Sul	CJQ	K/Ar(bt)	8
95	JD-235	gnaisse kinzigítico	C. Paraíba do Sul	CJQ	Rb/Sr(1)	11
96	CASC	gnaisse kinzigítico	C. Paraíba do Sul	CJQ	Rb/Sr(2)	8
97	PRA-165	gnaisse kinzigítico	C. Paraíba do Sul	CJQ	Rb/Sr(2)	8
98	NQ-O	gnaisse kinzigítico	C. Paraíba do Sul	CJQ	K/Ar(bt)	8
99	NQ-103A	bt-gnaisse	C. Montanha	G-2	K/Ar(bt)	8
100	AL-1292,1293,1294,1295	granito	S. Guaratinga (Ecoporanga)	G-3I	Rb/Sr(4)	9

101	PINHEIRO	gnaisse kinzigítico	C. Paraíba do Sul	CGK	K/Ar(bt)	8
102	MI-RN-1060	gnaisse	Gns. Piedade	MT	Rb/Sr(3)	7
103	RN-MI-JN-VV-151.8 e VV-MI-OS-151.10	hbl-qzo-diorito	Suite Galiléia	G-1	Rb/Sr(2)	7
104	AL-1297,1299 e 1301	granito	C. Medina	G-2	Rb/Sr(3)	9
105	GOV-68	pegmatito	Suite Galiléia	G-1	K/Ar(musc)	8
106	GOV-98	gnaisse kinzigítico	C. Paraíba do Sul	CGK	K/Ar(bt)	8
107	NV-1B	gnaisse kinzigítico	C. Paraíba do Sul	CGK	Rb/Sr(1)	8
108	RN-MI-JM-VV-145	gnaisse kinzigítico	C. Paraíba do Sul	CGK	Rb/Sr(4)	7
109	GOV-208	gnaisse	C. Montanha	G-2	K/Ar(bt)	8
110	F-36-35	tonalito	Suite Galiléia	G-1	K/Ar(bt)	13
111	F-181-32	granodiorito	Suite Galiléia	G-1	K/Ar(bt)	13
112	F-222-18	tonalito	Suite Galiléia	G-1	K/Ar(bt)	13
113	F-180-9A	tonalito	Suite Galiléia	G-1	K/Ar(bt)	13
114	F-177-30	tonalito	Suite Galiléia	G-1	K/Ar(bt)	13
115	F-132-61	granodiorito	Suite Galiléia	G-1	K/Ar(bt)	13
116	VV-MI-OS-79	granito	Suite Urucum	G-2	Rb/Sr(3)	7
117	VV-MI-OS-74l c e f	hbl-qzo-diorito	Suite Galiléia	G-1	Rb/Sr(2)	7
118	JD-62	gnaisse/anfibolito	C. Juiz de Fora	JF	Rb/Sr(3)	14
119	VV-MI-OS-67.1	gnaisse	C. Juiz de Fora	JF	Rb/Sr(4)	7
120	VV-MI-OS-100	granada-bt-gnaisse	C. Pocrane	JF	Rb/Sr(4)	7
121	VV-MI-OS-103.1b	gda-bt-gnaisse	C. Pocrane	JF	Rb/Sr(1)	7
122	NV-126	gnaisse kinzigítico	C. Paraíba do Sul	CGK	K/Ar(bt)	8
123	VV-MI-OS-175	hiperstênio granito	Suite Aimorés	G-5	Rb/Sr(4)	7
124	CO-53	bt-gns (enderbito)	C. Paraíba do Sul	CGK	K/Ar(bt)	8
125	CO-66	gnaisse kinzigítico	C. Paraíba do Sul	CGK	K/Ar(bt)	8
126	CO-78	diabásio	Suite Intr. Fundação	FU	K/Ar(plag)	15

127	VV-MI-OS-132	granada-bt-gnaiss	C. Pocrane	JF	Rb/Sr(2)	7
128	VM-JM-58A	gabrorito	Suite Aimorés	G-5	K/Ar(bt)	7
129	MI-RN-100	diabásio	Suite Fundação	FU	K/Ar(RT)	7
130	PB-CI-15	xisto	Grp. Macaúbas	MS	K/Ar(bt)	1
131	JD-15	granito cinza	S. Mercês	MC	Rb/Sr(1)	16
132	JD-19	granito	S. Mercês	MC	Rb/Sr(1)	16
133	JD-18	migmatito	S. Mercês	MC	Rb/Sr(1)	16
134	JD-22	granito	S. Mercês	MC	Rb/Sr(1)	16
135	PB-CI-16	biotita-gnaiss	C. Gouveia/Barbacena	GU	K/Ar(bt)	1
136	PB-CI-17	biotita-gnaiss	C. Gouveia/Barbacena	GU	K/Ar(bt)	1
137	PFL-19	metabasito	SG Espinhaço	ESP	K/Ar(RT)	16
138	PFL-8	filito	C. Gouveia	GO	K/Ar(RT)	16
139	PFL-Datas	metabasito	SG Espinhaço	ESP	K/Ar(RT)	16
140	JD-6	granito cinza	C. Gouveia	GO	Rb/Sr(1)	16
141	JD-7	granito porfiroclástico	C. Gouveia	GO	Rb/Sr(1)	16
142	PB-CI-18	metabasito	C. Gouveia	GO	K/Ar(bt)	1
143	JD-11	granito	C. Gouveia	GO	Rb/Sr(1)	16
144	JD-20	granito	C. Gouveia	GO	Rb/Sr(1)	16
145	Ha-17	granito	C. Gouveia	GO	K/Ar(bt)	17
146	JD-12	granito	C. Gouveia	GO	Rb/Sr(1)	16
147	JD-13	granito	C. Gouveia	GO	Rb/Sr(1)	16
148	PB-CI-11	metabasito	SG Espinhaço	ESP	K/Ar(RT)	16
149	PB-CI-10	metabasito	SG Espinhaço	ESP	K/Ar(RT)	16
150	PB-CI-9	metabasito	SG Espinhaço	ESP	K/Ar(RT)	16
151	PB-CI-8	gnaiss	SG Espinhaço	GO	K/Ar(bt)	16
152	PB-CI-7	metabasito	SG Espinhaço	ESP	K/Ar(RT)	16

153	JD-29	gnaiss	C. Guanhães	GU	Rb/Sr(1)	16
154	JD-31, 32, 33, 34 e 35	metariolito	SG Espinhaço	ESP	Rb/Sr(9);U/Pb(zc)	16
155	QP-CMD	quartzo pórfiro	SG Espinhaço	ESP	K/Ar(feld)	16
156	GG-99	anfibolito	C. Gouveia	GU	K/Ar(RT)	16
157	GG-04	anfibolito	C. Guanhães	GU	K/Ar(anf)	16
158	GG-60	anfibolito	C. Guanhães	GU	K/Ar(anf)	16
159	GG-55	pegmatito	C. Guanhães	GU	K/Ar(musc)	16
160	GG-49	meta-ultrabásica	C. Guanhães	GU	K/Ar(anf)	16
161	1061/369.1	hbl-bt-granitóide	Piedade-Guanhães	GU	K/Ar(bt)	3
162	1061/384	bt-granitóide	Piedade-Guanhães	GU	K/Ar(bt)	3
163	JD-45	gnaiss/pegmatito	Piedade-Guanhães	GU	Rb/Sr(4)	14
164	1061/587	gabronorito	S. Virginópolis	BO	Rb/Sr(1)	3
165	JD-46	gnaiss	Piedade-Guanhães	GU	Rb/Sr(1)	14
166	1061/546.1	gabronorito	S. Virginópolis	BO	Rb/Sr(1)	3
167	JD-50	granulito básico	Piedade-Guanhães	GU	Rb/Sr(1)	14
168	JD-43	gnaiss	Piedade-Guanhães	GU	Rb/Sr(1)	14
169	1061/389(=EG.LO-389)	bt-granada-gnaiss	Piedade-Guanhães	GU	K/Ar(bt);Rb/Sr(7)	3
170	JD-47	gnaiss	Piedade-Guanhães	GU	Rb/Sr(1)	14
171	1061/551	hbl-bt-granito	S. Borrachudos	BO	K/Ar(bt)	3
172	JD-44	gnaiss/granito	Piedade-Guanhães	GU	Rb/Sr(3)	14
173	1061/533	gabronorito	S. Virginópolis	BO	Rb/Sr(1)	3
174	JD-41	gnaiss	Piedade-Guanhães	GU	Rb/Sr(4)	14
175	1061/479	musc-bt-gnaiss	Piedade-Guanhães	GU	K/Ar(bt)	3
176	PB-CI-6	gnaiss	C. Guanhães	GO	K/Ar(bt)	16
177	JD-37 e 38	gnaiss	C. Guanhães	GU	Rb/Sr(2)	16
178	MM-10	veios	Grp. Bambuí	BB	Pb/Pb	18

179	Ha-16	granito	C. Divinópolis	CBH	K/Ar(bt)	17
180	Ha-15	granito	C. Divinópolis	CBH	K/Ar(bt)-2	17
181	JD-122B(rocha = a do 180)	granito	C. Divinópolis	CBH	Rb/Sr(1)	20
182	PB-CI-2	gnaisse	C. Divinópolis	CBH	K/Ar(bt)	1
183	PB-CI-1	metabasito	C. Divinópolis	CBH	K/Ar(bt)	1
184	PB-CI-3	metabasito	C. Divinópolis	CBH	K/Ar(RT)	1
185	PB-CI-4	metabasito	C. Guanhães	GU	K/Ar(anf)	16
186	PB-CI-5	gnaisse	C. Guanhães	GU	K/Ar(bt)	16
187	Ha-7	gnaisse	C. Gouveia	GGM	K/Ar(bt)	17
188	Ha-6	granodiorito	C. Gouveia	GGM	K/Ar(bt e musc)-2	17
189	Ha-18	granodiorito	C. Divinópolis	CBH	K/Ar(bt)	17
190	Ha-10	granito	C. Gouveia/Barbacena	GGM	K/Ar(bt); Rb/Sr(k-felds-1)	19
191	Ha-19	granodiorito	C. Gouveia	GGM	K/Ar(bt)	17
192	JD-138B	gnaisse	C. Gouveia/Barbacena	GGM	Rb/Sr(1)	20
193	DTM-8	pegmatito	C. Gouveia/Barbacena	GGM	Rb/Sr(k-feld-1)	17,32
194	1197/1074.2,3,5 e 7	granito	C. Coronel Murta	BO	Rb/Sr(4)	3
195	JD-68	gnaisse (c/ fc xistosa)	C. Juiz de Fora	JF	Rb/Sr(4)	14
196	JD-65	gnaisse	C. Juiz de Fora	JF	Rb/Sr(2)	14
197	JD-73	gnaisse/granulito	C. Juiz de Fora	JF	Rb/Sr(3)	14
198	JD-74	gnaisse	C. Juiz de Fora	JF	Rb/Sr(2)	14
199	IDGU-1	riodacito	riodacito/Guanhães	GU	Rb/Sr(5)	21
200	IDGU-2	metagranito	Gr. São Felix	BO	K/Ar(bt)	22
201	IDGU-3	anfibolito	C. Guanhães	GU	K/Ar(bt)	22
202	IDGU-4	gnaisse	C. Guanhães	GU	K/Ar(bt e anf) -2; Rb/Sr(5)	21
203	IDGU-5	charnockito	C. Guanhães	GU	Rb/Sr(3)	21
204	IDGU-6	gns migmatítico	C. Guanhães	GU	K/Ar(bt); Rb/Sr(4)	21

205	IDGU-7	granitóide	Gr. Urubu	BO	K/Ar(bt); Rb/Sr(5)	21
206	IDGU-8	metagranito	Gr. Itauninha	BO	K/Ar(bt)	22
207	IDGU-10	migmatito	C. Guanhães	GU	K/Ar(bt); Rb/Sr(6)	21
208	IDGU-11	gnaisse	C. Guanhães	GU	K/Ar(anf); Rb/Sr(3)	21
209	Ur.87	granito	Gr. Urubu	BO	Rb/Sr(1); Sm/Nd	23
210	SF.90	granito	Gr. São Felix	BO	Rb/Sr(1); Sm/Nd; Pb/Pb	23,29
211	SF.52	granito	Gr. São Felix	BO	Rb/Sr(1); Sm/Nd	23
212	IT.106	granito	Gr. Itauninha	BO	Pb/Pb	23
213	ER.14C	riolito	S. Borrachudos	BO	Rb/Sr(1); Sm/Nd	23
214	ER.16	riolito	S. Borrachudos	BO	Rb/Sr(1); Sm/Nd	23
215	ER.116F	riolito	S. Borrachudos	BO	Rb/Sr(1); Sm/Nd	23
216	FH.057	metavulcânica	SG Espinhaço	ESP	Pb/Pb	22
217	L-52, 70, 89 e 91	gnaisse	embasamento- Guanhães	GU	Rb/Sr(4)	24
	071, 072, 085, 086	bt-phlogopita			Rb/Sr(4)	
218	T-618	metagabro	SG Espinhaço	ESP	Sm/Nd	23
219	T-66	metagabro	SG Espinhaço	ESP	Sm/Nd	23
220	T-28	metagabro	SG Espinhaço	ESP	Sm/Nd	23
221	T-210	metagabro	SG Espinhaço	ESP	Sm/Nd	23
222	T-626	metagabro	SG Espinhaço	ESP	Sm/Nd	23
223	SE-185	basalto	C. Guanhães	GU	K/Ar(RT)	23
224	GU-113A	basalto	C. Guanhães	GU	K/Ar(RT)	23
225	GU-162	basalto	C. Guanhães	GU	K/Ar(RT)	23
226	GU-163	basalto	C. Guanhães	GU	K/Ar(RT)	23
227	SE-21	basalto	C. Guanhães	GU	K/Ar(RT)	23
228	GU-158	basalto	C. Guanhães	GU	K/Ar(RT)	23
229	ID-299	basalto	C. Guanhães	GU	K/Ar(RT)	23

230	CMD-64	basalto	C. Guanhães	GU	K/Ar(RT)	23
231	2303	pegmatito	C. Oriental	MDS	Rb/Sr(1)	25
232	2545	pegmatito	C. Oriental	MDS	Rb/Sr(1)	25
233	M-19 e21	granitóide	C. de Gouveia	GO	U/Pb(zr)	26
234	M-20	metariolito	SG. Rio Paraúna	GO	U/Pb(zr)	26
235	M-27	metariolito	SG. Rio Paraúna	GO	U/Pb(zr)	26
236	M-26	metamagmatito	SG Espinhaço	ESP	U/Pb(zr)	26
237	GM-399	metamagmatito	SG Espinhaço	ESP	U/Pb(zr)	26
238	M-22	metadiabásio	SG Espinhaço	ESP	U/Pb(bad e zr)	26
239	M-100	metaígneia ácida	Grp. Macaúbas	MP	U/Pb(zr)	26
240	M-28	migmatito	C. gns-grt Senhora do Porto	GU	U/Pb(zr e Ti)	26
241	VV.05.1.1185	gnaïsse	C Juiz de Fora	JF	Sm/Nd	27
242	VV.M1.05.67.1B	gnaïsse	C Juiz de Fora	JF	Sm/Nd	27
243	T-119,120,121,123,114	ortoanfibolito	Salinas (Grp. Macaúbas)	MDS	Sm/Nd	28
	T-141,138,152	metaultramáfica			Sm/Nd	
244	JM-VV-167.2	granitóide	Galiléia (Costeiro)	G-1	Sm/Nd	27
245	M1-JM-VV-1132	granitóide	Jequitinhonha(Costeiro)	CJQ	Sm/Nd	27
246	FS-95-01	gnaïsse	C. Porteirinha	PI	Rb/Sr(6);Sm/Nd	30
247	MD-03	granodiorito	Suite Galiléia	G-1	Rb/Sr(2);Sm/Nd;U/Pb	31
248	MD-05	granito pegmatóide	Suite Urucum	G-2	Rb/Sr;Sm/Nd	31
249	MD-07	granito	Suite Urucum	G-2	Rb/Sr;Sm/Nd;U/Pb	31
250	MD-14	tonalito	Suite Galiléia	G-1	Rb/Sr;Sm/Nd	31
251	MD-33	granito	Suite Urucum	G-2	Rb/Sr;Sm/Nd	31
252	MD-37	granito	Suite Urucum	G-2	Rb/Sr;Sm/Nd	31
253	MD-41	granito	Suite Urucum	G-2	Rb/Sr;Sm/Nd;U/Pb	31
254	MD-61	granodiorito	Suite Galiléia	G-1	Rb/Sr(2);Sm/Nd	31

255	CP-05	granito	Suíte Urucum	G-2	Rb/Sr;Sm/Nd	31
256	mercês-B e C	gnaisse/granito foliado	S. Mercês	MC	Rb/Sr(2); Sm/Nd(2)	30
257	N-34	granito	Gr. Morro da Pedra (CBH)	CBH	U/Pb	34
258	N-33	gnaisse	C. Belo Horizonte	CBH	Sm/Nd;U/Pb	34,35
259	N-57	granito	Gr. Santa Luzia (CBH)	CBH	U/Pb	34
260	N-4	granito	Gr. Córrego do Brumado -CBH	CBH	U/Pb	34
261	M-1	quartzito/diamictito	Grp. Macaúbas		U/Pb-Shrimp (18)	36
262	MF-11	carbonatos	Grp. Bambuí		Pb/Pb	37

APÊNDICE 3 – Abreviações usadas neste trabalho

anf = anfibólio	FA = Faixa Araçuaí	RT = rocha total
bad = badeleita	fc = fácies	S = Suíte
BB = Bambuí	felds = feldspato	SG = Supergrupo
BO = Suíte Borrachudos	FU = Suíte Fundação	ti = titanita
bt = biotita	Gns ou gns = gnaisse	trem = tremolita
C = Complexo	gns-grt = gnaisse-granítico	zr = zircão
c/ = com	gns-migm = gnaisse migmatítico	
CB = Complexo Bonfim	Gr ou gr = granito	
CBH = Complexo Belo Horizonte	Grp = Grupo	
CCB = Complexo Campo Belo	hbl = hornblenda	
CGK = Complexo Gnáissico Kinzigítico	isocr = isócrona	
CGO = Complexo Gouveia	MDS = Macaúbas – Dom Silvério	
CGU = Complexo Guanhães	min = mineral	
CJF = Complexo Juiz de Fora	MP = Macaúbas proximal	
CJQ = Complexo Jequitinhonha	MRC = Mercês	
CM = Complexo Mantiqueira	MS = Macaúbas – Salinas	
CMT = Complexo Mantiqueira	musc = muscovita	
CP = Complexo Porteira	pegm. = pegmatito	
CPS = Complexo paraíba do Sul	PI = Porteira	
CSF = Cráton do São Francisco	plag = plagioclásio	
ESP = Espinhaço	qzo = quartzo	

APÊNDICE 4 a – Dados K-Ar das Suítes G-1, G-2, G-3, G-4 e G-5

Ponto	nº lab.	nº campo	rocha	mat.	% K	Ar ⁴⁰ rad(x10 ⁻⁵)	Ar ⁴⁰ atm	Idade (ma)	ref
-------	---------	----------	-------	------	-----	--	----------------------	------------	-----

Suíte G-1

105	2231	GOV-68	pegmatito	musc	8,68	18,93	11,4	488±8	8
110	208	F-36-35	tonalito	bt	7,655	15,27	3,1	452±14	13
111	214	F-181-32	granodiorito	bt	7,07	14,39	3,2	460±14	13
112	207	F-222-18	tonalito	bt	6,993	13,85	2,7	449±13	13
113	210	F-180-9A	tonalito	bt	7,46	15,53	3,4	469±14	13
114	216	F-177-30	tonalito	bt	7,564	15,52	3,1	463±14	13
115	—	F-132-61	granodiorito	bt	7,535	20,1	6,7	582±17	13

Suíte G-2 e G-3S

30	5375	NO-56-G	granito	bt	7,2561	13,387	8,86	422±13	2
31	5376	NO-57-F	granito	bt	7,5721	15,11	4,93	452±15	2
33	4599	NL-102	granito-gns	bt	6,7519	14,08	4,58	470±19	6
37	4963	NL-114-B	granito-gns	bt	7,5695	15,699	2,6	468±12	6
42	5723	1132/173	granito	bt	7,4772	15,079	6,46	456±11	2
52	5377	NO-81-G	granito	bt	7,6909	16,054	3,16	470±16	2
84	5727	PAL-101	granito	bt	7,3185	14,463	14,56	448±14	2
92	4104	IGM-6	granito	bt	5,29	13,61	25,9	560±10	12
99	2214	NQ-103A	bt-gnaiss	bt	7,79	16,94	81,5	487±76	8
109	2221	GOV-208	gnaiss-kinz.	bt	7,54	16,12	8,8	480±28	8

Suíte G-3I

69	5728	194/112	granito	bt	7,3807	16,183	4,2	491±10	2
----	------	---------	---------	----	--------	--------	-----	--------	---

Suíte G-4

29	5561	AP-OS-37-E	granito	bt	7,3474	15,511	2,71	475±13	2
----	------	------------	---------	----	--------	--------	------	--------	---

Suíte G-5

38	5725	1026/02	granito	bt	6,89	14,515	5,28	474±14	2
47	5726	AP-OS-5	charnockito	bt	4,8948	9,862	4,27	457±21	2
128	4971	VM-JM-58A	gabronorito	bt	7,25	16,57	8,77	509±14	7

vermelho = dados recalculados segundo as novas constantes

APÊNDICE 4 b – Dados K-Ar das rochas da Infra-estrutura

Ponto	n° lab.	n° campo	rocha	mat.	% K	Ar ⁴⁰ rad(x10 ⁻⁵)	Ar ⁴⁰ atm	Idade (ma)	ref
Complexo Belo Horizonte									
179	—	HA-16	granito	bt	4,98	39,75	—	1371±41	17
180	—	HA-15	granito	bt	4,6	20,9	—	901±27	17
	—	HA-15	granito	bt	4,28	16,64	—	795±24	17
182	869	PB-CI-2	gnaïsse	bt	6,328	30,13	8,46	935±28	1
183	886	PB-CI-1	metabasito	RT	0,4382	14,73	4,83	3169±94	1
184	885	PB-CI-3	metabasito	RT	0,4	2,61	2,27	1187±35	1
189	—	HA-18	granodiorito	bt	6,03	19,95	—	697±21	17
Greenstone/Granito									
187	—	HA-7	gnaïsse	bt	6,63	16,06	—	535±15	17
188	—	HA-6	granodiorito	bt	6,36	13,58	—	479±14	17
	—	HA-6	granodiorito	musc	6,6	13,87	—	473±14	17
190	—	HA-10	granito	bt	6,67	14,29	—	481±15	17
191	—	HA-19	granodiorito	bt	5,94	24,19	—	826±24	17
Complexo Gouveia									
138	1830	PFL-8	filito	RT	1,998	4,466	0,94	499±24	16
142	—	PB-CI-18	metabasito	bt	—	—	—	740±22	1
145	—	HA-17	granito	bt	7,02	30,65	—	873±30	17
151	892	PB-CI-8	gnaïsse	bt	7,288	61,97	4,27	1433±37	16
176	890	PB-CI-6	gnaïsse	bt	7,855	16,19	2,13	465±12	16
Complexo Guanhões									
135	—	PB-CI-16	bt-gnaïsse	bt	—	—	—	460±13	1
136	—	PB-CI-17	bt-gnaïsse	bt	—	—	—	490±15	1
156	1491	GG-99	anfíbolito	RT	0,119	0,61	21,57	994±42	16
157	1446	GG-4	anfíbolito	anf	0,485	1,189	6,75	541±22	16
158	1445	GG-60	anfíbolito	anf	0,475	1,19	11,87	551±28	16
159	1426	GG-55	pegmatito	musc	8,654	16,81	3,9	441±18	16
160	1444	GG-49	meta-ultrab.	anf	0,063	0,46	70,3	1297±91	16
161	4887	1061/369.1	hbl-bt-grtde	bt	7,5067	16,24	3,26	485±5	3
162	4889	1061/384	bt-granito	bt	7,3323	16,88	2,54	512±6	3
169	4935	1061/389.1c	bt-gnaïsse	bt	7,7925	17,04	2,33	490±6	3
175	4934	1061/479	musc-bt-gns	bt	7,5857	13,24	7,7	401±8	3
185	852	PB-CI-4	metabasito	anf	0,189	1,28	7,43	1221±40	16
186	872	PB-CI-5	gnaïsse	bt	7,54	25,07	0,69	700±19	16
201	—	IDGU-3C	anfíbolito	bt	7,55	—	—	470±7	21
202	—	IDGU-4J	gnaïsse	anf	7,07	—	—	465±6	21
	—	IDGU-4L	gnaïsse	bt	7,31	—	—	428±5	21
204	—	IDGU-6B	gns. migmat.	bt	7,2	—	—	453±6	21
207	—	IDGU-10	migmatito	bt	5,57	—	—	459±8	21
208	—	IDGU-11	gnaïsse	bt	0,49	—	—	499±20	21
223	—	SE.185	basalto	RT	1,32	1,04	9	193±4	23
224	—	GU.113A	basalto	RT	1,15	1,03	5,3	219±5	23
225	—	GU.162	basalto	RT	1,06	0,83	6	191±4	23
226	—	GU.163	basalto	RT	1,08	0,86	5,3	194±4	23
227	—	SE.21	basalto	RT	1,13	0,87	3,9	188±4	23
228	—	GU.158	basalto	RT	1,1	0,91	4,5	202±5	23
229	—	ID.299	basalto	RT	1,12	0,78	7	172±4	23
230	—	CMD.64	basalto	RT	1,16	0,81	5,8	171±6	23

Complexo Porteirinha

1	—	PB-CI-21	gnaisse	bt	—	—	—	950±30	1
2	5779	1195/575	gnaisse	RT	0,8141	2,41	24,39	635±13	2
4	5439	NO-10-E	gnaisse	bt	4,9004	15,50	10,77	670±18	2
	5557	NO-10-E	gnaisse	bt+anf	3,8158	12,85	6,27	708±16	2
7	5420	NO-12-A	gnaisse	bt	5,0498	14,82	5,81	632±22	2
	5556	NO-12-A	gnaisse	bt+anf	3,1512	9,27	3,18	633±10	2
8	5780	NO-13	gnaisse	RT	4,4907	11,79	0,76	574±10	2
11	791	PB-CI-19	pegmatito	musc	8,36	121,4	1	2024±65	4

Supergrupo Espinhaço

137	1829	PFL-19	metabasito	RT	5,754	12,3	0,52	480±5	16
139	1827	PFL-Datas	metabasito	RT	0,37	1,78	6,14	944±46	16
148	906	PB-CI-11	metabasito	RT	0,275	2,10	11,46	1328±38	16
149	901	PB-CI-10	metabasito	RT	0,706	10,46	1,96	2048±53	16
150	902	PB-CI-9	metabasito	RT	0,358	2,36	22,78	1194±34	16
152	875	PB-CI-7	metabasito	RT	0,48	4,20	11,19	1462±45	16
155	1828	QP-CMD	qzo. pórfiro	feld.	2,173	5,02	1,25	514±16	16

Suíte Borrachudos

171	4886	1061/551	hbl-bt-gr.	bt	6,7174	14,46	3,5	483±9	3
200	—	IDGU-2	metagranito	bt	7,19	—	—	482±6	21
205	—	IDGU-7	granitóide	bt	3,6	—	—	485±8	21
206	—	IDGU-8	metagranito	bt	7,35	—	—	475±6	21

Grupo Macaúbas

3	5614	NO-8-A	filito	RT	2,1154	5,22	37,82	545±25	2
26	3220	L. Cachoeira	pegmatito	musc	7,93	16,73	26,27	474±18	5
27	3232	L. Maxixe	pegmatito	musc	8,02	17,88	6,19	498±12	5
28	5613	NO-29-J	xisto	bt	5,6586	12,00	5,52	477±16	2
130	—	PB-CI-15	xisto	bt	—	—	—	540±16	1

Complexo Jequitinhonha

58	4962	NL-130	gnaisse	bt	6,791	15,43	4,13	507±14	6
65	2380	ALM-1	gnaisse-kinz.	bt	7,83	16,61	17,1	477±30	8
71	2307	ALM-104-B	trem. xisto	trem	0,231	0,58	32,5	550±34	8
	2312	ALM-104-C	trem. xisto	trem	0,068	0,22	34,1	695±40	8
73	2335	ALM-186	gnaisse	bt	7,68	18,9	4,8	543±22	8
74	5558	AP-OS-16-B	gnaisse	bt	6,5232	15,41	77,43	525±65	2
75	5559	AP-OS-17-D	gnaisse	bt	7,4594	16,99	62,99	510±43	2
76	5585	AP-OS-18-H	gnaisse	bt	7,1793	16,04	28,22	500±22	2
89	2385	EU-61	bt-gnaisse	bt	7,63	15,91	12,4	470±31	8
94	1972	M-PA	gnaisse kinz.	bt	7,8	16,76	2,5	482±8	8
98	2215	NQ-O	gnaisse kinz.	bt	7,76	18,95	82,8	539±66	8

Complexo Gnaissico-Kinzigtico

101	2222	Pinheiro	gnaisse kinz.	bt	7,95	18,52	3,8	517±12	8
106	2384	GOV-98	gnaisse kinz.	bt	7,93	16,18	1,7	461±5	8
122	2395	NV-126	gnaisse kinz.	bt	7,71	15,6	4	457±7	8
124	2359	CO-53	bt-gnaisse	bt	7,89	21,9	3,4	602±8	8
125	2394	CO-66	gnaisse kinz.	bt	7,98	16,22	3,2	459±7	8

Suíte Fundão

126	2721	CO-78	diabásio	plag.	0,38	0,27	29,1	174±6	15
129	4968	MI-RN-1000	diabásio	RT	0,6676	0,46	34,9	172±8	7

vermelho = dados recalculados segundo as novas constantes

APÊNDICE 5 a – Dados Rb-Sr dos Granitos da Faixa Araçuaí

Ponto	nº de lab.	nº de campo	rocha	Rb(ppm)	Sr(ppm)	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	erro	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	erro	idade (Ma)	Ri	Ref*
Suíte G-1												
103	6088	1132-151.8	hbl-qzo-diorito	72,90	228,00	0,930	0,030	0,71980	0,00220	—	—	7
	5989	1132-151.10	hbl-qzo-diorito	83,60	207,30	1,170	0,030	0,72350	0,00130	—	—	7
117	5871	1185-74.1F	hbl-qzo-diorito	96,60	205,40	1,360	0,040	0,72550	0,00060	—	—	7
	5872	1185-74.1C	hbl-qzo-diorito	102,20	184,90	1,600	0,050	0,72620	0,00090	779±110 646±39	0,70870 0,71128	7
247		MD-03-A1	granodiorito	88,00	164,00	1,560	0,044	0,72557	0,00002	779±110 646±39	0,70870 0,71128	31
		MD-03-B1	enclave	124,00	135,00	2,660	0,074	0,73582	0,00002	646±39	0,71128	31
250		MD-14A	tonalito	88,00	194,00	1,310	0,037	0,72339	0,00002	779±110 646±39	0,70870 0,71128	31
254		MD-61A	granodiorito	91,00	162,00	1,630	0,046	0,72697	0,00002	779±110	0,70870	31
		MD-61C2	enclave	90,00	154,00	1,690	0,047	0,72763	0,00002	779±110	0,70870	31
Suíte G-2 e G-3S												
30	7093	NO-56-A	granito	135,20	207,90	1,886	0,053	0,72841	0,00088	582±120	0,7128	2
	7094	NO-56-B	granito	129,80	224,70	1,675	0,047	0,72730	0,00185	582±120	0,7128	2
	7095	NO-56-D	granito	96,20	219,90	1,268	0,036	0,72336	0,00046	582±120	0,7128	2
	7096	NO-56-E	granito	123,40	212,70	1,682	0,047	0,72553	0,00031	—	—	2
31	7097	NO-57-H	granito	140,00	231,00	1,758	0,050	0,72875	0,00021	441±73	0,7175	2
	7098	NO-57-I	granito	73,00	202,20	1,047	0,030	0,72365	0,00038	441±73	0,7175	2
	7099	NO-57-J	granito	107,20	220,70	1,408	0,040	0,72662	0,00046	441±73	0,7175	2
32a	4687	NL-106	granito	238,40	332,60	2,080	0,040	0,72340	0,00110	—	—	6
32b	4688	NL-107	granito	290,30	294,30	2,860	0,060	0,73150	0,00130	—	—	6
33	4686	NL-104	granito	160,80	146,00	3,200	0,060	0,73700	0,00120	587±14	0,71092	6
	4695	NL-102	granito	149,30	280,60	1,540	0,030	0,72430	0,00110	587±14	0,71092	6
34	4684	NL-100	granito	170,80	274,40	1,800	0,840	0,72440	0,00090	677±14	0,70716	6
	4685	NL-101-B	granito	214,90	175,20	3,560	0,070	0,74090	0,00190	677±14	0,70716	6
	4694	NL-101-A	granito	167,00	301,90	1,600	0,030	0,72220	0,00090	677±14	0,70716	6
35	4689	NL-109	granito	207,60	229,50	2,620	0,050	0,73180	0,00130	677±14	0,70716	6
	4691	NL-112	granito	251,60	189,80	3,850	0,080	0,74510	0,00100	677±14	0,70716	6
	4790	NL-110	granito	257,80	156,10	4,800	0,100	0,75360	0,00060	677±14	0,70716	6

36	4658	NL-113	granito	209,90	45,30	13,550	0,270	0,82400	0,00180	587±14	0,71092	6
37	4659	NL-114-B	granito	281,80	219,90	3,720	0,070	0,74020	0,00130	545±40	0,71070	6
39	4956	NL-116	migmatito	301,70	44,70	19,850	0,440	0,86140	0,00190	545±40	0,71070	6
40	4964	NL-121	granito	221,70	110,30	5,850	0,120	0,76040	0,00200	587±14	0,71092	6
41	7963	194/49	granito	221,50	1546,90	0,415	0,012	0,71120	0,00024	677±14	0,70716	2
42	7964	1132/173	granito	255,10	113,20	6,560	0,184	0,76611	0,00011	587±14	0,71092	2
	4969	NL-168A	granito	203,80	1093,20	0,540	0,010	0,71510	0,00150	587±14	0,71092	6
43	4970	NL-170	granito	185,30	148,00	3,640	0,070	0,75010	0,00140	—	—	6
44	5028	NL-171	granito	324,70	68,80	13,750	0,270	0,77880	0,00160	—	—	6
48	7221	1026/27	granito	263,00	207,40	3,682	0,104	0,73980	0,00013	441±73	0,71750	2
49	5850	1132/167.2	granito	233,80	179,80	3,780	0,110	0,74260	0,00100	441±73	0,71750	2
50	7520	AP-OS-28-A	granito	163,10	280,60	1,685	0,048	0,72256	0,00036	715±100	0,70440	2
	7521	AP-OS-28-B	granito	185,70	282,40	1,906	0,054	0,72415	0,00019	715±100	0,70440	2
	7522	AP-OS-28-C	granito	202,10	256,10	2,288	0,065	0,72715	0,00015	715±100	0,70440	2
51	7518	AP-OS-27-A	granito	140,60	491,60	0,828	0,023	0,71320	0,00015	715±100	0,70440	2
	7519	AP-OS-27-D	granito	164,20	437,30	1,088	0,031	0,71513	0,00012	715±100	0,70440	2
52	7100	NO-81-B	granito	172,60	435,60	1,148	0,032	0,71475	0,00043	715±100	0,70440	2
	7101	NO-81-D	granito	207,80	402,40	1,496	0,042	0,71739	0,00022	—	—	2
53	4965	NL-122	migmatito	337,60	163,90	6,020	0,120	0,81490	0,00120	—	—	6
54a	5290	NL-309-D	granito	158,30	48,70	9,480	0,270	0,78550	0,00160	—	—	6
	5289	NL-309-C	granito	98,90	157,80	1,818	0,050	0,73270	0,00190	—	—	6
	5288	NL-309-A	granito	178,10	98,70	5,251	0,150	0,76230	0,00210	—	—	6
54b	4968	NL-145	granito	139,10	383,60	1,050	0,020	0,71690	0,00140	715±100	0,70440	6
54c	4967	NL-141	granito	177,70	269,80	1,910	0,040	0,72400	0,00110	715±100	0,70440	6
59	4966	NL-126	gnaisse	229,10	91,70	7,280	0,140	0,77170	0,00150	584±52	0,71080	6
60	7516	AP-OS-9-C	granito	227,20	122,70	5,385	0,152	0,75666	0,00010	584±52	0,71080	2
	7517	AP-OS-9-E	granito	236,70	120,20	5,727	0,161	0,75746	0,00010	584±52	0,71080	2
61	7513	AP-OS-7-A	granito	240,50	97,40	7,191	0,202	0,77143	0,00038	584±52	0,71080	2
	7514	AP-OS-7-B	granito	258,00	101,90	7,374	0,207	0,77201	0,00014	584±52	0,71080	2
	7515	AP-OS-7-F	granito	262,70	110,10	6,947	0,195	0,76797	0,00012	584±52	0,71080	2
63	5287	NL-308-D	granito-gns	187,20	463,10	1,170	0,030	0,71750	0,00240	545±40	0,71070	6
	5286	NL-308-C	granito-gns	311,10	67,40	13,500	0,380	0,81760	0,00170	545±40	0,71070	6
	5285	NL-308-A	granito-gns	268,00	76,80	10,180	0,290	0,79130	0,00200	545±40	0,71070	6
84	8038	PAL-101-B	granito	343,00	99,60	10,043	0,282	0,78546	0,00012	459±37	0,71940	2

	8039	PAL-101-C	granito	328,60	93,80	10,217	0,287	0,78586	0,00013	459±37	0,71940	2
	8041	1059/198	granito	227,50	64,30	10,333	0,290	0,80041	0,00020	—	—	2
85	8040	1059/197	granito	308,40	133,10	6,743	0,190	0,76352	0,00017	459±37	0,71940	2
104		AL-1297	granito	159,00	976,30	0,471	0,006	0,71423	0,00010	—	—	9
		AL-1299	granito	167,90	317,20	1,532	0,019	0,72231	0,00010	—	—	9
		AL-1301	granito	134,90	710,70	0,550	0,007	0,71502	0,00008	—	—	9
116	5851	1185-79.2	granito	240,60	63,80	11,020	0,310	0,80540	0,00060	589±30	0,71290	7
	5852	1185-79.3	granito	217,00	60,00	10,560	0,300	0,80200	0,00140	589±30	0,71290	7
	5833	1185-79.9	granito	296,30	65,40	13,260	0,370	0,82140	0,00070	589±30	0,71290	7
248		MD-05C	granito pegm.	132,00	45,00	8,550	0,239	0,78721	0,00002	589±30	0,71290	31
249		MD-07-2	granito	159,00	104,00	4,440	0,124	0,74965	0,00002	589±30	0,71290	31
251		MD-33	granito	237,00	53,00	13,100	0,367	0,82377	0,00002	589±30	0,71290	31
252		MD-37	granito	248,00	55,00	13,200	0,370	0,82057	0,00002	589±30	0,71290	31
253		MD-41	granito	214,00	75,00	8,320	0,233	0,78189	0,00002	589±30	0,71290	31
255		CP-05	granito à turm.	165,00	59,00	8,150	0,228	0,78328	0,00002	589±30	0,71290	31

Suíte G-3I

67	8043	194/113-A	granito	193,20	332,10	1,686	0,048	0,72298	0,00038	—	—	2
68	8045	1059/256	granito	202,40	822,10	0,713	0,020	0,71270	0,00016	564±20	0,70707	2
69	8042	194/112	granito	190,20	798,60	0,690	0,019	0,71273	0,00018	564±20	0,70707	2
70	8044	1059/254	granito	316,50	237,60	3,867	0,109	0,73818	0,00024	564±20	0,70707	2
77		AL-1351	granito	325,60	125,40	7,515	0,094	0,76928	0,00008	488±29	0,71680	9
		AL-1353	granito	341,20	114,30	8,640	0,110	0,77683	0,00008	488±29	0,71680	9
77		AL-1354	granito	304,60	137,20	6,426	0,080	0,76148	0,00008	488±29	0,71680	9
78	7961	162/140	granito	133,90	859,90	0,451	0,013	0,71015	0,00015	590±140	0,70650	2
79	7959	162/141	granito	257,10	666,30	1,118	0,032	0,71617	0,00012	590±140	0,70650	2
80	7958	162/143	granito	296,70	175,20	4,921	0,139	0,74775	0,00008	590±140	0,70650	2
81	7960	162/158	granito	214,80	673,50	0,924	0,026	0,71355	0,00008	553±16	0,70626	2
82	5847	162/145	granito	316,20	129,60	7,100	0,200	0,76290	0,00070	553±16	0,70626	7
83	5848	162/149	granito	242,00	156,10	4,500	0,130	0,74100	0,00090	553±16	0,70626	7
88	7962	162/164	granito	280,70	238,80	3,411	0,096	0,73494	0,00007	—	—	2
100		AL-1292	granito	322,30	112,10	8,320	0,100	0,77320	0,00023	466±11	0,71790	9
		AL-1293	granito	370,10	70,40	15,220	0,190	0,81920	0,00017	466±11	0,71790	9
		AL-1294	granito	375,40	72,60	14,970	0,190	0,81710	0,00008	466±11	0,71790	9
		AL-1295	granito	318,00	102,00	9,020	0,110	0,77780	0,00018	466±11	0,71790	9

Suíte G-4

22	1809	JH-64	granito	174,20	17,90	28,790	0,560	0,92710	0,00120	526±10	0,71125	5
23	1807	JH-58	granito	353,20	47,70	21,810	0,430	0,88500	0,00140	548±8	0,71204	5
	1806	JH-57-A	granito	418,00	44,90	27,540	0,540	0,92570	0,00070	548±8	0,71204	5
24	1805	JH-50-A	granito	408,10	56,90	21,110	0,420	0,87560	0,00110	548±8	0,71204	5
25	1483	QUA-10	granito	264,10	187,00	4,100	0,080	0,74420	0,00130	548±8	0,71204	5
	1520	JH-21-G	granito	223,80	144,40	4,510	0,090	0,74750	0,00090	548±8	0,71204	5
	1519	JH-21-D	granito	213,80	157,80	3,940	0,080	0,74290	0,00100	548±8	0,71204	5
	1482	JH-21-C	granito	202,20	199,50	2,940	0,060	0,73460	0,00110	548±8	0,71204	5
29	7523	AP-OS-36-A	granito	260,40	1087,70	0,693	0,020	0,71580	0,00010	—	—	2
	7524	AP-OS-37-A	granito	195,00	922,20	0,612	0,017	0,71573	0,00013	526±10	0,71125	2
	7525	AP-OS-37-B	granito	171,00	1083,30	0,457	0,013	0,71466	0,00024	526±10	0,71125	2
	7526	AP-OS-37-C	granito	240,30	809,20	0,860	0,024	0,71773	0,00011	526±10	0,71125	2
	7527	AP-OS-37-D	granito	215,90	1251,60	0,500	0,014	0,71510	0,00015	526±10	0,71125	2

Suíte G-5

38	5849	1026/02 = RN-VV-02	granito	216,70	373,90	1,680	0,050	0,72310	0,00110	581±86	0,71040	7
45	7453	AP-OS-4-B	charnockito	177,40	420,20	1,223	0,035	0,71956	0,00017	717±230	0,70710	2
	7454	AP-OS-4-D	charnockito	205,30	478,90	1,242	0,035	0,72125	0,00031	522±32	0,71124	2
	7455	AP-OS-3-C	charnockito	146,50	512,60	0,828	0,023	0,71741	0,00015	522±32	0,71124	2
	7456	AP-OS-3-F	charnockito	162,50	507,80	0,927	0,026	0,71838	0,00021	522±32	0,71124	2
	7457	AP-OS-3-G	charnockito	138,50	571,10	0,702	0,020	0,71619	0,00014	522±32	0,71124	2
46	5284	NL-305-B	charnockito	164,00	501,80	0,947	0,030	0,71560	0,00180	717±230	0,70710	6
	5283	NL-305-A	charnockito	158,20	408,20	1,123	0,030	0,71840	0,00100	717±230	0,70710	6
	5281	NL-304-C	charnockito	189,40	422,00	1,301	0,040	0,72060	0,00180	717±230	0,70710	6
	5280	NL-304-A	charnockito	150,30	462,70	0,941	0,030	0,71660	0,00130	717±230	0,70710	6
	5282	NL-304-E	charnockito	141,00	427,70	0,954	0,030	0,71780	0,00140	717±230	0,70710	6
47	7458	AP-OS-5-B	charnockito	199,50	186,50	3,104	0,088	0,73377	0,00012	522±32	0,71124	2
	7459	AP-OS-5-D	charnockito	205,90	190,00	3,145	0,089	0,73429	0,00015	522±32	0,71124	2
	7460	AP-OS-5-I	charnockito	187,50	240,30	2,263	0,064	0,72829	0,00025	522±32	0,71124	2
	7461	AP-OS-5-J	charnockito	208,80	246,10	2,461	0,069	0,72957	0,00007	522±32	0,71124	2
87	4428	MI-LO-441	granito	255,10	162,90	4,550	0,089	0,75000	0,00110	581±86	0,71040	10
	4328	MI-LO-440	granito	290,30	89,80	9,430	0,190	0,78720	0,00089	581±86	0,71040	10
	4465	MI-LO-465	granito	213,30	226,00	2,740	0,050	0,73600	0,00089	581±86	0,71040	10
	4436	MI-LO-451	granito	191,20	587,10	0,943	0,020	0,71610	0,00089	581±86	0,71040	10

123	5854	1185-175.1	hiperst. granito	82,70	591,90	0,400	0,010	0,71160	0,00120	—	—	7
	5855	1185-175.2	hiperst. granito	41,90	514,30	0,240	0,010	0,70980	0,00100	—	—	7
	5856	1185-175.6	hiperst. granito	54,90	545,40	0,290	0,010	0,71060	0,00070	—	—	7
	5858	1185-175.9	hiperst. granito	47,90	552,60	0,250	0,010	0,70960	0,00100	—	—	7

vermelho = erros estimados

* referência original dos dados, porém não da idade, que foi obtida nesse trabalho

APÊNDICE 5b – Dados Rb-Sr do Embasamento da Faixa Araçuaí

Ponto	nº de lab.	nº de campo	rocha	Rb(ppm)	Sr(ppm)	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	erro	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	erro	idade (Ma)	Ri	Ref ¹
C. Porteirainha												
4	6994	NO-10-B	gnaisse	232,20	100,50	6,853	0,189	0,95909	0,00033	2618±62	0,70210	2
4	7225	NO-10-D	gnaisse	202,60	97,60	6,134	0,170	0,92070	0,00014	2538±97	~0,7000	2
4	6996	NO-10-E	gnaisse	198,90	71,00	8,346	0,229	1,00512	0,00125	2538±97	~0,7000	2
4	6997	NO-10-H	gnaisse	205,60	110,50	5,493	0,152	0,91162	0,00040	2618±62	0,70210	2
5	6998	NO-11-A-1	gnaisse	223,60	79,20	8,424	0,231	1,02242	0,00016	2618±62	0,70210	2
5	6999	NO-11-A-2	gnaisse	232,30	77,60	8,931	0,245	1,01989	0,00124	2252±57	0,72800	2
5	7000	NO-11-A-7	gnaisse	226,70	70,70	9,593	0,262	1,04992	0,00300	2538±97	~0,7000	2
5	7001	NO-11-A-8	gnaisse	224,00	113,10	5,851	0,162	0,91891	0,00071	2252±57	0,72800	2
5	7002	NO-11-A-9	gnaisse	255,00	65,70	11,671	0,318	1,10346	0,00164	2252±57	0,72800	2
5	7003	NO-11-A-11	gnaisse	229,70	100,70	6,766	0,187	0,96046	0,00076	2618±62	0,70210	2
5	7004	NO-11-A-13	gnaisse	251,20	62,40	12,128	0,329	1,12297	0,00132	2252±57	0,72800	2
5	7005	NO-11-B-2	leucossoma	174,60	58,90	8,888	0,243	1,07216	0,00123	2638±58	0,72530	2
5	7224	NO-11-B-3	leucossoma	228,70	48,90	14,284	0,383	1,26846	0,00013	2638±58	0,72530	2
5	7007	NO-11-B-5	leucossoma	311,60	75,90	12,426	0,336	1,17233	0,00078	2618±62	0,70210	2
5	7222	NO-11-B-6	leucossoma	255,30	54,50	14,302	0,383	1,26458	0,00033	2638±58	0,72530	2
6	6253	175/174.1	gnaisse	258,20	56,30	13,953	0,375	1,22730	0,00100	2618±62	0,70210	3
7	7008	NO-12-A	gnaisse	151,20	71,70	6,258	0,173	0,96545	0,00038	2638±58	0,72530	2
7	7009	NO-12-D	gnaisse	157,00	72,00	6,474	0,178	0,96943	0,00087	2638±58	0,72530	2
7	7010	NO-12-F	gnaisse	93,00	145,30	1,868	0,052	0,79609	0,00501	2638±58	0,72530	2
7	7011	NO-12-G	gnaisse	159,00	137,70	3,385	0,094	0,83771	0,00048	2252±57	0,72800	2
7	7012	NO-12-H	gnaisse	185,30	58,20	9,53	0,261	1,05530	0,00037	2538±97	~0,7000	2
7	7013	NO-12-I	gnaisse	191,20	130,50	4,304	0,120	0,85936	0,00093	2538±97	~0,7000	2
9	6254	1195/569	gnaisse	139,60	181,40	2,246	0,063	0,79170	0,00070	—	—	3
10	6255	1195/573	gnaisse	173,80	103,10	4,953	0,138	0,86230	0,00060	—	—	3
246	13127	FS-95-01-A	granito	141,50	90,40	4,606	0,128	0,87688	0,00009	2618±62	0,70210	30
246	13128	FS-95-01-B	granito	158,90	108,90	4,289	0,119	0,86612	0,00008	2618±62	0,70210	30
246	13129	FS-95-01-E	granito	180,90	96,40	5,536	0,154	0,90283	0,00008	2210±330	0,72400	30
246	13130	FS-95-01-G	granito	147,10	118,90	3,627	0,101	0,83783	0,00011	2618±62	0,70210	30
246	13131	FS-95-01-H	granito	190,60	98,90	5,685	0,158	0,90379	0,00016	2210±330	0,72400	30
246	13132	FS-95-01-I	granito	162,20	105,40	4,523	0,126	0,86863	0,00012	2210±330	0,72400	30

246	13162	FS-95-01	granito	191,00	101,60	5,54	0,154	0,89335	0,00008	—	—	30
Grupo Macaúbas												
12	1801	JH-004-B	xisto	138,20	233,30	1,72	0,030	0,72970	0,00080	589±160	0,71380	5
13	1802	JH-008	xisto	114,70	237,40	1,4	0,030	0,72550	0,00110	589±160	0,71380	5
14	1803	JH-011	xisto	105,80	200,00	1,53	0,030	0,72540	0,00080	589±160	0,71380	5
15	1804	JH-014	xisto	187,10	119,40	4,56	0,090	0,75200	0,00090	589±160	0,71380	5
16	2052	JH-223	xisto	130,40	76,60	4,95	0,100	0,75940	0,00110	724±50	0,70763	5
17	2053	JH-222	xisto	151,70	134,40	3,28	0,070	0,75170	0,00180	—	—	5
18	1478	JH-25	xisto	82,30	90,10	2,65	0,050	0,73980	0,00100	561±40	0,71850	5
19	1481	JH-26-A	xisto	179,90	118,40	4,42	0,090	0,75410	0,00100	561±40	0,71850	5
20	1479	JH-20-B	xisto	125,40	111,70	3,26	0,060	0,74430	0,00100	561±40	0,71850	5
21	1480	JH-23-A	xisto	124,80	110,80	3,27	0,070	0,74690	0,00090	—	—	5
21	1521	JH-23-B	xisto	127,90	70,70	5,27	0,100	0,76050	0,00100	561±40	0,71850	5
28	7014	NO-29-C	xisto	109,40	676,30	0,468	0,013	0,71275	0,00035	724±50	0,70763	2
28	7017	NO-29-J	xisto	114,60	508,50	0,653	0,018	0,71473	0,01060	724±50	0,70763	2
28	7018	NO-29-K	xisto	185,60	497,50	1,081	0,031	0,71795	0,00062	724±50	0,70763	2
28	7015	NO-29-D	xisto	136,10	375,30	1,051	0,030	0,71775	0,00425	724±50	0,70763	2
28	7016	NO-29-I	xisto	122,60	396,30	0,896	0,025	0,71680	0,00028	724±50	0,70763	2
231	6888	VR-139	pegmatito***	2040,00	5,10	5629,729	70,911	40,64001	0,13902	—	—	25
232	6889	VR-240	pegmatito*	1177,60	5,60	1067,663	16,530	8,33393	0,03401	—	—	25
C. Jequitinhonha												
55	4962	NL-140	gnaisse	106,10	783,70	0,39	0,010	0,70940	0,00140	—	—	6
56	5291	NL-312-A	gnaisse	305,90	52,70	17,039	0,360	0,85550	0,00170	574±110	0,71200	6
56	5293	NL-312-C	gnaisse	220,60	160,10	4,003	0,110	0,74540	0,00150	574±110	0,71200	6
56	5292	NL-312-B	gnaisse	307,40	89,20	10,053	0,280	0,78870	0,00160	574±110	0,71200	6
56	4960	NL-132-A	gnaisse	172,80	119,30	4,21	0,080	0,74300	0,00160	574±110	0,71200	6
56	4961	NL-132-B	gnaisse	159,00	108,40	4,27	0,080	0,75600	0,00140	—	—	6
57	5299	NL-311-B	calcossilic.	163,80	186,30	2,55	0,070	0,73700	0,00210	574±110	0,71200	6
58	4971	NL-130	gnaisse	189,00	84,80	6,52	0,130	0,81700	0,00120	—	—	6
62	5846	1132/122.3	gnaisse	127,30	311,00	1,19	0,030	0,71790	0,00080	660±53	0,70680	7
62	5761	1132/122.4	gnaisse	218,10	286,00	2,21	0,060	0,72730	0,00100	660±53	0,70680	7
62	5762	1132/122.5	gnaisse	177,20	282,10	1,82	0,050	0,72410	0,00090	660±53	0,70680	7
62	5763	1132/122.6	gnaisse	141,20	289,90	1,41	0,040	0,72090	0,00120	660±53	0,70680	7
64	4963	NL-142	gnaisse	120,80	571,30	0,61	0,010	0,71250	0,00080	660±53	0,70680	6

66		SD-41-A	gnaisse	188,30	104,90	5,23	0,100	0,76800	0,00190	—	—	8
72	7451	AP-OS-19-B	gnaisse	182,40	259,80	2,036	0,057	0,72784	0,00017	712±33	0,70769	2
72	7512	AP-OS-19-C	gnaisse	47,90	752,20	0,184	0,005	0,70947	0,00014	712±33	0,70769	2
72	7452	AP-OS-19-D	gnaisse	163,70	287,10	1,653	0,047	0,72515	0,00013	712±33	0,70769	2
74	7361	AP-OS-16-A	gnaisse	197,00	84,80	6,767	0,190	0,77308	0,00002	712±33	0,70769	2
74	7362	AP-OS-16-B	gnaisse	202,80	79,90	7,399	0,208	0,78066	0,00005	712±33	0,70769	2
75	7363	AP-OS-17-C	gnaisse	126,80	351,00	1,047	0,030	0,71864	0,00003	712±33	0,70769	2
76	7365	AP-OS-18-D	gnaisse	123,90	90,00	4,002	0,113	0,75230	0,00005	594±22	0,71800	2
76	7366	AP-OS-18-H	gnaisse	216,80	103,00	6,129	0,172	0,76994	0,00004	594±22	0,71800	2
76	7367	AP-OS-18-I	gnaisse	248,70	82,80	8,765	0,246	0,79144	0,00027	594±22	0,71800	2
76	7368	AP-OS-18-J	gnaisse	187,10	104,50	5,209	0,147	0,76135	0,00014	594±22	0,71800	2
76	7369	AP-OS-18-K	gnaisse	177,60	161,80	3,188	0,090	0,74482	0,00022	594±22	0,71800	2
76	7370	AP-OS-18-N	gnaisse	182,30	91,30	5,813	0,163	0,76835	0,00017	594±22	0,71800	2
76	7364	AP-OS-18-C	gnaisse	131,00	87,10	4,374	0,123	0,75741	0,00010	—	—	2
76	7371	AP-OS-18-O	gnaisse	230,00	82,00	8,177	0,230	0,78184	0,00020	—	—	2
86	5294	NL-324-A	gnaisse	95,80	161,90	1,72	0,050	0,73160	0,00130	—	—	6
86	5296	NL-325-A	gnaisse	170,40	112,10	4,42	0,120	0,76270	0,00170	—	—	6
86	5297	NL-325-B	gnaisse	202,20	78,90	7,47	0,210	0,78480	0,00170	—	—	6
86	5298	NL-325-D	gnaisse	160,90	67,20	6,98	0,200	0,77600	0,00210	—	—	6
90		EU-41-B	gns-kinzig.	88,30	30,60	8,42	0,170	0,78900	0,00200	—	—	8
90		EU-41-C	gns-kinzig.	92,60	83,00	3,25	0,060	0,75700	0,00190	—	—	8
91	3682	JD-234	gns-kinzig.	119,10	88,00	3,94	0,080	0,75090	0,00180	—	—	11
95	3527	JD-235	gns-kinzig.	215,20	119,10	5,26	0,100	0,76500	0,00180	510±18	0,72630	11
96		CASC-A	gns-kinzig.	212,00	36,80	16,91	0,330	0,84900	0,00210	510±18	0,72630	8
96		CASC-B	gns-kinzig.	137,00	144,10	2,76	0,060	0,74600	0,00190	510±18	0,72630	8
97		PRA-165.A	gns-kinzig.	158,30	66,20	6,97	0,140	0,78200	0,00200	—	—	8
97		PRA-165.B	gns-kinzig.	128,50	111,50	3,35	0,070	0,74600	0,00190	—	—	8

Complexo Caraíba-Paramirim

93	3526	JD-233	granitóide	148,70	69,80	6,22	0,120	0,79030	0,00140	—	—	11
----	------	--------	------------	--------	-------	------	-------	---------	---------	---	---	----

C. Mantiqueira

102	5864	1076-1060	gnaisse	91,90	480,70	0,55	0,020	0,71570	0,00080	559±190	0,71130	7
102	5865	1132-138.1	gnaisse	32,00	541,10	0,17	0,000	0,71270	0,00080	559±190	0,71130	7
102	5867	1132-138.2	gnaisse	39,30	507,60	0,22	0,010	0,71300	0,00100	559±190	0,71130	7

C. Gnáissico-Kinzigítico

107		NV-1B	gns-kinzig.	158,90	88,50	5,23	0,100	0,75900	0,00190	—	—	8
108	5756	1132-145.2	granitóide	196,40	235,60	2,42	0,070	0,73140	0,00070	507±56	0,71370	7
108	5757	1132-145.3	granitóide	244,40	221,20	3,21	0,090	0,73560	0,00180	507±56	0,71370	7
108	5758	1132-145.4	granitóide	94,80	192,20	1,43	0,040	0,72390	0,00080	507±56	0,71370	7
108	5759	1132-145.5	granitóide	247,90	248,90	2,89	0,080	0,73490	0,00110	507±56	0,71370	7

C. Juiz de Fora

118	1491	JD-62-A	gnaisse	34,00	195,00	0,533	0,015	0,72580	0,00050	518±13	0,72184	14
118	1492	JD-62-B	anfibolito	21,20	177,50	0,336	0,009	0,72420	0,00100	518±13	0,72184	14
118	1329	JD-62-C	gnaisse	251,50	102,60	7,14	0,014	0,77450	0,00120	518±13	0,72184	14
119	5765	1185-67.1B	gnaisse	45,20	524,60	0,25	0,010	0,71160	0,00060	606±200	0,70940	7
119	5766	1185-67.1C	gnaisse	67,30	459,80	0,42	0,010	0,71260	0,00070	606±200	0,70940	7
119	5767	1185-67.1D	gnaisse	106,80	383,20	0,81	0,020	0,71440	0,00050	—	—	7
119	5768	1185-67.1F	gnaisse	91,40	457,80	0,58	0,020	0,71330	0,00080	—	—	7
120	5859	1185-100.1A	gnaisse	102,10	402,10	0,74	0,020	0,71610	0,00090	—	—	7
120	5861	1185-100.1B	gnaisse	104,20	431,00	0,7	0,020	0,71410	0,00100	—	—	7
120	5862	1185-100.2A	gnaisse	75,90	360,60	0,61	0,020	0,71210	0,00120	—	—	7
120	5863	1185-100.2B	gnaisse	73,80	487,50	0,44	0,010	0,71220	0,00120	—	—	7
121	5869	1185-103.1B	gnaisse	48,20	341,00	0,41	0,010	0,71900	0,00070	—	—	7
127	6092	1185-132.A	gnaisse	65,30	884,40	0,21	0,010	0,70920	0,00080	—	—	7
127	6093	1185-132.E	gnaisse	79,40	752,20	0,31	0,010	0,71030	0,00060	—	—	7
195	1495	JD-68-A	gnaisse	24,07	187,00	0,373	0,010	0,72600	0,00090	—	—	14
195	1330	JD-68-AB	gnaisse	167,90	333,90	1,46	0,030	0,74970	0,00210	2075±100	0,70490	14
195	1333	JD-68-M	Fc. Xistosa	197,90	215,30	2,67	0,050	0,75250	0,00140	—	—	14
195	1494	JD-68-C	gnaisse	100,40	1720,90	0,169	0,040	0,70940	0,00230	2075±100	0,70490	14
196	1335	JD-65-A	gnaisse	82,90	308,60	0,78	0,020	0,71640	0,00150	606±200	0,70940	14
196	1499	JD-65-B	gnaisse	46,50	343,20	0,39	0,010	0,71300	0,00070	606±200	0,70940	14
197	1300	JD-73-A	granulito	137,40	180,70	2,21	0,040	0,77060	0,00110	2075±100	0,70490	14
197	1332	JD-73-B	gnaisse	234,10	427,80	1,59	0,030	0,73550	0,00130	—	—	14
197	1496	JD-73-C	granulito	5,65	135,00	0,121	0,003	0,71900	0,00100	—	—	14
198	1331	JD-74-A	gnaisse	112,30	281,10	1,16	0,020	0,75540	0,00140	—	—	14
198	1316	JD-74-B	gnaisse	185,70	212,90	2,54	0,050	0,76630	0,00110	—	—	14

Complexo Gouveia

140		JD-6	granito	139,00	118,00	3,45	0,070	0,83800	0,00170	1519±38	0,76260	16
141		JD-7	granito	255,00	68,50	11,16	0,220	1,06600	0,00270	—	—	16

143	1391	JD-11	granito	258,90	52,10	14,93	0,290	1,08960	0,00220	1519±38	0,76260	16
144	1186	JD-20	granito	261,00	79,60	9,739	0,279	0,97290	0,00090	1519±38	0,76260	16
146		JD-12	granito	196,00	38,00	15,9	0,300	1,36900	0,00280	—	—	16
147		JD-13	granito	263,00	74,10	10,6	0,210	1,02800	0,00210	—	—	16
Complexo Guanhões												
153		JD-29	gnaisse	133,00	77,00	5,08	0,100	0,87600	0,00180	—	—	16
163	1304	JD-45A	gnaisse	148,90	162,30	2,69	0,050	0,82750	0,00150	2639±230	0,72200	14
163	1305	JD-45AB	gnaisse	173,90	129,60	3,99	0,080	0,82770	0,00140	2130±85	0,70240	14
163	1306	JD-45B	granito	307,30	186,30	4,84	0,100	0,85040	0,00090	2130±85	0,70240	14
163	1314	JD-45C	gnaisse	172,20	145,20	3,48	0,070	0,84680	0,00130	2638±91	0,70780	14
165	1334	JD-46	gnaisse	150,00	262,40	1,66	0,030	0,76770	0,00090	2638±91	0,70780	14
167	1424	JD-50	granulito bas.	7,54	259,20	0,084	0,002	0,70680	0,00120	2130±85	0,70240	14
168	1503	JD-43	gnaisse	326,00	15,53	71,49	1,670	2,62790	0,00660	1835±29	0,72530	14
169	6247	EG-LO-389.1a	bt-gda-gnaisse	98,60	158,20	1,821	0,051	0,80550	0,00100	718±140	0,78740	3
169	6248	EG-LO-389.1b	bt-gda-gnaisse	129,50	142,30	2,669	0,074	0,84170	0,00140	—	—	3
169	6249	EG-LO-389.1d	bt-gda-gnaisse	148,40	129,00	3,374	0,094	0,84430	0,00100	2638±91	0,70780	3
169	6250	EG-LO-389.2b	bt-granito	182,60	130,00	4,13	0,115	0,86860	0,00150	2638±91	0,70780	3
169	6251	EG-LO-389.2d	bt-granito	219,30	132,80	4,866	0,135	0,89070	0,00090	2638±91	0,70780	3
169	6252	EG-LO-389.2i	bt-granito	181,50	143,20	3,721	0,104	0,85250	0,00080	2638±91	0,70780	3
169	6343	EG-LO-389.1h	bt-gda-gnaisse	165,80	152,00	3,196	0,089	0,83350	0,00120	2638±91	0,70780	3
170	1315	JD-47	gnaisse	65,90	225,60	0,85	0,020	0,72740	0,00060	2130±85	0,70240	14
172	1301	JD-44A	gnaisse	240,80	120,20	5,9	0,120	0,88420	0,00080	2130±85	0,70240	14
172	1302	JD-44B	granito	355,20	155,10	6,74	0,130	0,87500	0,00070	1575±47	0,72310	14
172	1303	JD-44C	gnaisse	233,30	128,20	5,35	0,110	0,86630	0,00130	2130±85	0,70240	14
174	1488	JD-41-A	gnaisse	271,40	28,58	29,42	0,630	1,49670	0,00280	1835±29	0,72530	14
174	1392	JD-41-B	anfibolito	38,30	272,00	0,41	0,010	0,73620	0,00190	1835±29	0,72530	14
174	1487	JD-41-AB	gnaisse	343,00	19,52	55,06	1,180	1,65360	0,00480	—	—	14
174	1489	JD-41-C	gnaisse	344,00	22,67	47,93	0,910	1,80550	0,00340	1575±47	0,72310	14
177	1205	JD-37	gnaisse	50,10	415,30	0,35	0,010	0,71480	0,00140	—	—	16
177		JD-38	gnaisse	163,00	116,00	4,12	0,080	0,83900	0,00170	—	—	16
199	10082	IDGU-1A	riodacito	64,90	116,30	1,626	0,046	0,77571	0,00011	850±110	0,75580	21
199	10083	IDGU-1B	riodacito	118,80	94,60	3,667	0,103	0,79868	0,00006	850±110	0,75580	21
199	10084	IDGU-1C	riodacito	138,10	75,90	5,325	0,149	0,82055	0,00006	850±110	0,75580	21
199	10085	IDGU-1D	riodacito	134,40	62,60	6,291	0,176	0,83394	0,00012	850±110	0,75580	21

199	10086	IDGU-1G	riodacito	117,10	151,30	2,255	0,063	0,77513	0,00005	—	—	21
202	10087	IDGU-4C	gnaisse	94,70	252,20	1,091	0,031	0,74720	0,00013	1575±47	0,72310	21
202	10088	IDGU-4H	gnaisse	142,00	201,50	2,05	0,058	0,76170	0,00013	—	—	21
202	10089	IDGU-4J	gnaisse	87,60	269,30	0,945	0,027	0,74458	0,00008	1575±47	0,72310	21
202	10090	IDGU-4K	gnaisse	128,30	236,10	1,581	0,044	0,76004	0,00007	1575±47	0,72310	21
202	10091	IDGU-4M	gnaisse	124,70	209,60	1,731	0,049	0,76203	0,00006	1575±47	0,72310	21
203	10645	IDGU-5C	charnockito	85,00	199,00	1,24	0,035	0,73531	0,00006	1128±85	0,71540	21
203	10646	IDGU-5G	charnockito	52,50	213,00	0,715	0,020	0,72693	0,00010	1128±85	0,71540	21
203	10647	IDGU-5H	charnockito	63,00	218,00	0,838	0,024	0,72885	0,00006	1128±85	0,71540	21
204	10092	IDGU-6C	gns-migm.	171,40	73,70	6,835	0,190	0,86455	0,00005	—	—	21
204	10093	IDGU-6H	gns-migm.	140,90	50,00	8,285	0,231	0,86895	0,00008	718±140	0,78740	21
204	10094	IDGU-6J	gns-migm.	191,20	126,80	4,418	0,123	0,83347	0,00020	718±140	0,78740	21
204	10095	IDGU-6L	gns-migm.	191,30	94,90	5,916	0,165	0,84966	0,00007	718±140	0,78740	21
207	10648	IDGU-10A	migm-gnaisse	184,50	130,00	4,169	0,116	0,85969	0,00006	1782±38	0,75500	21
207	10649	IDGU-10B	migm-gnaisse	181,00	135,00	3,947	0,110	0,88115	0,00008	—	—	21
207	10650	IDGU-10E	migm-gnaisse	180,50	168,00	3,149	0,088	0,83616	0,00008	1782±38	0,75500	21
207	10652	IDGU-10J	migm-gnaisse	354,00	88,00	12,201	0,329	1,19436	0,00010	—	—	21
207	10653	IDGU-10K	migm-gnaisse	341,00	50,00	20,882	0,558	1,29555	0,00010	1782±38	0,75500	21
207	10654	IDGU-10M	migm-gnaisse	88,00	207,00	1,24	0,035	0,78687	0,00013	1782±38	0,75500	21
208	10656	IDGU-11G	gnaisse	63,50	363,00	0,507	0,014	0,73195	0,00010	—	—	21
208	10657	IDGU-11H	gnaisse	75,50	264,00	0,83	0,023	0,74082	0,00029	—	—	21
208	10658	IDGU-11I	gnaisse	83,00	224,00	1,077	0,030	0,74470	0,00006	—	—	21
217		L-52	gnaisse	59,99	8,81	6,732	0,067	0,98389	0,00030	2639±230	0,72200	24
217		L-56	gnaisse	69,40	10,64	6,446	0,064	0,94053	0,00028	—	—	24
217		L-70	gnaisse	65,00	8,63	7,447	0,074	1,00522	0,00030	2639±230	0,72200	24
217		L-89	gnaisse	51,83	10,44	4,906	0,049	0,90562	0,00027	2639±230	0,72200	24
217		L-91	gnaisse	53,72	14,30	3,714	0,037	0,86416	0,00026	2639±230	0,72200	24
217		L-100	gnaisse	70,82	7,95	8,806	0,088	1,03948	0,00031	2638±91	0,70780	24
217		71	xisto	172,40	0,86	197,5	1,975	2,11550	0,00063	—	—	24
217		72	calciosilic.**	93,57	2,26	40,87	0,409	1,01540	0,00030	—	—	24
217		85	xisto	153,30	1,30	116,4	1,164	1,66930	0,00050	—	—	24
217		86	calciosilic.**	108,70	2,99	36	0,360	1,01410	0,00030	—	—	24
C. Belo Horizonte												
181	1189	JD-122-B	granito	311,10	98,60	9,347	0,267	0,94530	0,00210	—	—	20

Greenstone/Granito

190		HA-10	granito*					0,84000		—	—	19
192	1218	JD-138B	gnaisse	262,40	23,35	32,122	0,688	1,43300	0,00430	—	—	20
193		DTM-8	pegmatito*							—	—	32

Supergupo Espinhaço

154	1204	JD-31	metariolito	311,90	23,60	40,82	0,770	1,38310	0,00290	—	—	16
154	1188	JD-32	metariolito	367,00	65,40	17,21	0,320	1,30530	0,00290	—	—	16
154	1202	JD-33	metariolito	422,20	12,35	109,08	1,980	1,74190	0,00680	—	—	16
154	1215	JD-34	metariolito	366,80	26,04	44,01	0,820	1,51020	0,00310	651±67	1,0900	16
154		JD-34B1	metariolito	366,00	40,30	27,96	0,530	1,35000	0,00280	651±67	1,0900	16
154		JD-34B2	metariolito	353,00	34,20	31,87	0,600	1,38000	0,00290	651±67	1,0900	16
154	1216	JD-35A	metariolito	529,62	9,86	188,13	3,110	2,82490	0,00570	651±67	1,0900	16
154		JD-35b	metariolito	476,30	4,70	352,36	5,870	2,74450	0,00560	—	—	16
154		JD-35B	metariolito	441,00	18,40	78,99	1,390	2,11000	0,00430	—	—	16

Suíte Mercês

131		JD-15	granito	195,00	142,00	4,020	0,080	0,81100	0,00160	1731±31	0,70883	16
132		JD-19	granito	183,00	232,00	2,300	0,050	0,77200	0,00150	—	—	16
133		JD-18	migmatito	107,00	696,00	0,450	0,010	0,72000	0,00140	1731±31	0,70883	16
134	1187	JD-22	granito	176,00	188,30	2,720	0,050	0,77610	0,00160	1731±31	0,70883	16
256	13157	mercês-B	granito foliado	106,64	710,80	0,435	0,006	0,71965	0,00015	1731±31	0,70883	30
	13158	mercês-C	granito foliado	213,90	122,40	5,121	0,143	0,83368	0,00011	1731±31	0,70883	30

Suíte Borrachudos

164	6146	1061/587	gabronorito	7,67	189,40	0,117	0,006	0,70390	0,00160	—	—	3
166	6145	1061/546.1	gabronorito	53,70	206,70	0,753	0,021	0,72440	0,00090	1758±300	0,70570	3
173	6144	1061/533	gabronorito	11,75	382,20	0,089	0,007	0,70290	0,00080	—	—	3
194	6140	1197/1074.2	granito	100,30	258,50	1,126	0,032	0,73660	0,00080	583±76	0,72710	3
	6141	1197/1074.3	granito	104,50	220,20	1,378	0,039	0,73850	0,00080	583±76	0,72710	3
	6142	1197/1074.5	granito	52,40	308,50	0,493	0,014	0,73120	0,00060	583±76	0,72710	3
	6143	1197/1074.7	granito	86,60	274,70	0,915	0,026	0,73290	0,00210	583±76	0,72710	3
205	10282	IDGU-7A	metagranito	105,10	130,00	2,360	0,066	0,79326	0,00006	—	—	21
	10096	IDGU-7B	metagranito	136,30	105,10	3,791	0,106	0,81009	0,00005	2186±280	~0,7000	21
	10097	IDGU-7C	metagranito	188,20	49,90	11,282	0,309	1,04848	0,00006	2186±280	~0,7000	21
	10098	IDGU-7D	metagranito	112,50	138,10	2,372	0,067	0,76766	0,00006	2186±280 1758±300	~0,7000 0,70570	21

	10099	IDGU-7E	metagranito	113,80	119,70	2,770	0,078	0,77616	0,00006	2186±280 1758±300	~0,7000 0,70570	21
209		Ur.87	granito	144,00	122,30	3,430	0,096	0,78891	0,00010	1758±300	0,70570	23
210		SF.90	granito	307,60	65,70	14,000	0,392	1,04759	0,00010	—	—	23
211		SF.52	granito	245,80	34,30	21,720	0,608	1,20713	0,00010	—	—	23
213		ER.14C	riolito	267,20	17,90	46,330	1,297	1,45800	0,00010	—	—	23
214		ER.16	riolito	219,90	69,00	9,440	0,264	0,95716	0,00010	—	—	23
215		ER.116F	riolito	266,10	30,00	26,810	0,751	1,17510	0,00010	—	—	23

vermelho = erro estimado

* = análise em K-feldspato

** = análise em phlogobita/biotita

*** = análise em muscovita

*¹ referências dos dados originais, mas não das idades, que foram calculadas neste trabalho

APÊNDICE 6a - Dados Sm-Nd das rochas graníticas

ponto	nº lab.	amostra	rocha	Sm(ppm)	Nd(ppm)	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	f _{Sm/Nd}	T(p/ε)Ma	ε _{Nd(T)}	T _{DM} (Ga)	ref.
Suíte G-1												
247		MD-03-A1	granodiorito	6,34	34,7	0,1105	0,511824	-0,44	600	-9,3	1,80	31
		MD-03-B1	enclave	6,21	30,3	0,1240	0,511929	-0,37	600	-8,3	1,90	31
250		MD-14A	tonalito	5,02	21,6	0,1406	0,511966	-0,29	600	-8,9	1,82*	31
254		MD-61A	granodiorito	4,71	22,3	0,1279	0,511914	-0,35	600	-8,9	2,01	31
		MD-61C2	enclave	6,91	25,8	0,1621	0,512050	-0,18	600	-8,9	1,82*	31
Suíte G-2												
244	508	JM-VV-167.2	granito	12,943	89,006	0,08793	0,511384	-0,55	580	-16,4	2,34*	27
248		MD-05C	granito pegm.	0,51	1,58	0,1947	0,512256	-0,01	580	-7,4	1,70*	31
249		MD-07-2	granito	4,61	19,5	0,1426	0,512038	-0,27	580	-7,8	1,73*	31
251		MD-33	granito	3,99	16,5	0,1461	0,512034	-0,26	580	-8,1	1,75*	31
252		MD-37	granito	5,53	26,2	0,1276	0,511996	-0,35	580	-7,5	1,86	31
253		MD-41	granito	6,21	30,3	0,1238	0,511958	-0,37	580	-7,9	1,84	31
255		CP-05	granito à turm.	2,18	9,49	0,1388	0,512003	-0,29	580	-8,2	1,75*	31

* T_{DM} calculado em duplo estágio.

APÊNDICE 6b – Dados Sm-Nd das rochas da Infra-Estrutura

ponto	nº lab.	amostra	rocha	Sm(ppm)	Nd(ppm)	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	f _{Sm/Nd}	T(p/ε)Ma	ε _{Nd(T)}	T _{DM} (Ga)	ref.
C. Caraíba-Paramirim												
93	394	JD-233	gnaisse	12,72	72,22	0,10649	0,5511446	-0,46	960	-12	2,28	27
C. Belo Horizonte												
259	256	N-33B	granitóide	3,886	23,181	0,1014	0,510849	-0,48	2860	-0,12	3,01	36
	452	N-33I	gnaisse	15,003	80,191	0,1138	0,511028	-0,42	2860	-0,92	3,12	36
C. Porteirinha												
246	763	FS-95-01	granito	3,826	21,249	0,1089	0,511063	-0,45	2100	-7,2	2,91	30
C. Mantiqueira												
Sem Local.	1268	2833D	gnaisse	2,55	13,22	0,1166	0,5109	-0,41	2100	-12,5	3,43	38
	1269	14-MI	gnaisse	5,221	29,51	0,1070	0,5110	-0,46	2100	-8,4	2,99	38
	1270	27-IV	gnaisse	5,709	31,04	0,1112	0,5112	-0,43	2100	-4,4	2,70	38
	1271	11-IV	gnaisse	10,17	65,06	0,0945	0,511	-0,52	2100	-1,9	2,45	38
	1272	18-C	gnaisse	7,234	49,63	0,0881	0,5109	-0,55	2100	-5,5	2,76*	38
	1273	23-VIII	gnaisse	3,111	14,69	0,1281	0,5114	-0,35	2100	-5,9	2,98	38
	1274	28-I	tonalito	2,874	17,49	0,0993	0,5111	-0,49	2100	-4,6	2,65	38
	1381	30-IV	gnaisse	20,17	156,1	0,0781	0,5103	-0,60	2100	-14,5	3,39*	38
C. Juiz de Fora												
241	506	VV.05.1.1185	gnaisse	4,733	22,073	0,12966	0,512071	-0,34	600	-5,9	1,76	27
242	507	VV.M1.05.67.1B	gnaisse	11,353	57,331	0,11975	0,511861	-0,39	600	-9,3	1,92	27
C. Jequitinhonha												
245	505	M1-JM-VV-1132	gnaisse	5,191	35,970	0,08727	0,511935	-0,56	630	-4,9	1,57*	27
Grp. Macaúbas												
218		T.618	metagabro	2,95	13,69	0,13042	0,512188	-0,34	810	-1,92	1,55	23
219		T.66	metagabro	2,71	12,3	0,13296	0,512205	-0,32	810	-1,89	1,49*	23
220		T.28	metagabro	6,92	30,01	0,13943	0,512246	-0,29	810	-1,73	1,48*	23
221		T.210	metagabro	4,66	19,02	0,14798	0,512333	-0,25	810	-0,93	1,42*	23
222		T.626	metagabro	5,20	21,39	0,14709	0,512321	-0,25	810	-1,05	1,43*	23
243		T-138A	meta-ultram.	1,06	4,27	0,1498	0,512636	-0,24	810	+4,77	1,02*	28
		T-141	meta-ultram.	1,01	3,64	0,1681	0,512670	-0,15	810	+3,61	1,10*	28
		T-152	meta-ultram.	3,19	12,24	0,1576	0,512689	-0,20	810	+5,03	1,00*	28
		T-114C	orto-anfib.	3,77	17,65	0,1292	0,512461	-0,34	810	+3,53	1,05	28
		T-119	orto-anfib.	7,29	33,11	0,1332	0,512525	-0,32	810	+4,36	1,05*	28
		T-120	orto-anfib.	3,04	9,49	0,1938	0,512797	-0,02	810	+3,41	1,11*	28
		T-123	orto-anfib.	1,08	3,46	0,1885	0,512828	-0,04	810	+4,53	1,03*	28
		T-121A	orto-anfib.	0,71	1,61	0,2661	0,513213	+0,36	810	+3,99	1,08*	28

Suíte Borrachudos

209		Ur.87	granito	8,14	40,89	0,12036	0,511248	-0,38	1730	-10,1	2,96	23
210		SF.90	granito	22,74	118,95	0,11558	0,511261	-0,41	1730	-8,79	2,79	23
211		SF.52	granito	14,21	68,15	0,12602	0,511331	-0,36	1730	-9,75	3,01	23
213		ER.14C	riolito	36,56	182,35	0,12121	0,511459	-0,38	1730	-6,17	2,62	23
214		ER.16	riolito	23,18	122,28	0,11461	0,511381	-0,42	1730	-6,22	2,57	23
215		ER.116F	riolito	29,42	134,68	0,13207	0,511528	-0,33	1730	-7,24	2,61*	23

Suíte Mercês

256	758	mercês-B	granito fol.	6,846	49,583	0,0835	0,510942	-0,58	1731	-8,09	2,65*	30
	759	mercês-C	granito fol.	2,348	13,781	0,1030	0,511298	-0,48	1731	-5,46	2,41	30

* = T_{DM} calculado em duplo estágio (Apêndice 6c)

APÊNDICE 6c – Cálculos de Idade Modelo em Duplo Estágio

SPS	No. Campo	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	T (Ga)	$T_{\text{DM 2est}}$	$f_{\text{Sm-Nd}}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(T_{\text{DM}})$
215	ER.116F	29,42	134,68	0,13209	0,511528	1,730	2,61	-0,33	2,67
219	T.66	2,71	12,3	0,13323	0,512205	0,810	1,49	-0,32	4,54
220	T.28	6,92	30,01	0,13944	0,512246	0,810	1,48	-0,29	4,55
221	T.210	4,66	19,02	0,14815	0,512333	0,810	1,42	-0,25	4,66
222	T.626	5,2	21,39	0,14701	0,512321	0,810	1,43	-0,25	4,65
243	T-138A	1,06	4,27	0,15011	0,512636	0,810	1,02	-0,24	5,71
	T-141	1,01	3,64	0,16779	0,512670	0,810	1,10	-0,15	5,50
	T-152	3,19	12,24	0,15760	0,512689	0,810	1,00	-0,20	5,75
	T-119	7,29	33,11	0,13314	0,512525	0,810	1,05	-0,32	5,64
	T-120	3,04	9,49	0,19371	0,512797	0,810	1,11	-0,02	5,47
	T-123	1,08	3,46	0,18875	0,512828	0,810	1,03	-0,04	5,66
	T-121A	0,71	1,61	0,26667	0,513213	0,810	1,08	0,36	5,56
244	JM-VV-167,2	12,94	89,01	0,08793	0,511384	0,582	2,34	-0,55	2,85
245	M1-JM-VV-1132	5,19	35,97	0,08727	0,511935	0,600	1,57	-0,56	4,40
248	MD-05C	0,51	1,58	0,19519	0,512256	0,582	1,70	-0,01	4,12
249	MD-07-2	4,61	19,50	0,14296	0,512038	0,582	1,73	-0,27	4,07
250	MD-14A	5,02	21,60	0,14054	0,511966	0,600	1,82	-0,29	3,87
251	MD-33	3,99	16,50	0,14623	0,512034	0,582	1,75	-0,26	4,02
254	MD-61C2	6,91	25,80	0,16196	0,512050	0,600	1,82	-0,18	3,87
255	CP-05	2,18	9,49	0,13891	0,512003	0,582	1,75	-0,29	4,01
256	mercês-B	6,85	49,58	0,08349	0,510942	1,731	2,65	-0,58	2,30
1272	18-C	7,23	49,63	0,08814	0,510864	2,200	2,74	-0,55	2,13
1381	30-IIV	20,17	156,10	0,07813	0,510267	2,200	3,36	-0,60	1,21

APÊNDICE 7a – Dados Pb-Pb dos Granitos (por evaporação)

ponto	amostra	rocha	material	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	Idade (Ma)	Idade Média (Ma)	ref.
Suíte Borrachudos								
210	SF-90B1	granito	zircão	43060	0,10270	1673±9	1729±14	22,29
	SF-90B2	granito	zircão	22600	0,10496	1714±10		22,29
	SF-90B3	granito	zircão	3930	0,10581	1729±9		22,29
	SF-90B4	granito	zircão	18200	0,10567	1726±19		22,29
	SF-90C1	granito	zircão	9930	0,10170	1655±7		22,29
	SF-90C2	granito	zircão	7070	0,10471	1709±9		22,29
	SF-90C3	granito	zircão	5020	0,10584	1729±9		22,29
	SF-90C4	granito	zircão	4340	0,10547	1723±17		22,29
	SF-90D1	granito	zircão	5270	0,09909	1607±16		22,29
	SF-90D2	granito	zircão	23660	0,10601	1732±7		22,29
	SF-90E1	granito	zircão	1740	0,10345	1687±7		22,29
	SF-90F1	granito	zircão	4060	0,10243	1669±13		22,29
	SF-90F2	granito	zircão	5480	0,10592	1730±6		22,29
	SF-90F3	granito	zircão	5630	0,10573	1727±12		22,29
	SF-90F4	granito	zircão	4345	0,10621	1735±22		22,29
212	IT-106A1	granito	zircão	10120	0,09132	1453±6	1595±10	22
	IT-106A2	granito	zircão	6220	0,09403	1509±15		22
	IT-106B1	granito	zircão	3480	0,09095	1446±8		22
	IT-106B2	granito	zircão	5150	0,09735	1574±3		22
	IT-106B3	granito	zircão	1430	0,09641	1556±6		22
	IT-106E1	granito	zircão	6890	0,08223	1251±12		22
	IT-106E2	granito	zircão	10310	0,09898	1605±8		22
	IT-106F1	granito	zircão	3350	0,08566	1330±4		22
	IT-106F2	granito	zircão	8950	0,09847	1595±6		22
	IT-106G1	granito	zircão	1320	0,08537	1324±10		22
	IT-106G2	granito	zircão	2660	0,09379	1504±7		22
	IT-106G3	granito	zircão	3210	0,09653	1558±7		22
	IT-106G4	granito	zircão	3840	0,09813	1589±7		22
	IT-106G5	granito	zircão	4110	0,09887	1603±13		22
	IT-106H1	granito	zircão	810	0,07983	1193±28		22
	IT-106H2	granito	zircão	2730	0,09277	1483±15		22
	IT-106H3	granito	zircão	3100	0,09551	1538±17		22
	IT-106H4	granito	zircão	5660	0,09809	1588±6		22

Dados dos Granitos desse trabalho

ponto/amostra	rocha	material	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	Idade (Ma)	Idade Média (Ma)	ref.
Granito Brasilândia							
SM-08/1.1	tonalito/granito	zircão	0,000010	0,05971	593±3	595±3	39
SM-08/1.2	tonalito/granito	zircão	0,000009	0,05968	592±5		39
SM-08/2.1	tonalito/granito	zircão	0,000011	0,05975	595±21		39
SM-08/2.2	tonalito/granito	zircão	0,000017	0,05985	598±4		39
SM-08/2.3	tonalito/granito	zircão	0,000022	0,05987	599±4		39
SM-08/3.1	tonalito/granito	zircão	0,000005	0,05960	589±6		39
SM-08/3.2	tonalito/granito	zircão	0,000012	0,05981	597±3		39
SM-08/3.3	tonalito/granito	zircão	0,000042	0,05951	586±5		39
SM-08/4.1	tonalito/granito	zircão	0,000007	0,05999	603±3		39
SM-08/4.2	tonalito/granito	zircão	0,000009	0,06223	682±10		39
SM-08/4.3	tonalito/granito	zircão	0,000016	0,06704	839±9	39	
Gr. Teófilo Otoni							
TO-01B	granito	zircão	0,000888	0,05559	436±64		39

TO-01B	granito	zircão	0,000293	0,05606	455±35	576±4	39
TO-01B	granito	zircão	0,000178	0,05724	501±11		39
TO-01B	granito	zircão	0,000109	0,05873	557±11		39
TO-01B	granito	zircão	0,000044	0,05925	576±5		39
TO-01B	granito	zircão	0,000047	0,05912	572±35		39
TO-01B	granito	zircão	0,000047	0,05933	580±4		39
TO-01B	granito	zircão	0,000080	0,05914	572±4		39
TO-01B	granito	zircão	0,000007	0,05944	583±5		39
TO-01B	granito	zircão	0,000018	0,05927	577±11		39
TO-01B	granito	zircão	0,000190	0,05909	571±5		39
TO-01B	granito	zircão	0,000026	0,05919	574±4		39
TO-01B	granito	zircão	0,000040	0,05884	561±5		39
TO-01B	granito	zircão	0,000045	0,06263	696±5		39
TO-01B	granito	zircão	0,000023	0,06948	913±7		39
TO-01B	granito	zircão	0,000055	0,05892	564±11		39
TO-01B	granito	zircão	0,000011	0,05925	576±6		39
TO-01B	granito	zircão	0,000003	0,05958	589±5		39

Gr. Guarataia

IT-02A/1.1	granito	zircão	0,000019	0,05919	574±3	574±2	39
IT-02A/1.2	granito	zircão	0,000003	0,05914	572±4		39
IT-02A/1.3	granito	zircão	0,000035	0,05911	571±7		39
IT-02A/2.1	granito	zircão	0,000013	0,06003	605±3		39
IT-02A/2.2	granito	zircão	0,000015	0,06235	686±10		39
IT-02A/2.3	granito	zircão	0,000032	0,07032	938±31		39
IT-02A/3.1	granito	zircão	0,000012	0,05925	576±4		39
IT-02A/3.2	granito	zircão	0,000010	0,05922	575±5		39
IT-02A/3.3	granito	zircão	0,000039	0,05924	576±6		39

Gr. Ataléia

AT-01/1.1	granito	zircão	0,000336	0,05890	564±6	591±4	39
AT-01/1.2	granito	zircão	0,000016	0,05961	590±4		39
AT-01/1.3	granito	zircão	0,000024	0,05938	581±10		39
AT-01/2.1	granito	zircão	0,000039	0,05976	595±38		39
AT-01/2.2	granito	zircão	0,000073	0,05965	591±7		39
AT-01/2.3	granito	zircão	0,000034	0,05964	591±7		39
AT-01/3.1	granito	zircão	0,000135	0,05939	582±25		39
AT-01/3.2	granito	zircão	0,000160	0,05927	577±7		39
AT-01/3.3	granito	zircão	0,000034	0,05987	599±11		39
AT-01/4.1	granito	zircão	0,001071	0,06013	608±27		39
AT-01/4.2	granito	zircão	0,000160	0,05993	601±8		39
AT-01/5.1	granito	zircão	0,000230	0,05942	583±4		39
AT-01/5.2	granito	zircão	0,000024	0,05952	586±4		39
AT-01/5.3	granito	zircão	0,000052	0,06087	635±4		39

Gr. Caladão +Charnockito Padre Paraíso

MU-01C/5.1	granito	zircão	0,000016	0,05771	519±6	519±2	39
MU-01C/5.2	granito	zircão	0,000024	0,05767	517±4		39
MU-01C/5.3	granito	zircão	0,000009	0,05776	521±5		39
MU-01C/6.1	granito	zircão	0,000058	0,05787	525±5		39
MU-01C/6.2	granito	zircão	0,000031	0,05777	521±3		39
MU-01C/7.1	granito	zircão	0,000036	0,05745	509±14		39
MU-01C/7.2	granito	zircão	0,000008	0,05786	525±17		39
MU-01C/7.3	granito	zircão	0,000004	0,05776	521±6		39
MU-01C/8.1	granito	zircão	0,000159	0,05759	514±12		39
MU-01C/8.2	granito	zircão	0,000011	0,05770	519±4		39

MU-01C/8.3	granito	zircão	0,000064	0,05754	512±5	39
MU-02/2.1	charnockito	zircão	0,000138	0,05771	519±11	39
MU-02/2.2	charnockito	zircão	0,000046	0,05764	516±5	39
MU-02/2.3	charnockito	zircão	0,000007	0,05760	515±5	39
MU-02/3.1	charnockito	zircão	0,000050	0,05731	504±15	39

Veio Granítico

MU-10B/1.1	granito	zircão	0,000238	0,05526	423±27	503±9	39
MU-10B/1.2	granito	zircão	0,000262	0,05696	490±14		39
MU-10B/2.1	granito	zircão	0,000229	0,05726	502±9		39
MU-10B/2.2	granito	zircão	0,000117	0,05746	509±9		39
MU-10B/2.3	granito	zircão	0,000156	0,05621	461±35		39

APÊNDICE 7 b – Dados Pb-Pb das rochas da Infra-Estrutura

ponto	amostra	rocha	material	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Idade (Ma)	μ_1	ref.
C. Belo Horizonte									
257	N-34-1	granito	zircão	108	0,18320	0,4995	~ 2682		35
	N-34-2	granito	zircão	307	0,19325	0,4837	~ 2770		35
260	N-4-1	granito	monazita	888	0,12614	0,36331	~ 2045		34

C. Porteirinha

4	NO-10-B1	gnaisse	feldspato	20,362	16,461	39,236	2020±120	9,217	2
	NO-10-B2	gnaisse	RT	23,872	16,909	42,637			2
	NO-10-D	gnaisse	RT	21,711	16,553	45,469			2
	NO-10-E	gnaisse	RT	22,666	16,816	40,433			2
	NO-10-H	gnaisse	RT	23,286	16,773	43,349			2
	NO-11-A-2	gnaisse	RT	24,742	16,957	39,780			2
	NO-11-A-8	gnaisse	RT	22,025	16,597	45,932			2
	NO-11-A-13	gnaisse	RT	23,067	16,805	39,749			2
7	NO-12-A	gnaisse	RT	19,424	16,324	42,503	2780±100	9,048	2
	NO-12-D	gnaisse	RT	19,104	16,241	42,802			2
	NO-12-F	gnaisse	RT	17,260	15,856	40,597			2
	NO-12-H	gnaisse	RT	21,872	16,762	38,676			2
	NO-12-I	gnaisse	RT	18,173	16,100	37,654			2
	NO-12-C	gnaisse	RT	20,144	16,361	41,803			2
	NO-12-E	gnaisse	RT	19,274	16,335	42,156			2
	NO-12-G	gnaisse	RT	17,693	15,898	44,592			2

Grp. Bambuí

178	MM-10	veios	galena	17,95	15,29	37,21	—	8,446	18
	MF-11A1	carbonatos	RT	18,356	15,672	38,551	—		37
	MF-11B1	carbonatos	RT	18,359	15,676	38,623	—		37
	MF-11C1	carbonatos	RT	18,407	15,666	38,578	—		37
	MF-11D1	carbonatos	RT	18,428	15,662	38,592	—		37
	MF-11E1	carbonatos	RT	18,244	15,661	38,354	—		37
262	MF-11F1	carbonatos	RT	18,234	15,645	38,345	—		37

Por Evaporação

ponto	amostra	rocha	material	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	Idade (Ma)	Idade Média	ref.
-------	---------	-------	----------	-----------------------------------	-----------------------------------	------------	-------------	------

SG Espinhaço

216	FH-057C1	metavulcânica	zircão	7480	0,07704	1122±10	1710±12	22
	FH-057C2	metavulcânica	zircão	18400	0,09583	1544±11		22
	FH-057C3	metavulcânica	zircão	25130	0,10297	1678±13		22
	FH-057C4	metavulcânica	zircão	7740	0,10433	1702±15		22
	FH-057D1	metavulcânica	zircão	8260	0,10513	1717±13		22
	FH-057D2	metavulcânica	zircão	13390	0,10481	1711±7		22
	FH-057D3	metavulcânica	zircão	3190	0,10408	1698±10		22

C. Guanhanes

*	SM-02B1.1	gnaisse	zircão	3333	0,13573	2174±6	2573±25	39
	SM-02B1.2	gnaisse	zircão	8264	0,16997	2558±4		39
	SM-02B1.3	gnaisse	zircão	4762	0,17590	2615±4		39
	SM-02B2.1	gnaisse	zircão	13333	0,16874	2545±12		39
	SM-02B3.1	gnaisse	zircão	28571	0,14931	2338±18		39
	SM-02B3.2	gnaisse	zircão	28571	0,17050	2563±3		39
	SM-02B4.1	gnaisse	zircão	21739	0,15174	2366±5		39
	SM-02B4.2	gnaisse	zircão	22727	0,16841	2542±4		39
	SM-02B5.1	gnaisse	zircão	18519	0,18427	2692±32		39
	SM-02B6.1	gnaisse	zircão		0,15482	2400±4		39
	SM-02B6.2	gnaisse	zircão	40000	0,17219	2579±13		39

APÊNDICE 8a – Dados U-Pb nos granitos

Ponto	nº campo	rocha	material (nº frações)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	Int.Sup.(Ma)	Int. Inf.(Ma)	ref.
Suíte G-1								
247	MD-03A	granodiorito	zircão(4)	—	—	594±6		32
Suíte G-2								
249	MD-07.2	granito	zircão(4)+monaz(2)	—	—	582±2		32
253	MD-41A	granito	zircão(4)+monaz(3)	—	—	~2200±0,3		32
Suíte G-5								
47	AP-OS-5	charnockito	zircão(1)	0,62462	0,07904	505±5		2
	AP-OS-5	charnockito	zircão(1)	0,54009	0,06823	505±5		2
	AP-OS-5	charnockito	zircão(1)	0,60737	0,07683	505±5		2
	AP-OS-5	charnockito	zircão(1)	0,58775	0,07445	505±5		2

APÊNDICE 8b – Dados U-Pb das rochas da Infra-estrutura

Ponto	nº campo	rocha	material (nº frações)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	Int.Sup.(Ma)	Int. Inf.(Ma)	ref.
C. Belo Horizonte								
257	N-34-1	granito	zircão	12,617	0,4995	—	—	34,35
	N-34-2	granito	zircão	12,889	0,4837	—	—	34,35
258	N-33B-1	gnaisse	zircão	13,346	0,48490	—	—	34,35
	N-33B-2	gnaisse	zircão	13,196	0,48235	2860+14/-10		34,35
	N-33B-3	gnaisse	zircão	15,747	0,55922	2860+14/-10		34,35
	N-33B-4	gnaisse	zircão	16,303	0,55713	2860+14/-10		34,35
	N-33B-5	gnaisse	titanita	6,399	0,36878	2847+81/-77	2041±5	34,35
	N-33A-1	gnaisse	titanita	8,249	0,40688	2847+81/-77	2041±5	34,35
	N-33A-2	gnaisse	titanita	7,674	0,39757	2847+81/-77	2041±5	34,35
259	N-57-1	granito	zircão	11,325	0,45131	2712+5/-4		34,35
	N-57-2	granito	zircão	12,264	0,48288	2712+5/-4		34,35
	N-57-3	granito	zircão	12,046	0,47578	2712+5/-4		34,35
	N-57-4	granito	titanita	7,449	0,38932	~ 2050		34,35
	N-57-5	granito	titanita	7,985	0,40099	~ 2050		34,35
	N-57-6	granito	titanita	8,373	0,40903	~ 2050		34,35
	N-57-7	granito	titanita	8,158	0,40744	~ 2050		34,35
260	N-4-1	granito	monazita	6,319	0,36331	—		34,35
C. Gouveia								
233	M-19 e21	granitóide	zircão(3)	—	—	2839±14	1844±15	26
234	M-20	metariolito	zircão	—	—	2971±16	1844±15	26
235	M-27	metariolito	zircão	—	—	2049±3		26
C. Guanhães								
240	M-28	migmatito	titanita(1)+zircão(2)	—	—	512±5		26
SG Espinhaço								
154	JD-34	metariolito	zircão(2)	—	—	1770	370	16
236	M-26	metamagmatito	zircão	—	—	1711±8		26
237	GM-399	metamagmatito	zircão	—	—	1715±2		26
239	M-100	metaígneia	zircão(3)	—	—	1752±2		26
Grp. Macaúbas								
238	M-22	metadiabásio	badel.(2)+zircão(1)	—	—	906±2		26
C. Jequitinhonha								
75	AP-OS-17	gnaisse	zircão	0,71034	0,08702	590±28		2
	AP-OS-17	gnaisse	zircão	0,66572	0,08259	590±28		2
	AP-OS-17	gnaisse	zircão	0,65253	0,08004	590±28		2
	AP-OS-17	gnaisse	zircão	0,62320	0,07477	590±28		2

APÊNDICE 9 – Referências Bibliográficas usadas nas tabelas

- 1- Isotta, C. A .L., inédito
- 2- Siga Jr., O., 1986
- 3- Pereira, A.D.C. *et al.*, 1984
- 4- Bigazzi, G. *et al.*, 1971
- 5- Silva Sá, J.H.S., 1977
- 6- Litwinski, N., 1985
- 7- Silva, J.M.R. *et al.*, 1987
- 8- Cordani, U.G., 1973
- 9- Besang, C. *et al.*, 1977
- 10- Lima, M.I.C. *et al.*, 1981
- 11- Brito Neves, B.B. *et al.*, 1980
- 12- Cordani, U.G. *et al.*, 1979
- 13- Gerken, J.H.Sobrinho (CPGeo), inédito.
- 14- Hasui, Y. & Cordani, U.G., inédito
- 15- Teixeira, W. análise no CPGeo, inédito.
- 16- Brito Neves, B.B. *et al.*, 1979
- 17- Herz, N. *et al.*, 1961
- 18- Parenti Couto, J.G. *et al.*, 1981
- 19- Herz, N., 1970
- 20- Delhal, J., inédito
- 21- Teixeira, W. *et al.*, 1990
- 22- Dussin, I., 1994
- 23- Dussin, T., 1994
- 24- Müller, G. *et al.*, 1986
- 25- Marciano, V.R.P. da R. O., 1985
- 26- Machado, N. *et al.*, 1989
- 27- Sato, K., 1998
- 28- Pedrosa Soares, A.C. *et al.*, 1992
- 29- Dussin, I.A. *et al.*, 1993
- 30- Chon, M.L., 1997
- 31- Nalini Jr., H.A., 1997
- 32- Aldrich, *et al.*, 1964
- 33- Abreu, F.R. de, 1991
- 34- Noce, C.M., 1995
- 35- Noce, C.M. *et al.*, 1998
- 36- Pedrosa-Soares *et al.*, 1999b
- 37- Babinski *et al.*, 1999
- 38- Teixeira, inédito
- 39- Noce *et al.*, 1999
- 40- deste trabalho

APÊNDICE 10 – Dados Rb-Sr desse trabalho

SPR*	Nº Campo	Rocha	Rb (ppm)	Sr (ppm)	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	erro	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	erro	Idade (Ma)	Ri
Guanhães										
13854	SM-13B	gnaisse	127,0	228,2	1,619	0,046	0,762511	0,000111		
13855	SM-13C	gnaisse	102,0	395,6	0,748	0,021	0,734927	0,000072		
14163	SM-13D	gnaisse	64,4	355,1	0,526	0,015	0,728071	0,000036	2111±270	0,71240
13856	SM-13E	gnaisse	62,3	504,8	0,358	0,010	0,723538	0,000079		
13857	SM-13F	gnaisse	77,5	361,7	0,622	0,018	0,729623	0,000079		
13858	SS1-A2	granito	118,7	380,4	0,906	0,026	0,736746	0,000087	3237±93	~0,7000
13859	SS1-A5	granito	114,4	304,2	1,092	0,031	0,746542	0,000125	3237±93	~0,7000
13860	SS1-A6	granito	138,8	292,9	1,377	0,0390	0,74457	0,000200	3237±93	~0,7000
13861	GUA-4A	granito	118,3	178,1	1,937	0,055	0,782878	0,000070		
13862	GUA-4C	migmatito	112,4	248,5	1,315	0,037	0,754838	0,000110		
13863	GUA-4G	migmatito	103,6	429,5	0,700	0,020	0,735345	0,000072		
13864	GUA-01	gnaisse	233,7	47,9	15,084	0,4270	1,40237	0,000070	3237±93	~0,7000
13865	GUA-02	gnaisse	32,3	646,8	0,145	0,0014	0,71244	0,000110		
14173	SM-02A	gnaisse	160,0	393,1	1,183	0,015	0,749492	0,000015		
14174	SM-02B	gnaisse	165,6	219,4	2,202	0,057	0,787617	0,000024		
Padre Paraíso (G-5)										
14164	MU-03B	charnockito	250,3	208,0	3,493	0,097	0,73664	0,00002		
14165	MU-18C	charnockito	103,1	363,3	0,822	0,026	0,71470	0,00003		
14157	MU-09	charnockito	48,0	674,9	0,206	0,002	0,70920	0,00006	577±40	0,7079
1576	MU-08A	charnockito	231,2	244,9	2,738	0,077	0,73007	0,00002		
14166	MU-19	charnockito	108,9	305,3	1,033	0,045	0,71697	0,00014		
Pescador (G-2)										
14156	MU-12.2K	granito	0,9	220,8	0,011	0,000	0,71160	0,00007		
14042	MU-12 E	granito	164,6	341,7	1,395	0,007	0,72051	0,00001		
14043	MU-12 1A	granito	169,9	179,3	2,748	0,038	0,73094	0,00001		
14044	MU-12 1B	granito	157,8	247,6	1,847	0,013	0,72365	0,00001		
14045	MU-12 1C	granito	230,4	137,5	4,867	0,065	0,74816	0,00001	500±32	0,71056
14046	MU-12 1D	granito	163,1	200,3	2,361	0,017	0,72746	0,00002		
14047	MU-23 A	granito	178,7	76,6	6,787	0,081	0,76168	0,00002		
14048	MU-23 B	granito	256,2	99,3	7,512	0,096	0,76818	0,00001		
14051	MU-12 2G	granito	122,7	380,5	0,934	0,005	0,71696	0,00001		
14052	MU-12 2K	granito	133,1	353,2	1,091	0,011	0,71802	0,00001		
14053	MU-12 2N	granito	124,1	367,3	0,979	0,027	0,71744	0,00001		

14054	MU-12H	granito	205,3	167,2	3,562	0,045	0,73559	0,00001		
14049	TO-02B1	tonalito	111,8	337	0,961	0,007	0,71714	0,00001		
14050	TO-02C1	tonalito	98,3	342,1	0,932	0,026	0,71644	0,00001		

Ataléia (G-2)

14162	MU-07	granito	250,2	103,6	7,031	0,239	0,765184	0,000031		
14167	MU-04B	granito	131,2	235,0	1,618	0,037	0,725096	0,000029		
14168	MU-04C	granito	98,6	225,4	1,268	0,113	0,721906	0,000043	503±52	0,7131
14169	MU-05	granito	188,4	162,1	3,374	0,111	0,736335	0,000022		
14170	AT-01C	granito	138,8	200,8	2,004	0,044	0,727227	0,000029		
14171	AT-01F	granito	124,2	208,3	1,728	0,031	0,725517	0,000051		
14172	AT-01N	granito	126,0	189,9	1,923	0,054	0,726536	0,000015		

APÊNDICE 11 – Dados Sm-Nd desse trabalho

SPS	Nº Campo	Material	Sm (ppm)	Nd (ppm)	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	ε ₍₀₎	f _{Sm/Nd}	T _{DM} (Ma)	ε(TDM)	T1* (Ma)	ε _(T1)
Gr. Ataléia												
1577	MU-04E	RT/granito	5,054	25,685	0,11899	0,51197	-13,05	-0,40	1726,05	4,06	591	-7,19
1578	AT-01A	RT/granito	5,555	26,125	0,12858	0,51201	-12,21	-0,35	1844,01	3,81	591	-7,08
1579	AT-01K2	RT/enclave	25,620	163,47	0,09477	0,51164	-19,51	-0,52	1800,35	3,90	591	-11,82
Complexo Guanhães												
1476	SM-13B	gn/RT	1,750	8,007	0,13215	0,51129	-26,33	-0,33	3010,89	1,73	2570	-5,17
1477	SS-01A5	gn/RT	3,321	20,198	0,09941	0,51070	-37,73	-0,49	3161,00	1,50	2570	-5,83
1478	GUA-04A	migmatito/RT	1,585	9,638	0,09945	0,51079	-36,01	-0,49	3038,10	1,68	2570	-4,13
1479	GUA-01	gn/RT	3,355	10,060	0,20169	0,51248	-3,08	0,03	sss	sss	2570	-4,72
Gr. Guarataia												
1582	IT-11	RT/granito	6,093	32,744	0,11252	0,51166	-19,14	-0,43	2090,68	3,31	574	-12,97
1581	IT-02F	RT/granito	8,706	44,498	0,11830	0,51167	-18,82	-0,40	2193,9	3,11	574	-13,08
Charnockito Padre Paraíso												
1576	MU-08A	RT/charnoc	7,656	44,949	0,10300	0,51197	-13,07	-0,48	1478,65	4,60	519	-6,87
Gr. Pescador												
1468	MU-12G	gr/RT	12,377	61,401	0,12189	0,51211	-10,22	-0,38	1539,48	4,47	576	-4,73
1474	MU-12.2K	gr/RT	9,825	53,801	0,11043	0,51200	-12,43	-0,44	1535,87	4,48	576	-6,09
1473	MU-14	gr/RT	10,920	64,161	0,10292	0,51208	-10,94	-0,48	1328,59	4,95	576	-4,05
Gr. Teófilo Otoni												
1469	TO-01Aa	gr/RT	9,780	62,962	0,09393	0,51195	-13,50	-0,52	1395,44	4,79	576	-5,95
1471	TO-02A	gr/RT	14,348	85,624	0,10133	0,51198	-12,80	-0,48	1437,91	4,70	576	-5,79
1472	TO-02B3	gr/RT	6,318	33,352	0,11456	0,51201	-12,27	-0,42	1587,29	4,36	576	-6,25
Tonalito São Vitor												
1470	IT-16B	gr/RT	8,747	40,462	0,13072	0,51198	-12,93	-0,34	1961,02	3,57	576	-8,09
Tonalito Brasilândia												
1475	SM-08B	tonalito/RT	6,356	38,234	0,10052	0,51174	-17,60	-0,49	1759,30	3,99	595	-10,30
1574	IT-15B	RT/tonalito	11,741	64,421	0,11021	0,51188	-14,69	-0,44	1704,15	4,11	595	-8,13
Leucogranito Wolff												
1573	MU-15A	RT/granito	5,085	22,295	0,13792	0,51209	-10,75	-0,30	1631,79	4,27	582	-6,38
Xisto (xenólito)												

1574	MU-12J	RT/xen.xisto	7,029	35,038	0,12131	0,51185	-15,31	-0,38	1963,23	3,57	570	-9,83
------	--------	--------------	-------	--------	---------	---------	--------	-------	---------	------	-----	-------

Gr Fino

1580	MU-13	RT/gran fino	16,041	100,838	0,09619	0,51109	-30,24	-0,51	2802,91	2,06	503	-23,79
------	-------	--------------	--------	---------	---------	---------	--------	-------	---------	------	-----	--------

Gr. Caladão/Gr Fino

1571	MU-01A	RT/granito	14,476	77,767	0,11256	0,51201	-12,25	-0,43	1554,59	4,43	520	-6,67
1572	MU-10B	RT/granito	30,425	225,112	0,08173	0,51121	-27,88	-0,58	2566,08	2,45	503	-20,50

obs: Idades em modelo de duplo estágio representadas em vermelho

sss = sem valor

* = Idade Pb-Pb (Noce *et al.* 1999)

APÊNDICE 12 – Dados Pb-Pb das amostras desse trabalho (Granito Caladão)

amostra	material	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	erro	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	erro	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	erro	μ_1
MU-01A/321L4	FK	18,006	0,021	15,694	0,022	38,223	0,022	10,22
MU-17/322L4	FK	17,962	0,014	15,662	0,015	38,257	0,018	10,08
MU-10A/328	RT	18,330	0,046	15,627	0,049	39,000	0,058	9,8
MU-01A/329	RT	18,499	0,015	15,728	0,015	40,226	0,015	10,22
MU-17/330	RT	18,950	0,016	15,762	0,016	42,712	0,019	10,26

Mapa Geológico Local (Mapa de Localização das amostras)

Mapa Geológico Regional

FANEROZOICO		Quaternário
		Suíte Fundão (0,17 Ga)
NEOPROTEROZOICO		Suítes graníticas G-5 (0,51 Ga)
		Suítes graníticas G-4 (0,53 Ga)
		Suítes graníticas G-3I (0,57 Ga)
		Suítes graníticas G-2 e G-3S (0,58 Ga)
		Suítes graníticas G-1 (0,59 Ga)
MESOPROTEROZOICO		Grupo Bambuí
		Grupo Macaúbas (SA = Fm. Salinas, PX = proximal, CA = Fm. Capelinha)
		Grupo Dom Silvério
		Grupo Rio Doce
		Complexo Gnáissico Kinzigítico
PALEOPROTEROZOICO		Complexo Jequitinhonha
		Supergrupo Espinhaço (1,75 Ga)
		Granitos Borrachudos (1,7 Ga)
		Complexo Juiz de Fora
		Complexo Mantiqueira
ARQUEANO		Supergrupo Minas (2,4 Ga)
		Complexos basais (BH = Belo Horizonte, GU = Guanhaes, GO = Gouveia, PI = Porteirinha, CP = Caraiiba-Paramirim)
		Sequências metavulcano-sedimentares

- Área de estudo (Anexo 1)
- Falhas
- Cidades
- Dados da literatura
- Dados deste trabalho
- Intrusivas básicas

Base geológica: Pedrosa-Soares et al. (1994), Silva et al. (1987), Pedrosa-Soares et al. (1999a)

Mapa elaborado por Veridiana Teixeira de Souza Martins

escala 1: 1.000.000

Anexo 2