UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEDALUS - Acervo - IGC

30900005948

A EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA DA PORÇÃO MERIDIONAL
DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO, COM BASE EM
INTERPRETAÇÕES GEOCRONOLÓGICAS

Wilson Teixeira

Orientador: Prof. Dr. Umberto Giuseppe Cordani

TESE DE DOUTORAMENTO

COMISSÃO EXAMINADORA

	nome	ass.
Presidente:	<u>U. G. Cordani</u>	<u>U. G. Cordani</u>
Examinadores:	<u>K. Kawashita</u>	<u>K. Kawashita</u>
	<u>E.A.Ladeira</u>	<u>E.A.Ladeira</u>
	<u>Carlos Cingolani</u>	<u>Carlos Cingolani</u>
	<u>H. D. Schorscher</u>	<u>H. D. Schorscher</u>

São Paulo
1985

À minha mãe, *ILAYR*

pela devoção e estímulo

À minha esposa, *CATARINA*

pelo amor e dedicação

À minha filha, *MARIA PAULA*

pelas alegrias

ÍNDICE

	Pág.
RESUMO	i
ABSTRACT	iv
1. INTRODUÇÃO	001
1.1. DEFINIÇÃO DE PROPÓSITOS E ÁREA INVESTIGADA	001
1.2. AGRADECIMENTOS	007
1.3. MÉTODO DE TRABALHO E TERMINOLOGIA	009
<i>Análises K-Ar</i>	012
<i>Análises Rb-Sr</i>	013
<i>Análises Pb-Pb</i>	016
2. COMPARTIMENTAÇÃO TECTÔNICA	017
2.1. CRÁTON DO SÃO FRANCISCO	017
2.2. FAIXA "ARAXÁ-CANASTRA"	021
2.3. CINTURÃO RIBEIRA	025
3. CONTEXTO GEOLÓGICO	027
3.1. TRABALHOS ANTERIORES	028
3.2. CARACTERIZAÇÃO DAS UNIDADES	032
3.2.1. Complexo Gnáissico-Migmatítico	038
<i>Generalidades</i>	038
<i>Considerações sobre os domínios litológicos da área investigada</i>	040
3.2.2. Supergrupo Rio das Velhas	045
<i>Estratigrafia</i>	045
<i>"Formação Lafaiete"</i>	049

	Pág.
3.2.3. Supergrupo Minas	051
<i>Generalidades</i>	051
<i>Estratigrafia e Tectônica</i>	052
3.2.4. Cobertura Cratônica Bambuí	056
<i>Generalidades</i>	056
<i>Estratigrafia e situação tectônica</i>	057
4. GEOCRONOLOGIA	063
4.1. QUADRO GEOCRONOLÓGICO DO QUADRILÁTERO FERRÍFERO .	063
4.2. DISCUSSÃO DOS RESULTADOS DA ÁREA INVESTIGADA	069
4.2.1. Arqueano	070
<i>Identificação de uma província geocronolô-</i> <i>gica no Arqueano tardio</i>	090
4.2.2. Proterozóico Inferior	093
<i>"Diastrofismo Minas"</i>	096
<i>Reconstrução paleotectônica</i>	110
4.2.3. Proterozóico Médio	116
4.2.4. Proterozóico Superior	120
4.2.5. Magmatismo básico anorogênico	122
<i>Geocronologia</i>	127
4.2.6. Grupo Bambuí	137
<i>O problema das datações radiométricas em se-</i> <i>dimentos</i>	157
<i>Discussão dos dados radiométricos</i>	139
<i>Evolução geocronológica</i>	150
5. CONCLUSÕES	
5.1. CONSIDERAÇÕES SOBRE EVOLUÇÃO CRUSTAL	155
5.2. EVIDÊNCIAS ISOTÓPICAS SOBRE A EVOLUÇÃO CRUSTAL NA REGIÃO MERIDIONAL DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO	160
5.3. SÍNTESE SOBRE A EVOLUÇÃO GEOLÓGICA REGIONAL	166
6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	170
7. APÊNDICES	195

ÍNDICE DAS FIGURAS

	Pág.
1. Posição geográfica	004
2. Localização da área investigada, na região sudeste do estado de Minas Gerais	004
3. Principais cidades, rodovias e drenagens	005
4. Esboço tectônico de parte da plataforma Sul-Americana.	018
5. Esboço geológico do Cráton do São Francisco e parte setentrional da Faixa Ribeira	020
6. Principais unidades da Faixa "Araxá-Canastra" e do domínio ocidental de Minas Gerais	022
7. Esboço de estrutura dômica em interpretação de imagem de radar (parte da Folha SF 23 VB-Furnas)	034
8. Esboço geológico de parte da área investigada	037
9. Estratigrafia simplificada do Supergrupo Rio das Velhas	047
10. Coluna estratigráfica do Supergrupo Minas	053
11. Correlações e nomenclatura do Grupo Bambuí nos diversos estados	060
12. Diagrama Rb-Sr de referência para rochas da região vizinha oriental (Quadrilátero Ferrífero, MG)	065
13. Histograma geocronológico para rochas metamórficas do Quadrilátero Ferrífero	068
14. Isócrona de referência Rb-Sr para rochas da rodovia MG-25, entre Perdões e Formiga	071
15. Isócrona de referência Rb-Sr para rochas da região Esmeraldas-Cachoeira dos Macacos	073
16. Isócrona de referência Rb-Sr para rochas da região Esmeraldas-Cachoeira dos Macacos (integração)	074

17. Diagrama isocrônico Rb-Sr para rochas da Pedreira Itaúna	074
18. Isócrona de referência Rb-Sr para rochas da região Itaúna-Itatiaiaçu	076
19. Diagrama isocrônico Rb-Sr para rochas da Pedreira Moura Coelho, imediações de Divinópolis	076
20. Diagrama Rb-Sr para rochas da Pedreira Micol, imediações de Cláudio	078
21. Diagrama Rb-Sr para rochas da pedreira ao sul de Santo Antônio do Monte	078
22. Diagrama Rb-Sr para rochas da Pedreira Água Limpa, imediações de Itapeçerica	080
23. Isócrona Pb-Pb em rochas da região Itapeçerica-Cláudio	080
24. Diagrama isocrônico Rb-Sr para gnaisses da região de Carioca	082
25. Diagrama isocrônico Rb-Sr para rochas da região de Parã de Minas	082
26. Diagrama isocrônico Rb-Sr para rochas da Pedreira Torneiros, na BR 262	083
27. Diagrama isocrônico de referência Rb-Sr em rochas da região Parã de Minas-Carioca	085
28. Diagrama isocrônico Rb-Sr de referência para rochas de Parã de Minas-Pitangui-Conceição do Parã (alternativa 1)	087
29. Diagrama isocrônico Rb-Sr de referência para rochas de Parã de Minas-Pitangui-Conceição do Parã (alternativa 2)	087
30. Isócrona Rb-Sr de referência para rochas em Desterro de Entre-Rios e Oliveira	089
31. Diagrama Rb-Sr para gnaisses quartzo dioríticos da Pedreira Oliveira (SFWT 14)	089
32. Esboço esquemático dos padrões internos de idade, na província geocronológica arqueana	091

33. Diagrama Rb-Sr de referência para rochas em Desterro de Entre-Rios e Passa-Tempo	095
34. Isócrona Rb-Sr de referência para rochas das imediações de Sete Lagoas	098
35. Diagrama isocrônico Rb-Sr para rochas da Pedreira "Calembaú", na BR 262, imediações de Bom Despacho	100
36. Diagrama isocrônico Rb-Sr para o granito "Alto Jacarandã" (NW de Entre-Rios de Minas)	100
37. Diagrama isocrônico Rb-Sr para gnaisses graníticos da Pedreira Boa Esperança	101
38. Diagrama isocrônico Rb-Sr de referência para o maciço intrusivo Porto Mendes	101
39. Diagrama isocrônico Rb-Sr para o granodiorito gnáissico ao sul de Lavras	104
40. Diagrama isocrônico Rb-Sr de referência para gnaisses granodioríticos da região Lavras-Itumirim	104
41. Diagrama isocrônico Rb-Sr para rochas da Pedreira Entre-Rios de Minas	106
42. Isócrona Rb-Sr para pegmatóides da Pedreira Itaúna ...	109
43. Isócrona Rb-Sr para pegmatóides da Pedreira Micol	109
44. Padrões geocronológicos da parte meridional do Cráton do São Francisco e regiões adjacentes	113
45. Padrão geocronológico K-Ar para terrenos metamórficos da área investigada	117
46. Distribuição esquemática das idades K-Ar para o magmatismo básico anorogênico	123
47. Localização das datações para o magmatismo básico anorogênico no Cráton do São Francisco	135
48. Área de ocorrência dos Grupos Bambuí e Una, no Cráton do São Francisco	141
49. Diagrama isocrônico Rb-Sr para amostras das imediações de Cedro do Abaeté	145
50. Visão esquemática da cobertura cratônica Bambuí, com base no padrão de idade	153

51. Curvas de evolução da razão Sr^{87}/Sr^{86} no tempo geológico (modelo 1)	161
52. Curvas de evolução da razão Sr^{87}/Sr^{86} no tempo geológico (modelo 2)	163
52A. Ampliação parcial da Figura 52	164

ÍNDICE DAS TABELAS

	Pág.
1. Reprodutibilidade analítica Rb-Sr, no CPGeo, em amostras da área investigada	015
2. Dados analíticos Rb-Sr para pegmatóides	108
3. Resultados Rb-Sr em rocha total para o Complexo Campos Gerais	118
4. Resultados K-Ar referentes ao Proterozóico Médio	119
5. Resultados K-Ar referentes ao Proterozóico Superior ...	121
6. Dados analíticos K-Ar para o magmatismo básico anorogênico	128
7. Aspectos petrográficos principais do magmatismo básico anorogênico	130
8. Dados analíticos K-Ar em rochas básicas do Cráton do São Francisco	134
9. Dados analíticos Rb-Sr para rochas do Grupo Bambuí em Cedro do Abaeté e Formiga	144
10. Dados analíticos K-Ar para frações finas nas imediações de Cedro do Abaeté	146
11. Quadro-síntese de idades para os Grupos Bambuí e Una ..	154

ÍNDICE DOS APÊNDICES

	Pág.
1. Dados analíticos K-Ar para a área investigada	196
2. Dados analíticos Rb-Sr em rocha total para a área <u>inve</u> tigada	199
3. Dados analíticos Pb-Pb	207
4. Mapa geológico	(*)
5. Localização das datações radiométricas na área investi- gada	(*)

(*) encartes na segunda contracapa.

RESUMO

O presente trabalho objetivou demonstrar a potencialidade das interpretações geocronológicas voltadas ao tema da evolução antiga de terrenos metamórficos policíclicos. Os estudos empreendidos concentraram-se no embasamento polimetamórfico exposto a oeste do Quadrilátero Ferrífero sendo enfatizado, adicionalmente, o magmatismo básico de natureza anorogênica, cujas rochas possuem significativa distribuição neste domínio da porção meridional do Cráton do São Francisco. Com base no estabelecimento de critérios interpretativos para os diferentes padrões de idade obtidos são também efetuadas considerações acerca da delimitação da margem cratônica, relativamente às faixas móveis marginais. Finalmente, é apresentada uma evolução geocronológica da cobertura sedimentar Bambuí, fundamentada em completa reavaliação do conjunto de idades disponível.

O acervo radiométrico processado para a síntese, proveniente de uma ampla amostragem representando os vários domínios litológicos caracterizados, possui cerca de 250 determinações pelos métodos Rb-Sr, K-Ar e Pb-Pb. As interpretações decorrentes têm por base um tratamento através de diagramas isocrônicos (a nível de afloramento ou de referência), em combinação com um quadro esquemático de resfriamento regional vinculado às idades aparentes. Em consequência, foram estabelecidas as épocas principais de eventos tectonomagmáticos desenvolvidos na porção meridional do Cráton do São Francisco viabilizando, assim, comparações evolutivas com outros setores crustais da unidade geotectônica.

O padrão de distribuição das idades radiométricas e evidências isotópicas de Sr e Pb permitiram esboçar um quadro paleotectônico para o Arqueano tardio (3,0 - 2,6 b.a.) e

Proterozóico Inferior (2,4 - 2,1 b.a.), condizente com dois períodos maiores de crescimento continental: aquele mais antigo sugestivo da etapa principal de espessamento crustal (formação e aglutinação da massa continental), e o mais jovem sendo tipificado pelo desenvolvimento do *Cinturão Mineiro*, de natureza parcialmente ensiálica, cuja atividade causou o rejuvenescimento da maioria dos valores aparentes K-Ar do domínio arqueano. Por outro lado, as idades radiométricas K-Ar e Pb-Sr temporalmente associadas ao Proterozóico Médio e Superior, reveladas por setores específicos do embasamento cratônico, são interpretadas, respectivamente, como um reflexo da evolução do sistema intracratônico Espinhaço e das faixas móveis marginais brasileiras.

Com referência às datações do magmatismo básico anorogênico, a interpretação dos resultados possibilitou a definição temporal das etapas distensivas principais da evolução geológica regional, como decorrência da mobilidade de faixas móveis adjacentes a segmentos já estabilizados. No âmbito do Cráton do São Francisco, as extrapolações efetuadas, com base no conjunto de idades existentes em rochas intrusivas básicas e afins, contribuíram para um melhor entendimento do comportamento geodinâmico da entidade frente aos esforços ocorridos em seu interior durante o Proterozóico.

Finalmente, análise crítica do acervo de dados radiométricos disponível em rochas do Grupo Bambuí indicou uma evolução do Proterozóico Superior. As datações provenientes dos Grupos Bambuí e Una revelaram um quadro de idades heterogêneo em ambas as unidades, destacando-se como um todo a forte influência termal brasileira rejuvenescendo a maioria das idades K-Ar e Rb-Sr e dificultando, assim, a obtenção de idades representativas em termos de deposição sedimentar. Entretanto, inferências geocronológicas a partir de rochas básicas intrusivas em unidades litostratigráficas sotopostas ao Grupo Bambuí são sugestivas de que, em determinados setores, o início de seu desenvolvimento teria ocorrido por volta de 1000 m.a. atrás, ao passo que em outras

áreas (em especial no estado de Minas Gerais) a sedimentação seria necessariamente de idade mais jovem (cerca de 640 m.a. ou menor). De outra parte, análises de composição isotópica de Pb disponíveis para o Grupo Bambuí são indicativas de que a evolução das razões isotópicas desse elemento ocorreu em dois estágios principais: sua separação do manto e introdução na crosta há 2,0 b.a. (época do "diastrofismo Minas") e sua incorporação às galeñas há cerca de 600 m.a. atrás, por remobilização a partir do embasamento.

ABSTRACT

Interpretation of available radiometric data from polymetamorphic terranes of southern part of the São Francisco Craton demonstrates the importance of geochronology as a tool in the study of ancient crustal evolution. In addition, radiometric study of basic intrusive magmatism helps define the most important epochs of crustal rifting during the Proterozoic. The definition of the southern border of the cratonic area based on distinctive age patterns of the geochronological provinces is also discussed. Finally, the geochronologic evolution of the Bambuí platform cover is presented.

Approximately 250 radiometric age determinations (Rb-Sr, K-Ar and Pb-Pb methods) were interpreted principally through the use of isochronic diagrams, as well as from differences in the patterns of apparent age in characteristic lithologic domains. The geologic history tectonomagmatic events identified in this study is compared to the crustal evolution of similar segments of the São Francisco Craton and elsewhere. Two main geochronological provinces are here defined: one, of Archean age (3.0 - 2.6 Ga), is related to the most important period of differentiation/accretion from the mantle and the younger one, of Proterozoic age (2.4 - 2.1 Ga), represents the infrastructure of the Minas belt, in part, of ensialic origin. On the other hand, a few Middle and Late Proterozoic K-Ar and Rb-Ar age determinations are interpreted, respectively, as influences of the Espinhaço system and the Brasiliano marginal folded belts. The K-Ar radiometric data of the Precambrian intrusive magmatism define several important epochs of crustal rifting of the cratonic basement rocks in the studied domain. These results correspond to geodynamic adjustment of the stable continental mass during the evolution of the adjacent Proterozoic mobile belts.

Pb isotopic data from the Bambuí Group suggest a two-stage evolution: separation of the element from the mantle at about 2.0 Ga and formation of Galena at about 0.6 Ga. The K-Ar and Rb-Sr radiometric patterns for the Bambuí and Una Groups show a range of values between 1.0 e 0.45 Ga, the younger results probably corresponding to the effects of the Brasiliano overprinting. Nevertheless, geochronological inferences and the geological situation of basic intrusions cutting older units suggest the beginning of sedimentary processes at about 1.0 Ga in some areas. In other areas, however, sedimentation must have begun much later, at about 640 Ma.

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

1.1. DEFINIÇÃO DE PROPÓSITOS E ÁREA INVESTIGADA

Nas últimas décadas, a geocronologia tem assumido papel relevante no estudo da evolução tectônica de terrenos antigos de caráter policíclico. Isto se deve ao desenvolvimento de metodologias de maior valor interpretativo e à instalação de laboratórios sofisticados de medidas isotópicas. Em nosso território, o emprego da geocronologia como acompanhamento aos trabalhos básicos de levantamento geológico regional tornou-se rotina nos anos setenta servindo talvez como melhores exemplos as atividades da Secretaria de Minas do Estado da Bahia e do projeto RADAMBRASIL.

Integrando este projeto nos últimos dez anos, como responsável pelas interpretações geocronológicas, inicialmente nos mapeamentos na região amazônica e, mais tarde, ao longo do domínio oriental do país, o autor tornou-se observador privilegiado do nível de recobrimento geocronológico existente nos diversos compartimentos tectônicos da plataforma Sul-Americana, em sua parte brasileira. Como decorrência desta situação viabilizou-se a possibilidade de selecionar para tese de Doutorado uma região-modelo onde a experiência adquirida produzisse interpretações coerentes dentro de determinado contexto evolutivo, com base no emprego de algumas das principais metodologias atualmente em disponibilidade.

Os primeiros trabalhos geocronológicos do autor no domínio do Cráton do São Francisco datam do início da década de setenta, quando iniciou, como bolsista de Iniciação

Científica da Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo, FAPESP, suas atividades no Centro de Pesquisas Geocronológicas, CPGeo, do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. Mais recentemente, teve oportunidade de reavaliar especificamente o acervo de dados radiométricos da folha ao milionésimo SF-23 Rio de Janeiro para os textos do DNPM e projeto RADAM-BRASIL, bem como de participar da obtenção de datações para a folha SE-23 Belo Horizonte. Esta atividade permitiu caracterizar setores do Cráton do São Francisco, onde o conjunto de resultados isotópicos referia-se apenas ao nível de reconhecimento.

Dentre as várias áreas com tal característica destaca-se a região sudoeste mineira que integra a porção meridional da entidade cratônica, onde um estudo detalhado radiométrico deveria contribuir para o entendimento dos processos tectônicos ali desenvolvidos habilitando extrapolações para a área adjacente oriental (o chamado "Quadrilátero Ferrífero"), de reconhecida importância metalogenética e cuja complexidade geológica é, há longo tempo, mencionada na literatura.

A finalidade principal do presente trabalho é demonstrar a potencialidade dessa ferramenta interpretativa quando aplicada no contexto geológico de áreas arqueanas, e trazendo ao debate os problemas referentes à evolução tectônica. Especialmente nesse contexto, a pesquisa geocronológica assume importância relevante já que, na maioria das vezes, as relações de campo são de difícil observação pela falta de afloramentos favoráveis. O emprego do conjunto radiométrico Rb-Sr e Pb-Pb possibilita a definição dos eventos formadores de rocha sendo possível, além disso, extrapolar os padrões geocronológicos obtidos nesta área-chave para outros segmentos crustais semelhantes no interior do Cráton do São Francisco e de outras unidades tectônicas equivalentes. Com base no estabelecimento de critérios interpretativos para o conjunto K-Ar (densidade radiométrica, padrões de resfriamento, materiais analisados, etc.), considera-se também viável a delimitação da margem cratônica, relativamente às faixas móveis adjacen-

tes. Acrescente-se ainda que a determinação das idades radiométricas para o magmatismo básico intrusivo que afetou a região em vários ciclos tectonomagmáticos define as épocas principais de fraturamento da entidade geotectônica, viabilizando considerações sobre os esforços ali desenvolvidos desde o Proterozóico.

Espera-se, enfim, que o conjunto de informações decorrente deste trabalho logre auxiliar futuros levantamentos geológicos em escala maior a serem executados naquela região, ocasião em que as extrapolações a nível geológico/estratigráfico com o "Quadrilátero Ferrífero" deverão facilitar obrigatoriamente o entendimento evolutivo regional.

A área selecionada para os trabalhos (Figuras 1 e 2) localiza-se a oeste de Belo Horizonte estando incluída aproximadamente entre os meridianos 44° e 46° de longitude oeste de Greenwich e os paralelos $19^{\circ}20'$ e $21^{\circ}25'$ de latitude sul. A Figura 3 ilustra a dimensão geográfica e a toponímia da área investigada que abrange uma extensão territorial da ordem de 40.000 km^2 , dos quais mais de 70% com exposição de terrenos crystalinos. Em termos cartográficos compreende parte das seguintes folhas $1^{\circ}00' \times 1^{\circ}30'$, na escala 1:250.000:

SF 23 VB Furnas
 SF 23 VD Varginha
 SF 23 XA Divinópolis
 SF 23 XC Barbacena
 SE 23 YD Bom Despacho
 SE 23 ZC Belo Horizonte

O acesso à área é relativamente fácil tanto a partir de São Paulo como de Belo Horizonte, pela BR 381. A rede de viária existente é composta por várias rodovias federais e estaduais (Figura 3). A drenagem principal da área investigada é condicionada pelas represas de Três Marias (rio São Francisco) e Furnas (rio Grande), sendo mais expressivos os rios Paraopeba,

Fig. 1 - POSIÇÃO GEOGRÁFICA

Fig. 2 - LOCALIZAÇÃO DA ÁREA INVESTIGADA NA REGIÃO SUDESTE DO ESTADO DE MINAS GERAIS

Fig. 3 - PRINCIPAIS CIDADES, RODOVIAS E DRENAGENS

Pará, Lambari, São Jorge, Pouso Alegre, Santana, Jacaré, Grande e das Mortes.

A base geológica utilizada consiste dos trabalhos do RADAMBRASIL (Folhas SF.23 Rio de Janeiro e SE.23 Belo Horizonte, inéditas), originalmente executadas na escala 1:250.000 que aqui são apresentadas numa integração 1:1.000.000 com modificações do autor, face às interpretações e observações decorrentes dos trabalhos de campo e dados de laboratório. Análise de imagens de radar na escala 1:250.000, mapas aeromagnéticos e dados geofísicos também orientaram o produto geológico final deste texto.

A existência freqüente de pedreiras em toda a região favorece a observação geológica e viabiliza uma excelente amostragem para a geocronologia. Tornou-se possível, assim, a obtenção de isócronas Rb-Sr em rocha total de boa qualidade, a nível de afloramento, o que habilitou extrapolações para setores onde a amostragem foi escassa. Análises isotópicas de Pb foram realizadas através de amostragem complementar em setores-chave com o objetivo de auxiliar na resolução de problemas interpretativos previamente detectados. Finalmente, densa amostragem K-Ar recobrando o domínio investigado possibilitou definir as épocas do resfriamento regional principal, e de reativações tectônicas e/ou tectonotermiais posteriores.

O conjunto radiométrico processado para a síntese conta com cerca de 250 determinações, sendo que aquelas incluídas em trabalhos anteriores são aqui reavaliadas nas interpretações integradas, tendo em vista os novos resultados disponíveis.

O cronograma sintético das atividades empreendidas durante a pesquisa pode ser assim discriminado:

- levantamento bibliográfico para seleção e

análise da documentação geológica referente à região de estudo e áreas próximas.

— análise preliminar de imagens de radar na escala 1:250.000 e fotografias aéreas convencionais (1:60.000), em áreas restritas, que permitiram esboçar feições estruturais e tectônicas, de importância para o presente enfoque. Nesta fase foram avaliadas todas as informações obtidas em mapeamentos existentes na área (CPRM, IGA, RADAMBRASIL, etc.).

— trabalhos de campo segundo seções previamente determinadas, com observações de campo e amostragem para geocronologia.

— trabalhos de laboratório que consistiram em análises petrográficas e interpretação dos dados geocronológicos, à medida que estes iam sendo obtidos. O total de amostras coletadas chegou a 650 exemplares de rocha, tendo sido efetuadas cerca de 80 lâminas para apoio às interpretações das idades radiométricas.

— elaboração de mapa geológico de integração na escala 1:100.000, com base na interpretação geológica na escala 1:250.000 acima mencionada e na análise de imagens de radar e fotos; representação complementar dos dados petrográficos e geocronológicos na base geológica final.

1.2. AGRADECIMENTOS

A realização deste trabalho tornou-se viável devido às colaborações de pessoas e entidades ao longo das várias etapas do seu desenvolvimento as quais o autor manifesta sinceros agradecimentos.

Inicialmente, o autor deseja consignar ao seu orientador Prof. Dr. Umberto Giuseppe Cordani, Diretor do Centro de Pesquisas Geocronológicas, CPGeo, do Instituto de Geociências, IG, da Universidade de São Paulo, sua profunda gratidão pelas sugestões durante o transcurso deste trabalho e pelo incansável estímulo recebido. Os agradecimentos são extensivos ao Prof. Dr. Koji Kawashita, que forneceu constante apoio científico e laboratorial.

Aos colegas do projeto RADAMBRASIL, na pessoa do Diretor da Divisão de Geologia geólogo Jaime Franklin Vidal Araújo, pelo acesso às informações geológicas e documentação inéditas, e especialmente aos geólogos Luiz Machado Filho, Raimundo Montenegro Garcia de Montalvão, Eneas Góis da Fonseca e Elson Paiva de Oliveira, pela cooperação freqüente, expressamos nossos agradecimentos.

Agradecemos ao Instituto de Geociências Aplicadas, IGA, pela colaboração em termos de acesso à documentação, mapas e apoio às viagens de campo, nas pessoas de seu então Diretor, geólogo Atahualpa Valença Padilha e do geólogo Sebastião Luis Fiumari.

Agradecemos especialmente aos colegas geocronólogos do CPGeo-IG-USP, Colombo Celso Gaeta Tassinari (IG), Oswaldo Siga Jr. (RADAMBRASIL) e Miguel Ângelo Stipp Basei (IG), pela colaboração nas diferentes fases do estudo radiométrico e pelos debates profícuos na sua interpretação. Os agradecimentos são extensivos aos Profs. Drs. Johann Hans Daniel Schorsch, Thomas Rich Fairchild (IG-USP), Benjamim Bley de Brito Neves (UFPe) e ao Prof. Antônio Carlos Artur do IG-UNESP (Rio Claro) pela espontânea cooperação e discussões encetadas durante a fase final do trabalho.

Nossa gratidão aos Drs. S. Moorbath e P. N. Taylor, pela liberação dos laboratórios da Universidade de Oxford para as análises isotópicas de Pb deste trabalho, bem como pelo auxílio na interpretação dos resultados.

Somos gratos aos funcionários do CPGeo, José Elmano Gouveia, Jorge Gouveia de Almeida, Cláudio dos Santos, Helen Sonoki, Ivone Sonoki, José Roberto Medeiros, Margarida Martins, Décio Duarte Rosas, Claudio Comerlatti, Claudette Salinas e ao físico Kei Sato, pelo apoio analítico à pesquisa, e também aos estagiários do CPGeo, alunos Luís Henrique Zapparolli, Flávio Almeida da Silva e Alberto Gomes Vieira, pela colaboração prestada.

O autor agradece à Sra. Rosi Carvalho Lemos, do IG-USP, pelo cuidadoso trabalho datilográfico e montagem do texto, e à equipe de desenho desse Instituto, Stas. Itacy Kroehne, Teônia de Abreu Ferreira e Sr. Paulo Cesar Oliveira Santos. Ao setor gráfico, chefiado pelo Sr. Jayme Alves da Silva e aos Srs. Cláudio Hopp e Paulo Diakov, do setor de laminação, agradecemos pela cooperação recebida.

Somos gratos ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico, CNPq, cujo apoio através do projeto "A evolução geotectônica da parte meridional do Cráton do São Francisco" (processo nº 40.1250/83) contribuiu para a execução das etapas de campo, e também ao convênio CNPq/British Council (processo nº 1.08.10.012/82), que possibilitou intercâmbio científico com a Universidade de Oxford, para a execução de análises isotópicas de Pb.

Por fim, o agradecimento profundo à filha Maria Paula e à esposa Catarina, cuja compreensão constante possibilitou o desenvolvimento deste trabalho.

1.3. MÉTODO E TRABALHO E TERMINOLOGIA

O conjunto de determinações radiométricas foi efetuado em grande parte no Centro de Pesquisas Geocronológicas,

CPGeo, da Universidade de São Paulo, utilizando-se dos métodos K-Ar e Rb-Sr. Análises espectrométricas Rb-Sr, a partir de conjunto pré-selecionado de amostras, foram também obtidas no laboratório do Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas (NCGG) da Universidade Federal do Pará.

Em termos de coleta para processamento geocronológico, foram obtidas várias amostras por afloramento (com peso de 1 a 2 kg cada), que não apresentavam alteração à vista desarmada. Selecionaram-se amostras de granulação milimétrica seguindo-se, na coleta, ordem numérica para controle entre as várias fases (magmáticas/metamórficas) observadas no afloramento e letras para as respectivas variações entre as fases de coloração, granulometria, etc.

A preparação das amostras seguiu a rotina dos laboratórios do CPGeo, com britagem e quarteação dos exemplares, e posterior pulverização. Os concentrados minerais nas granulações 60/100 mesh e 100/150 mesh, foram obtidos através de separação magnética em aparelho Frantz, com emprego eventual de Bromofórmio e de placa vibratória. Algumas amostras contudo, pela impossibilidade de separação de determinado mineral, foram analisadas em rocha total, na granulação 35-60 mesh.

Alternativamente, alguns grupos amostrais provenientes de afloramentos-chave foram também analisados pelo método Pb-Pb em rocha total, nos laboratórios da Universidade de Oxford.

A terminologia utilizada para os conjuntos de idade Rb-Sr obedeceram basicamente a três tipos de modelos interpretativos, com base no número de datações existente por domínio geográfico, comportamento analítico (distribuição) dos pontos nos diagramas e no nível de conhecimento geocronológico das áreas adjacentes:

- "Diagramas isocrônicos" de elevada confiabilidade analítica, produtos de amostragem a nível de afloramentos e que definem a época de eventos formadores de rocha;

- "Diagramas ou Isócronas de Referência", agrupando amostras de afloramentos próximos, constituídos por diferentes tipos de rochas e cujas relações geológicas são de difícil caracterização. Nesses casos, apesar da possibilidade das amostras não serem rigorosamente cogenéticas, a interpretação é passível de indicar a idade aproximada de eventos geologicamente significativos. Aceitando-se, desse modo, uma relativa falta de precisão na determinação do valor dessa idade e da relação Sr^{87}/Sr^{86} inicial;

- "Diagramas Rb-Sr", nos casos em que os dados mostraram espalhamento em excesso dos pontos analíticos. A linha isocrônica média construída está sujeita a uma certa incerteza, face à subjetividade das interpretações permitindo, todavia, a correlação com áreas adjacentes melhor definidas geocronologicamente.

Finalmente, nos casos em que as relações isotópicas das amostras do afloramento mostraram-se desfavoráveis para a construção de isócronas, optou-se pela interpretação da idade aparente Rb-Sr em amostras portadoras de elevada relação Rb^{87}/Sr^{86} , com o objetivo de reduzir a influência da relação Sr^{87}/Sr^{86} inicial assumida nos cálculos de idade.

Tendo-se em vista que os tipos petrográficos presentes na área em estudo são consideravelmente distintos quer estrutural-texturalmente quer mineralogicamente, foi necessário apoiar-se em vários sistemas de classificação. Para a descrição das texturas e estruturas das rochas metamórficas utilizaram-se as proposições de WINKLER (1976), SPRY (1974) e, em parte, as citadas em HIGGINS (1971). Com referência à classificação mineralógico-textural das rochas ígneas, bem como à minera

lógica para as rochas metamórficas de alto grau foram adotadas as normas propostas pela I.U.G.S., relatadas em STRECKEISEN (1976). Macroscopicamente, nos casos de descrição e caracterização de migmatitos foi utilizada a classificação de MEHNERT (1968).

ANÁLISES K-Ar

Os dados obtidos acham-se relacionados no Apêndice 1. A listagem das idades foi ordenada da mais velha para a mais nova seguindo a mesma filosofia a ser empregada na discussão do capítulo geocronológico. Tal cronologia apenas não foi aplicada nos casos de datações em duplicata ou quando efetuadas em minerais diferentes de mesma rocha, as quais foram relacionadas logo abaixo da idade mais velha com vistas a facilitar a comparação dos resultados.

As análises radiométricas em minerais e em rocha total foram efetuadas segundo técnicas descritas por AMARAL et alii (1966), com pequenas modificações. As dosagens de potássio foram feitas através de análises em duplicata por fotometria de chama, em aparelho Micronal modelo B 262.

As extrações de argônio foram processadas em unidade de ultra-alto vácuo com pressões da ordem de 2×10^{-7} mmHg ou inferiores. As análises de argônio, por diluição isotópica, foram executadas em espectrômetro de massa de fonte gasosa Nuclide, tipo Reynolds, empregando-se como referencial alíquotas de argônio 38 puro em quantidades mensuráveis, da ordem de 1×10^{-5} ccSTP.

A reprodutibilidade analítica para o método K-Ar é da ordem de 2 a 3%, com base em repetições de standards interlaboratórios. Para o presente trabalho, reanálises de biotitas das amostras WT 17 e APWT 30, além do anfibólio da amostra APWT 14, indicaram resultados concordantes (ver Apêndice 1). As precisões das análises de K e Ar condicionam-se ao respectivo ex

ro individual, produto de incerteza experimental nas medidas de K e quantidade de $\text{Ar}^{40}_{\text{atm}}$. As constantes utilizadas nos cálculos de idades seguiram as normas propostas por STEIGER e JÄGER (1977):

$$\lambda_{K_{\beta^-}}^{40} = 4,962 \times 10^{-10} \text{ anos}^{-1}$$

$$K_{\text{tot}}^{40} = 0,581 \times 10^{-10} \text{ anos}^{-1}$$

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

$$K^{40} = 0,01167\% \quad K_{\text{tot}}$$

ANÁLISES Rb-Sr

A maioria das datações do conjunto radiométrico é referente a esta metodologia, estando os resultados listados no Apêndice 2. Nesse caso, procedeu-se a uma ordenação dos resultados, com base nas idades obtidas preferencialmente nos diagramas isocrônicos, aqui discutidos também de forma cronológica. Os casos de idades modelo são apresentados na parte final do Apêndice 2.

O selecionamento das amostras para datação foi realizado com base em análises semi-quantitativas de rubídio e estrôncio total, por fluorescência de Raios X utilizando-se de um tubo Philips de Mo (tendo-se como referência os padrões internacionais DTS-1, PCC-1 e GSP-1). Nas amostras escolhidas, foram efetuadas

das análises quantitativas, com correções específicas de back-ground, baseadas no efeito Compton de Mo. Para valores entre 50 e 500 ppm, o erro estimado para as dosagens é da ordem de 2%. Nas amostras datadas, cujos teores de Rb^{tot} e Sr^{tot} medidos ao RX revelaram-se fora desse intervalo, foram determinadas medidas por diluição isotópica (utilizando-se traçadores enriquecidos em Rb^{87} e Sr^{84}), segundo técnicas descritas em KAWASHITA (1972).

As análises espectrométricas Rb-Sr, no CPGeo, foram obtidas em aparelho Varian Mat tipo TH-5, de fonte sólida, com sistema de aquisição e processamento automático das correntes iônicas, mediante um microcomputador HP 9825B, acoplado "on line" ao mesmo (KAWASHITA et alii, 1983). Na estratégia de análise, em geral 10 grupos de 6 a 8 ciclos são efetuados com uma corrente aproximada de 8×10^{-11} amperes; para a média de cada grupo é utilizado um critério de rejeição ao nível de $1,5 \sigma$. No cálculo da média final (média aritmética simples do grupo) o critério de rejeição é também ao nível de $1,5 \sigma$, porém efetuado em duas etapas, sendo o último designado de refinamento. Para o traçado das isócronas foi adotado o desvio padrão (SD) clássico, em média $0,5^{0/00}$, conforme usualmente utilizado em muitos laboratórios.

Em Belém, nos laboratórios do NCGG as análises foram processadas em espectrômetro de massa VG-ISOMASS 54E, de fonte sólida, acoplado "on line" a computador HP 9845A. Seu sistema de focalização automática permite a análise de até 6 amostras de cada vez. A estratégia típica de análise isotópica é semelhante ao procedimento empregado no CPGeo. As diferenças são quanto ao número de ciclos em cada grupo ("run"), que são fixados em número de 12. As razões normalizadas são médias ponderadas de vários grupos, em geral também pré-fixados, e que para a maioria das amostras foram em número de 9. Em cada grupo utilizou-se critério de rejeição a nível de $2,5 \sigma$. Os erros nas razões normalizadas são erros médios das médias, multiplicados por um fator que é função da dispersão das diversas médias de cada grupo relativamente à média final.

Todos os valores da razão $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ obtidos foram normalizados para a relação $\text{Sr}^{86}/\text{Sr}^{88} = 0,1194$. As demais constantes utilizadas nos cálculos foram (STEIGER e JÄGER, 1977):

$$\lambda_{\text{Rb}} = 1,42 \times 10^{-11} \text{ anos}^{-1}$$

$$(\text{Rb}^{85}/\text{Rb}^{87})_{\text{N}} = 2,5076 \pm 0,0037$$

A reprodutibilidade analítica das datações Rb-Sr em rocha total no CPGeo foi ilustrada para o presente trabalho através de reanálise isotópica de Sr das amostras WT 26.2, WT 19.1, WT 19.5 e WT 17C que indicaram resultados semelhantes, conforme pode ser observado na Tabela 1, a seguir.

Tabela 1 - Reprodutibilidade analítica Rb-Sr, no CPGeo, em amostras da área investigada

Nº LAB.	Nº CAMPO	$(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_{\text{n}}$
5019	WT 26.2	0,8441±0,0015
5155(rep.)	WT 26.2	0,8407±0,0013
5006	WT 19.1	1,2166±0,0009
5154(rep.)	WT 19.1	1,2189±0,0018
4994	WT 19.5	1,0703±0,0018
5153(rep.)	WT 19.5	1,0728±0,0017
4992	WT 17.C	0,7694±0,0005
5152(rep.)	WT 17.C	0,7665±0,0010

ANÁLISES Pb-Pb

As análises isotópicas por este método foram processadas no laboratório do Departamento de Geologia e Mineralogia da Universidade de Oxford, U.K., sendo em número de 16. Utilizou-se o método de eletrodeposição dupla, descrito por ARDEN e GALE (1974), com posterior deposição amostral em monofilamento de Rênio, empregando-se H_3PO_4 e sílica gel.

As medidas isotópicas de Pb foram obtidas em espectrômetro automatizado, de fonte sólida, VG-ISOMASS 54E. Os métodos de representação gráfica e interpretação dos dados Pb-Pb, bem como os cálculos de parâmetros-modelo acham-se descritos em TAYLOR et alii (1980). Os dados analíticos obtidos acham-se relacionados no Apêndice 3.

CAPÍTULO 2

COMPARTIMENTAÇÃO TECTÔNICA

Em termos geotectônicos a região meridional do estado de Minas Gerais, numa aproximação genérica, pode ser compartimentada em termos de três unidades maiores (Figura 4):

- A porção sul do Cráton do São Francisco, entidade cuja estabilização tectônica é anterior ao ciclo Brasília no e que constitui tema principal desta tese de Doutorado.

- A faixa "Araxá-Canastra", que contorna a sul e sudoeste a massa cratônica rumo ao estado de Goiás e cujas unidades estratigráficas tiveram evolução estrutural complexa.

- o cinturão Ribeira (a sudeste), de evolução proterozóica superior e cujo desenvolvimento atingiu grande parte da região oriental (sudeste) da plataforma Sul-Americana.

2.1. CRÁTON DO SÃO FRANCISCO

O Cráton do São Francisco localiza-se geograficamente na porção centro-oriental da plataforma, tendo sua delimitação sido proposta por ALMEIDA (1977). Os limites atualmente estipulados referem-se às unidades afetadas pela tectogênese brasíliana; faixas Brasília (a oeste), "Araxá-Canastra" (a sudoeste), Ribeira (a sul-sudeste), Riacho do Pontal e Rio Preto (a noroeste) e Sergipana (a nordeste).

I - Embasamento cratônico (I); 2 - Máfiços Guaxupé (II) e Goiás (III); 3 - Faixa de dobramentos Uruaçu (U), e "Araxá-Canastra" (AC); 4 - Cinturões móveis: Ribeira (IV) e Brasília (V); 5 - Cobertura plataformar brasileira; 6 - Coberturas fanerozoicas

Fig. 4 - ESBOÇO TECTÔNICO DE PARTE DA PLATAFORMA SUL-AMERICANA

Na Figura 5 pode ser observado que o embasamento (de idade arqueana e proterozóica inferior) acha-se exposto em duas áreas principais: no centro-leste do Estado da Bahia, e na extremidade meridional cratônica, especialmente de Belo Horizonte para sudoeste, no Estado de Minas Gerais. Em ambas as áreas, genericamente, podem ser individualizados três tipos de terrenos geológicos (CORDANI e BRITO NEVES, 1982): terrenos "granito-greenstone" arqueanos, como os de Brumado-Anajé (BA) e da área do Grupo Nova Lima no Quadrilátero Ferrífero (MG); cinturões supracrustais do Proterozóico Inferior como, por exemplo, as seqüências de Jacobina, Serrinha e Contendas-Mirante (BA) e o Supergrupo Minas (em MG); terrenos de médio e alto grau metamórfico granitizados intensamente no Proterozóico Inferior, com preservação de fragmentos antigos de composição granulítica, tipificados pelos complexos de Jequié-Mutuipe e Santa Isabel (na BA). Ocorrências de rochas granulíticas de idade arqueana são constatadas pontualmente na parte meridional cratônica (imediações de Desterro de Entre-Rios, Oliveira, etc.), por vezes caracterizando domínios expressivos como na região de Cana Verde.

As rochas do Supergrupo Espinhaço (BRUNI et alii, 1976) repousam em discordância sobre o embasamento (Figura 5); constituem um sistema dobrado e falhado de natureza intracratônica, do Proterozóico Médio, cujos "trends" estruturais mostram-se lineares (NS, NNW-SSE). O sistema de dobramentos se caracteriza por ciclicidade de sedimentação, com predomínio de litologias psamíticas e pelíticas. A presença de conglomerados é recorrente da base ao topo da unidade sendo que em sua porção basal ocorreu contribuição vulcânica de caráter ácido. Na Bahia, a parte superior das seqüências clásticas do Supergrupo Espinhaço transgride para leste sobre os terrenos de alto grau metamórfico, configurando uma unidade morfológica e litoestratigráfica, o chamado Grupo Chapada Diamantina, que corresponde a uma cobertura de plataforma moderadamente dobrada.

Grande parte do Cráton do São Francisco, to

Fig. 5- ESKOÇO GEOLÓGICO DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO
E PARTE SETENTRIONAL DA FAIXA RIBEIRA
(Cordani e Brito Neves, 1982-modificado)

davia, é coberta pelas rochas sedimentares dos Grupos Bambuí e Una (Figuras 4 e 5), que se encontram, em geral, fracamente dobrados e com brando metamorfismo, especialmente em setores marginais. Na parte meridional do Cráton, o Grupo Bambuí apresenta-se afetado por importante tectônica de empurrão que causou o seu recobrimento pelas seqüências do Supergrupo Espinhaço e do Grupo Macaúbas a leste. Esta sucessão de falhamentos inversos, dispostos meridianamente, foi tomada por ALMEIDA (1977) para definição da própria margem leste da unidade geotectônica, em relação ao cinturão móvel Ribeira. Já na parte oeste, o limite cratônico convencional é dado pelo sistema de falhamentos inversos, desde Goiás até Minas Gerais, que separam as estruturas do Cráton (Bambuí estável) das que compõem os dobramentos holomórficos da faixa Brasília (Figura 4). Posteriormente, ALMEIDA (1981), com base em novas informações geofísicas e geológicas, revisou aquele limite originalmente proposto situando-o mais a oeste, ao longo de importante conjunto de falhas inversas que atingem a região de Unaí, Paracatu e Vazante.

2.2. FAIXA "ARAXÁ-CANASTRA"

A faixa "Araxá-Canastra" (designação informal) estende-se do triângulo mineiro ao estado de Goiás (Figura 6), tendo sido originalmente identificada por ALMEIDA (1968) que reconheceu ao longo do domínio as clássicas estruturas "Araxaídes" (EBERT, 1971, 1984). Sua discussão tem sido apresentada em várias sínteses na literatura geológica recente (ver, por exemplo, SCHOBENHAUS FILHO et alii, 1975; FUCK e MARINI, 1981; MARINI et alii, 1984), sob a denominação integrada de faixa Uruaçu.

A faixa de dobramentos Uruaçu (Figura 4) apresenta limites ocidental e oriental transicionais, ambos pouco definidos. FUCK e MARINI (1979) dividiram-na em dois segmentos

Fig. 6 - PRINCIPAIS UNIDADES DA FAIXA "ARAXÁ-CANASTRA" E DO DOMÍNIO OCIDENTAL DE MINAS GERAIS

com características estratigráficas, magmáticas e tectônicas distintas, separados entre si pela chamada inflexão de Pirineus. A designação informal "Araxá-Canastra", presentemente adotada para a faixa de dobramentos desenvolvida a sul dos falhamentos de Pirineus, é devida às claras distinções entre os dois segmentos individualizados por FUCK e MARINI (op. cit.), que implicam em ambiente geotectônico diversificado, e também pelo fato da localidade de Uruaçu que empresta o nome à faixa dobrada, situar-se a oeste da inflexão de Pirineus.

O domínio de interesse, no presente caso, estende-se de forma descontínua desde a inflexão mencionada até a região da represa de Furnas, com direção predominantemente NW-SE (Figura 6). Constata-se, grosseiramente, um estreitamento da faixa "Araxá-Canastra" para sudeste, entre o extremo sul do Cráton do São Francisco e o maciço de Guaxupé (ALMEIDA et alii, 1976). No conjunto de unidades, o cinturão exibe uma clara polaridade tectônica, com falhas de empurrão de grande escala, e com vergência geral de oeste para leste, rumo ao Cráton do São Francisco.

A vasta área relativa à faixa metassedimentar e seu embasamento é ocupada significativamente por rochas metamórficas enquadradas nos Grupos Araxá e Canastra (Figura 6). ALMEIDA (1967), reunindo todos os conhecimentos sobre a área, definiu o Grupo Canastra e duas formações nele incluídas. Esses metassedimentos exibem nítida polaridade metamórfica, pois no domínio das litologias do Grupo Canastra predomina a facies metamórfica de grau baixo, ao passo que a sudoeste, onde se expõem as rochas do Grupo Araxá, o grau metamórfico é maior.

Trabalhos recentes de cartografia geológica, revivendo resultados anteriores (ver, por exemplo, EBERT, 1955, 1956, 1984), propõem a correlação entre os Grupos Araxá e Canastra. FUCK e MARINI (1981) admitem, inclusive, que os Grupos Serra da Mesa, Araxá, Natividade e Canastra constituem unidades homotaxiais do Grupo Araxá. Segundo TEIXEIRA e DANNI

(1978) o Grupo Canastra representaria a sedimentação de topo de um mesmo ciclo em cuja base estaria o Grupo Araxá. Entretanto, concepção distinta é defendida por BRAUN e BAPTISTA (1978) que advogam ter o Grupo Canastra posição basal em relação aos micaxistos Araxá. Equivalências também têm sido sugeridas com unidades relativas à faixa Ribeira, na parte oriental do Cráton, com os Grupos São João Del Rei, Carrancas e Andrelândia (EBERT, 1994, MACHADO FILHO et alii, 1984, entre outros). Estudos detalhados e contínuos deverão dar as respostas definitivas em termos de correlações regionais.

O embasamento da faixa "Araxá-Canastra" expõe-se em várias áreas sendo constituído predominantemente por rochas granito-gnáissicas, que localmente alojam "greenstone-belts" (Figura 6), como os de Piumhi (BIONDI e SCHRANK, 1980; FRITZONS Jr. et alii, 1980) e Fortaleza de Minas (TEIXEIRA, 1978); TEIXEIRA e DANNI, 1979a, b). Em termos geocronológicos, apenas o Complexo Piumhi está sendo objeto de estudos com dois resultados preliminares Sm-Nd indicando idade proterozóica inferior (JAHN e SCHRANK, 1983). Entretanto, análises adicionais, atualmente em processamento, têm revelado idades arqueanas (CORDANI, inf. verbal). Com referência ao "greenstone" de Fortaleza de Minas, sua posição estratigráfica no Arqueano é sugerida por datações isocrônicas Rb-Sr disponíveis para os migmatitos encaixantes (WERNICK et alii, 1981).

Na extremidade sudeste da faixa dobrada o embasamento tem recebido a denominação de Complexo Campos Gerais (CAVALCANTE et alii, 1979), que corresponde a um conjunto litológico heterogêneo composto por rochas gnáissicas, micaxistos, quartzitos, milonito-gnaisses, filonitos, granitóides, metabasitos e calcissilicatadas, cuja evolução complexa e policíclica dificulta o equacionamento das relações com as unidades adjacentes. Esforços compressivos combinados com grandes falhamentos que causaram deslocamentos horizontais, são os responsáveis pela arquitetura de blocos com complexa geometria, bem como pela individualização de importantes faixas cataclásticas.

Os dados radiométricos Rb-Sr e K-Ar existentes para o embasamento neste setor meridional e também em afloramentos internos aos metassedimentos Canastra demonstram um caráter evolutivo policíclico, com as idades referindo-se ao Transamazônico, Uruaçuano e Brasileiro (CORREIA et alii, 1982; CAVALCANTE et alii, op. cit.; PEREIRA et alii, 1984).

2.3. CINTURÃO RIBEIRA

O Cinturão Ribeira (ALMEIDA et alii, 1973) desenvolveu-se no Proterozóico Superior (ciclo Brasileiro) ao longo da faixa costeira atlântica (Figuras 4 e 5). Trata-se de unidade geotectônica instalada sobre um substrato mais antigo, que inclui rochas metamórficas das facies anfibolito e granulito, de idades variáveis. Essas porções de embasamento expõem-se, por exemplo, na região de Gouveia (embasamento "pré-Minas"), na região de Diamantina (supracrustais Espinhaço), ou no setor leste do próprio Quadrilátero Ferrífero, onde ocorrem o Supergrupo Minas e seus equivalentes de leste (áreas de Itabira e Conceição do Mato Dentro).

O cinturão metamórfico, no contexto estrutural, exhibe vergência e polaridade metamórfica voltada para o Cráton do São Francisco. De modo geral, as rochas mostram-se diversamente afetadas pelo metamorfismo regional, que cresce desde a facies xisto verde, nas regiões próximas do Espinhaço, até anfibolito nas regiões dos baixos cursos dos rios Jequitinhonha, Araguaia e Pardo. Importante tectônica de empurrão é registrada na parte meridional do Cráton que causou o recobrimento da cobertura Bambuí pelas rochas do Supergrupo Espinhaço. Já a articulação estrutural na região a sul do Quadrilátero (Figura 4) mostra quadro complexo porém, no geral, as estruturas brasileiras da faixa Ribeira (de direção NE-SW) impõem-se sobre aquelas da faixa

"Araxá-Canastra" (direções NW-SE). Quanto ao aspecto geocronológico, o quadro nesse domínio também é coerentemente policíclico, com as idades (em rochas dos Grupos Andrelândia e São João Del Rei) indicando valores uruaquanos e brasileiros, conforme as pesquisas atualmente em andamento no CPGeo.

O domínio aqui considerado para o cinturão Ribeira inclui as extensões da chamada faixa Araçuaí (ver, por exemplo, SIGA Jr. et alii, 1982) que representaria, neste contexto, o seu ambiente epizonal através das exposições do Grupo Macaúbas (seqüências de xistos, filitos e siltitos, quartzitos e metagrauwacas conglomeráticas), possivelmente correlacionadas ao Grupo São João Del Rei, na região sudeste do estado de Minas Gerais.

CAPÍTULO 3

CONTEXTO GEOLÓGICO

Geologicamente, a região melhor conhecida é aquela relativa ao Quadrilátero Ferrífero onde os estudos estratigráficos e estruturais atingiram adiantado grau de conhecimento (DORR, 1969; HERZ, 1970, 1978; PFLUG e RENGGER 1973; SCHORSCHER et alii, 1982; LADEIRA e ROESER, 1983). A base de todos os mapeamentos efetuados foi o critério litoestratigráfico que pretendeu distinguir entre as rochas granito-gnâissicas uma unidade arqueana ("Rio das Velhas") e duas unidades algonqueanas, denominadas "Minas" e "Itacolomi". Ao mesmo tempo, as seqüências metassedimentares foram interpretadas como tendo sido formadas em ambientes de sedimentação análogos aos dos geossinclinais fanerozóicos (ver, por exemplo, DORR, op. cit.). Entretanto, a aplicação de modelos alternativos para a evolução do Quadrilátero Ferrífero tem sido aventada (CORDANI et alii, 1980).

Rumo a oeste, os conhecimentos geológicos possuem caráter regional, o que impede considerações detalhadas. A reconstituição estratigráfica neste domínio litológico, de metamorfismo predominantemente na facies anfíbolito, onde se reconhece uma evolução policíclica, tem sido problemática face ao nível deficiente de conhecimento dos diversos eventos ali desenvolvidos aliado à falta de suporte geológico em escala mais confiável.

Com o objetivo de fornecer ao leitor uma visão aproximada do quadro geológico são feitas, a seguir, algumas considerações sobre os principais trabalhos existentes, com ênfase no tratamento do embasamento cristalino que representa a temática principal deste trabalho.

3.1. TRABALHOS ANTERIORES

Em termos históricos, a denominação "Série Barbacena" foi empregada, pela primeira vez, em trabalho de BARBOSA (1954) ao estudar os terrenos antigos expostos nas regiões adjacentes ao Quadrilátero Ferrífero, considerados como embasamento do Supergrupo Minas. Nesse contexto litológico foi incluído o vasto conjunto de xistos associados com intrusivas básicas e ultrabásicas, além de rochas manganíferas e calcários que sofreram granitização e migmatização em escala variável. Redefinições da unidade foram propostas por EBERT (1955, 1956), adotando um desmembramento em conjuntos neo-algónqueano e arqueano ("Formações" Lafaiete e Barbacena) e, posteriormente, PIRES (1977), este agrupando ao chamado "Grupo" Barbacena a "Formação" Lafaiete de Ebert e a "série" Rio das Velhas de DORR et alii (1957).

Especificamente para a região a oeste e sul do Quadrilátero Ferrífero, diversos trabalhos vinculados a programas de reconhecimento regional foram desenvolvidos a partir da década de setenta, destacando-se, nesse sentido, os projetos Três Marias (MENEZES FILHO et alii, 1977), Mantiqueira - Furnas (SILVA et alii, 1978) e Sapucaí (CAVALCANTE et alii, 1979). Tais mapeamentos executados pelo convênio DNPM/CPRM na escala 1:250.000 não detalharam, via de regra, o quadro geológico específico do chamado complexo gnáissico-migmatítico. Apenas no caso do projeto Sapucaí o enfoque elaborado por CAVALCANTE et alii (op. cit.) para a unidade basal mostrou-se interessante para a área investigada, possibilitando comparações a partir das descrições efetuadas para o chamado Complexo Lavras (Associação B1), incluído na Associação Barbacena, que agrupa essencialmente rochas granulíticas e gnaisses da área a norte de Nepomuceno. Todavia, o projeto Sapucaí abrange pequena porção do domínio geográfico ora discutido o que, de certa forma, restringiu sua utilização.

Em 1978, foram publicados o mapa tectônico de Minas Gerais, na escala 1:1.500.000 (COSTA, 1978) e também duas

cartas geológicas 1:500.000 (Folhas Montes Claros e Belo Horizonte), estas executadas pelo IGA/SECT (Instituto de Geociências Aplicadas /Secretaria de Estado de Ciência e Tecnologia) (MINAS GERAIS, 1978a, b). No produto geológico (sem texto explicativo) apenas a carta Belo Horizonte inclui setores da área investigada, fornecendo visão regional da distribuição das unidades geológicas. Novamente o embasamento (denominado de granito - gnáissico indiferenciado) não mostra cartograficamente nuances, diferenças litológicas e demais informações que permitissem eventuais comparações em termos da área selecionada para os trabalhos.

Dando continuidade ao programa de levantamentos geológicos na escala básica foram publicadas as Folhas ao milionésimo SF-23 Rio de Janeiro (texto explicativo e mapa) - FONSECA et alii (1979) e SE-23 Belo Horizonte (somente mapa) - SILVA et alii (1978). De maneira geral, o termo Grupo Barbacena em globa, na área de interesse ao autor, todas as rochas anteriormente incluídas na série Barbacena (ver, por exemplo, EBERT, 1958, 1963), independentemente do fato de que outros conjuntos (tais como as seqüências supracrustais arqueanas) possam ser correlacionadas ou façam parte do mesmo ciclo Barbacena (FONSECA et alii, op. cit.). Segundo os autores (op. cit.), as variações litológicas maiores do conjunto ("excluindo-se a parte ou facies metassedimentar do Barbacena"), vinculam-se a variações de xistosidade, gnaissificação e migmatização das rochas originais. Para as unidades litoestratigráficas fundamentais da parte sul do Cráton do São Francisco (e no caso do embasamento cristalino) foi adotada a denominação de Grupo Barbacena Indiviso (Folha SF-23 Rio de Janeiro), para agrupar "conjunto de migmatitos com paleossoma básico ou gnáissicos e gnaisses diversos, rochas granulíticas, xistos e rochas gabróicas, além de rochas de composição granítica (sensu latu) em parte migmatizadas, e rochas migmatíticas".

Em 1982, a Secretaria de Ciência e Tecnologia, através da Fundação Centro Tecnológico de Minas Gerais - CETEC - publicou um mapa geológico do Estado de Minas Gerais (sem

texto explicativo) na escala 1:1.000.000 (ARAÚJO et alii, 1982), estabelecendo, com base em compilação de trabalhos pré-existent, novo esboço das entidades geológicas. Entretanto, para efeito de utilização no presente trabalho as informações são, uma vez mais, de pouca utilidade.

Especificamente para o setor marginal sul do Cráton do São Francisco, recentemente foi elaborada integração (1:500.000) de mapeamentos da U.F.R.J. (TROW et alii, 1983), que apresenta o estágio de conhecimentos alcançado na geologia estrutural da região entre São João del Rei, Lavras, Lambari e Andreândia. O trabalho mostra as linhas gerais da região admitindo uma correlação entre os Grupos São João Del Rei, Carrancas e Andreândia, e define, adicionalmente, a estruturação física das faixas metassedimentares marginais ao Cráton do São Francisco.

Durante o II Simpósio de Geologia de Minas Gerais realizado em Belo Horizonte, novas contribuições para a área investigada foram apresentadas sobre a geologia do sul do estado de Minas Gerais (HEILBRON, 1983; QUÉMÉNEUR e BARAUD, 1983; RIBEIRO, 1983; TROW, 1983). Trata-se de trabalhos, via de regra, na escala 1:50.000 que fornecem detalhes sobre a distribuição espacial das unidades geológicas estudadas.

Mais recentemente, o projeto RADAMBRASIL concluiu os trabalhos de integração geológica das Folhas SF-23 Rio de Janeiro e SE-23 Belo Horizonte, ambas em vias de publicação. Nesses trabalhos foram individualizados para o embasamento cristalino dois complexos maiores, denominados de Divinópolis e Barbacena (MACHADO FILHO et alii, 1984; PEREIRA et alii, 1984). O primeiro complexo corresponde a um conjunto de granitóides ("diatexitos") de composição predominantemente granítica e granodiorítica, tipicamente exposto nas proximidades da cidade homônima. Seu contato com as litologias do complexo Barbacena seria gradual, através do aumento de enclaves metaultrabásicos que

conferem à rocha aspecto de metatexito. Segundo MACHADO FILHO et alii (op. cit.), estes metatexitos apresentam estruturas predominantemente estromáticas, com paleossomas xistosos básicos e ultrabásicos, além de neossomas granodioríticos e graníticos. Rochas charnockíticas, anfibolíticas e gnaisses facoidais, aflorantes em áreas restritas, também foram incluídos no chamado complexo Barbacena.

Finalmente, nesta breve sùmula da evolução dos conhecimentos geológicos da área investigada, registre-se o programa de mapeamento das Folhas 1:50.000 do estado de Minas Gerais, ora em execução pelo Instituto de Geociências Aplicadas - IGA. Quatro Folhas (Esmeraldas, Cachoeira dos Macacos, Contagem e Belo Horizonte) foram publicadas recentemente (MINAS GERAIS, 1982 a, b, c, d), abrangendo pequena parte da região de interesse deste trabalho. Trata-se, no entanto, de levantamentos que não detalham a estruturação geológica, apresentando o embasamento sob a denominação "Complexo Basal Indiferenciado". A inexistência de texto explicativo acompanhando as cartas geológicas e a filosofia adotada para a apresentação espacial das unidades litostratigráficas é fator restritivo para a utilização dos mapas pelos interessados no contexto geológico do pré-Cambriano da parte sul do estado de Minas Gerais.

Em síntese, as considerações efetuadas retratam o nível atual de conhecimento da geologia da região, em parte observando-se que as subdivisões propostas possuem grande subjetividade. Isso se deve forçosamente à falta de uma base geológica em escala confiável que possibilite diferenciar efetivamente domínios litológico/composicionais para o embasamento, e também, ao próprio quadro geocronológico que, por ser deficiente, impede o estabelecimento das relações cronológicas entre tais domínios. Dessa forma, qualquer definição de relações cronoestratigráficas, especialmente para as unidades basais da área investigada, torna-se questionável nesta etapa sendo preferível, a nosso ver, um enfoque litológico.

3.2. CARACTERIZAÇÃO DAS UNIDADES

A compilação efetuada para este trabalho (Apêndice 4) revela a grande exposição dos terrenos gnáissico-migmatíticos em comparação com as demais unidades geológicas, fato que norteou basicamente a escolha da área para os objetivos propostos. Os limites geográficos aproximados, subjetivamente assumidos para os estudos, referem-se na parte ocidental e norte à cobertura Bambuí. A leste é definido pelo sinclinal da Moeda (Supergrupo Minas), sendo que ao longo da borda sul do Cráton do São Francisco é dado pela série de acidentes tectônicos que balizam rochas dos Grupos São João Del Rei, Carrancas e Andrelândia, ou pelos próprios metassedimentos em contato com o embasamento cratônico.

Os recursos minerais da área foram representados no mapa geológico (Apêndice 4) com base na reavaliação empreendida pelo projeto RADAMBRASIL (MACHADO FILHO et alii, 1984; PEREIRA et alii, 1984). Diversas jazidas, ocorrências minerais, garimpos, além de minas e garimpos abandonados são registrados nas unidades geológicas destacando-se, de maneira geral, o potencial mineral das seqüências relacionadas ao Supergrupo Rio das Velhas.

No embasamento gnáissico-migmatítico merecem destaque a mina de Cobre situada ao sul de Santo Antônio do Monte e as de Manganês e Estanho que ocorrem no setor sudeste. Nesta região, as litologias do Supergrupo Rio das Velhas contem, de maneira análoga, importantes jazidas de Manganês. Entretanto, o bem mineral mais significativo dessas supracrustais, no domínio em pauta, é a grafita cuja exploração é feita na importante jazida de Itapecerica, havendo também um grande número de ocorrências em escala regional. Cabe ainda ressaltar no âmbito da seqüência Rio das Velhas as explorações (atualmente paralisadas) de Ferro, Ouro, Níquel e Cromo efetuadas em pequena "bacia" residual localizada ao sul de Itaúna.

Com referência ao Supergrupo Minas destacam-se obrigatoriamente as jazidas de Fe (e também Mn) lavradas em diversos locais da unidade (extremidade leste do mapa geológico). Relativamente ao domínio do Grupo Canastra merecem menção as minas (abandonadas) de Mármore e Calcário da região de Boa Esperança e, quanto ao Grupo Bambuí, o seu potencial econômico vincula-se basicamente ao Calcário que é explorado a sudoeste de Arcos; uma ocorrência de Pb é também apontada na região de Pains.

O quadro geológico apresentado pela região investigada (Apêndice 4) permite claras analogias com terrenos antigos expostos em vários crátons do globo (por exemplo, Canadá, Austrália, África do Sul). Destacam-se, de imediato, as associações arqueanas descritas classicamente na literatura aqui representadas, em maior parte, pelas seqüências granito-gnáissicas de médio e alto grau metamórfico, em combinação com "greenstone belts" (Supergrupo Rio das Velhas), estes melhor expostos numa faixa no setor NE da área (região de Pitangui-Pará de Minas-Itatiaiuçu) e no Quadrilátero Ferrífero. Na parte meridional da área as supra crustais preenchem "quilhas" residuais estreitas, alongadas e descontínuas que se integram ao cenário sinuoso exibido pelas tendências estruturais adjacentes. Já no setor nordeste (região de Maravilhas-Cachoeira dos Macacos - Esmeraldas - Betim) tal configuração estaria prejudicada pelo enxame de diques e tectonismo que ali se instalaram. De outra parte, quanto à estrutura e metamorfismo dessas associações litológicas, nota-se grande complexidade, com deformação polifásica e mais de um período de metamorfismo (ver capítulo geocronológico); em decorrência emergindo um padrão dômico e elipsóide como feição peculiar desses terrenos.

Numa ilustração do aspecto estrutural acima comentado é aqui apresentada uma interpretação de imagem de radar (parte da Folha SF-23 VB-Furnas), na escala 1:250.000, na expectativa de que procedimento análogo de trabalho seja adotado futuramente para outros setores da área investigada. Na Figura 7 os terrenos gnáissico-migmatíticos (p_{gn}, gn-mig) expõem-se pela maior

LEGENDA

pEgnmig - Complexo gnáissico migmatítico

pEbsl - Formação Sete Lagoas

af - Anfibolito

pEW - Dique básico

Qa - Quaternário

Falha ou Fratura

Atitude de foliação

'Trends' estruturais

Contato definido e inferido

Fig.7 - ESBOÇO DE ESTRUTURA DÔMICA EM INTERPRETAÇÃO DE
IMAGEM DE RADAR (parte da Folha SF 23 VB - Furnas)

parte da área selecionada sendo que, no setor oeste, aparecem as extremidades da Formação Sete Lagoas (p₆ bsl), em contato com a aquele embasamento. Diques básicos anorogênicos (p₆ w) acham-se dispostos preferencialmente segundo NW. Condi^{ci}onadas às principais drenagens aparecem as coberturas quaternárias.

Entre as localidades de Itapecerica e Formida ressalta-se uma feição elipsoidal, constituída por rochas granitóides do embasamento, delimitada grosseiramente por restos de supracrustais que apresentam mergulhos convergentes para a parte central da estrutura, sendo que o seu limite sudeste é definido através de importante fraturamento de direção nordeste (Figura 7). De maneira semelhante, os terrenos gnáissico-migmatíticos adiacentes mostram certa sinuosidade nas tendências estruturais como que levando à configuração de outros núcleos ovalados em meio a um mosaico de blocos tectônicos. A observação do Apêndice 4 também revela a possibilidade da existência de estruturas semelhantes em outros setores da área investigada. É o caso, aparentemente, do "domo" de Pará de Minas que aflora em meio às supracrustais Rio das Velhas, apesar de sua menor dimensão geográfica (cerca de 50 km²) relativamente à estrutura de Formiga-Itapecerica (aproximadamente 150 km²). Entretanto, estas feições dômicas tipicamente arqueanas não guardariam necessariamente dimensões semelhantes, haja visto a estrutura dômica de Bação no Quadrilátero Ferrífero, que possui cerca de 600 km² de área. Importante de fato seria a delimitação de outros núcleos em relação aos segmentos vestigiais do Supergrupo Rio das Velhas na região investigada, embora a intensidade da erosão regional e a tectônica rúptil imposta dificultem as tentativas de melhor esclarecimento das relações entre as seqüências litológicas da parte meridional do Cráton do São Francisco.

Em termos da área estudada, várias unidades litoestratigráficas e litoestruturais podem ser identificadas na escala maior, na parte meridional do Cráton do São Francisco: 1) o embasamento cratônico composto por terrenos gnáissico-migmatif

ticos de caráter polimetamórfico e poligenético, incluindo rochas graníticas intrusivas; 2) relíquias do Supergrupo Rio das Velhas, abrangendo as lentes de "Formação Lafaiete"; 3) o Supergrupo Minas, exposto ao longo da extremidade oriental da área; 4) o Grupo Bambuí, representante da cobertura plataformal cratônica. Na Figura 8 é apresentado um esboço geológico de parte da área investigada, onde foram concentrados os estudos geocronológicos. Trata-se de um complemento aos Apêndices 4 e 5 de forma a auxiliar a leitura deste capítulo.

Finalmente, a legenda do mapa geológico (Apêndice 4) é aqui apresentada com base numa compartimentação geotectônica das unidades, de modo a destacar o ambiente cratônico (e os eventos geodinâmicos ali desenvolvidos) comparativamente aos domínios marginais das faixas móveis. Outro aspecto merecedor de destaque na legenda é a apresentação esquemática dos principais processos vinculados à evolução proterozóica superior no domínio cratônico e nos setores marginais. Assim é que no âmbito da cobertura cratônica e eventualmente em seu embasamento registram-se apenas eventos tectonotermiais acompanhados por rejuvenescimento isotópico, ao passo que nas faixas móveis o Proterozóico Superior é caracterizado por processos de deformação e metamorfismo das unidades do Proterozóico Médio e mais antigas.

Uma das principais contribuições apresentadas, face aos estudos geocronológicos empreendidos, refere-se à definição de dois complexos basais no domínio do Cráton do São Francisco (um arqueano e outro transamazônico). Aquele de geração mais jovem é representado graficamente no mapa através de simbologia própria já que persiste uma imprecisão de seus limites com o complexo arqueano. Com fundamentação nos dados radiométricos houve também a possibilidade de definição temporal do granito Porto Mendes (Proterozóico Inferior) e de, pelo menos, três fases magmáticas básicas anorogênicas proterozóicas para a área ($P\bar{C}W_{1,2,3}$). Relativamente às supracrustais arqueanas, o Complexo Piumhi (FRITZONS Jr. et alii, 1980) é tentativamente cronocorre-

Fig. 8 - ESBÔÇO GEOLÓGICO DE PARTE DA ÁREA INVESTIGADA

lacionado ao Supergrupo Rio das Velhas, apesar de não haver ainda uma definição temporal fundamentada em dados radiométricos. No contexto das faixas móveis marginais, merece destacar a posição estratigráfica no Proterozóico Inferior do Complexo Campos Gerais representando o embasamento do Grupo Canastra, este tentativamente inferido como do Proterozóico Médio (ver, por exemplo, SCHOBENHAUS FILHO et alii, 1984) com base nos registros geocronológicos disponíveis. Já o embasamento dos Grupos Andrelândia, Carrancas e São João Del Rei é aqui denominado de Complexo Barbacena (de idade arqueana), seguindo parcialmente as proposições de MACHADO FILHO et alii (1984) e FONSECA et alii (1979) para o agrupamento estratigráfico das rochas basais da região de Barbacena. Com relação àqueles metassedimentos expostos ao longo da margem sul do Cráton do São Francisco é admitida uma evolução mesoproterozóica, em que pese a possibilidade de alguma unidade (por exemplo, o Grupo São João Del Rei) ser de idade proterozóica superior.

3.2.1. COMPLEXO GNÁISSICO-MIGMATÍTICO

GENERALIDADES

* O embasamento cristalino da porção meridional do Cráton do São Francisco encontra-se melhor individualizado no domínio do Quadrilátero Ferrífero, onde foi afetado por superimposição metamórfica de baixo e médio graus. Genericamente, é composto por rochas de diferentes tipos, com predominância dos constituintes de composição granítica. Em adição, ocorrem metabásicas, mataultrabásicas, metassedimentos e básicas. *

Os constituintes litológicos do embasamento foram ali divididos em dois agrupamentos genéticos, segundo proposição de SCHORSCHER et alii (1982):

— Constituintes "primários", essencialmente gnaisses metatéticos e migmatitos anatéticos, ou seja, origi

nalmente rochas metamórficas de alto grau. Os migmatitos apresentam-se estruturados macro e microscopicamente (tipos "schlieren" e estromático são comuns). Nebulitos também aparecem com frequência. Intrusivas graníticas geradas nesta etapa são raras e quando ocorrem, formam corpos pequenos e irregulares, ou mesmo diques cortando os gnaisses e migmatitos.

- Constituintes "secundários" de baixo grau metamórfico, incluindo rochas ígneas (não metamórficas), além de rochas metassomáticas e metassedimentares. As rochas ígneas apresentam contatos tectônicos ou intrusivos com as litologias primárias, sendo caracterizadas por diques, stocks, plugs e, menos freqüentemente, por corpos irregulares. Entre os constituintes "secundários" predominam novamente as litologias graníticas, ocorrendo secundariamente diques pegmatóides. Pequenos corpos de rochas metaultramáficas, metabásicas, metassedimentares e basálticas completam a individualização proposta para o embasamento exposto naquele domínio geográfico.

Os trabalhos geológicos empreendidos nos setores ocidentais da região meridional cratônica, a oeste do Quadrilátero Ferrífero, tiveram por objetivo melhor fundamentar as interpretações geocronológicas relativas ao embasamento gnáissico-migmatítico. A unidade basal apresenta-se recoberta nos setores norte e oeste pelos sedimentos do Grupo Bambuí, através de discordância erosiva. Os contatos com o Supergrupo Rio das Velhas são ora tectônicos ora gradacionais, o mesmo ocorrendo com as seqüências supracrustais da área do Conselheiro Lafaiete. Os contatos observados entre o Supergrupo Minas e o embasamento são por meio de falhas (ver Apêndice 4).

O conjunto litológico da unidade basal constitui-se genericamente de granito-gnaisses e migmatitos complexamente arrançados, ocorrendo subordinadamente dioritos, gnaisses bandados, gnaisses facoidais, anfibolitos, rochas charnockíticas, metabasitos e ultramafitos. As rochas migmatíticas apresentam nor

malmente melanossomas xistosos, anfibolíticos ou ultrabásicos, sendo o leucossoma granodiorítico e granítico. Em adição, restos de seqüências supracrustais correlacionadas ao Supergrupo Rio das Velhas ocorrem de maneira dispersa pelo domínio em estudo.

Estruturalmente, os granitóides sugerem as pecto fluidal. A recristalização metamórfica, muitas vezes observada no quartzo e nos feldspatos, provocou maior orientação nos granitóides, especialmente nas proximidades dos grandes falhamentos NW-SE e NE-SW que seccionam a área investigada.

Finalmente, corpos plutônicos de dimensões variadas afetaram o complexo gnáissico-migmatítico em vários setores da área investigada. O maciço mais importante é o de Porto Mendes, de dimensão batolítica, que ocorre na porção sudoeste (Figura 8). Em adição, um freqüente desenvolvimento de corpos pegmatóides, além de diques básicos, estes por vezes constituindo verdadeiros enxames (nas porções setentrional e sudoeste da região em estudo), também seccionaram a unidade.

CONSIDERAÇÕES SOBRE OS DOMÍNIOS LITOLÓGICOS DA ÁREA INVESTIGADA

Nos vários perfis realizados pelo autor foram observadas algumas nuances no conjunto litológico basal, em termos de composição mineralógica e facies metamórfica. No geral, predomina a facies metamórfica anfibolito, havendo domínios ou ocorrências da facies granulito. Composicionalmente verificaram-se variações entre termos tonalíticos, granodioríticos e graníticos. Composições alcali-feldspático-graníticas foram reportadas para áreas restritas (MACHADO FILHO et alii, 1984).

Outras distinções expressivas também observadas no conjunto litológico referem-se aparentemente ao efeito diferencial da ação do tectonismo superimposto, ao menor ou maior grau de recristalização metamórfica, ou mesmo a fases de migmatização.

Rochas granulíticas básicas mostram-se em exposições subordinadas na região de Cana Verde (ao sul de Campo Belo) e Perdões (Apêndice 4), tendo sido anteriormente descritas por CAVALCANTE et alii (1979) no chamado Complexo Lavras. Em seção delgada reconhece-se uma rocha com textura granoblástica, composta por piroxênios (hipertênio mais diopsídio), hornblenda marrom, quartzo, andesina e rara biotita. Sinais de deformação tectônica são revelados por minerais microfraturados e quebrados, cristais de plagioclásio e piroxênio curvos e extinção ondulante do quartzo. A alteração comum da rocha é a uralitização retratada pelo anfibólio aparecendo nas bordas do piroxênio e ao longo de seus planos de clivagem. Por outro lado, a biotita apresenta-se comumente associada ao anfibólio.

Na região de Oliveira - Desterro de Entre Rios - Piracema foram também constatadas rochas pertencentes ao metamorfismo de alto grau. Em verdade, predominam os orto-granitóides da facies anfibolito alto, com textura granoblástica (prováveis granulitos com retrometamorfismo). Apenas subordinadamente foram constatados enderbítos. O exame microscópico desta rocha forneceu uma composição essencial, a ortopiroxênio (bronzita?), clinopiroxênio, biotita (pleocroísmo marrom-avermelhado), plagioclásio (sericitizado), quartzo e algum feldspato potássico. Zircão, granada e opacos fecham a composição da rocha. Localmente, há transformação do clinopiroxênio em biotita, esta mostrando discreta orientação.

Afora os domínios acima mencionados, tipos litológicos charnockíticos a enderbíticos expõem-se na região compreendida pelas cidades de Camacho, Candeias, Santana do Jacaré e São Francisco de Oliveira (MACHADO FILHO et alii, 1984). Trata-se de rochas de coloração cinza esverdeada, grosseiras, equigranulares, apresentando orientação incipiente com eventuais bandas centimétricas concordantes de rocha equigranular, grosseira e de coloração rósea. Corpos anfibolíticos de dimensões decimétricas aparecem comumente bem como veios pegmatóides, no domínio considerado.

Os charnockitos, ao microscópio, exibem textura granoblástica sendo compostos principalmente por grãos incolores de plagioclásio geminados segundo a lei da albita, além de grãos de microclíneo (por vezes pertítico) e grãos de quartzo. Estes mostram contatos suturados, extinção ondulante e recristalização. O plagioclásio mostra-se parcialmente transformado em sericita e carbonatos. O diopsídio é o mineral máfico dominante, com suas bordas e traços de clivagem apresentando transformação para uralita. O hiperstênio mostra-se em grãos irregulares. Em quantidades acessórias têm-se grãos de opacos, palhetas de biotita, apatita e zircão.

Litologias da facies anfibolito ocorrem de maneira generalizada na área investigada, variando essencialmente o aspecto composicional (granítico, granodiorítico, tonalítico), a saber:

- O domínio de Formiga, Santo Antônio do Monte, Itapecerica, Bom Despacho é caracterizado por biotita gnaisse de composição granítica, granulação média, coloração rósea a cinza-clara com pontuações ou níveis irregulares de máficos, apresentando-se levemente orientados. Pequenas variações deste litotipo são constatadas na bacia do rio Lambari.

As descrições microscópicas para rochas do domínio indicam, em geral, textura granoblástica com feições cataclásticas em grau variável. A mineralogia é composta por biotita, plagioclásio (às vezes com bordos microgranulados), microclíneo com pertitas e associação mimerquítica, e quartzo. Como acessórios ocorrem titanita, granada, apatita, turmalina, opacos e epidoto. O plagioclásio encontra-se algo recristalizado e parcialmente alterado para muscovita e staurolita. A biotita normalmente está bem preservada, porém pode ocorrer cloritização.

Aparentemente, as rochas de composição granítica possuem também representantes ao longo da extremidade su-

doeste da área investigada conforme as observações efetuadas na região de Boa Esperança. Com efeito, 4 km a sudoeste desta localidade, o Cocuruto do Leitão (datado através das amostras SFWT 10) e a serra homônima são formados por rochas granito-gnaissicas e subordinadamente milonitos que constituem um anticlinal com eixo horizontalizado. Ao microscópio, a rocha corresponde a um gnaisse de composição granítica com textura granoblástica, mostrando efeitos de cataclase. Mineralogicamente, é constituída por microclíneo pertítico (dominante), plagioclásio e quartzo, este com forte extinção ondulante. Entre os máficos, destaca-se o anfibólio e a biotita, o primeiro podendo transformar-se localmente para biotita. Os acessórios são alanita e pequenas agulhas de apatita. O epídoto presente é de natureza secundária.

Na região a leste de Boa Esperança (imedições de Nepomuceno) são freqüentes micaxistos e gnaisses com forte cataclase devido a falhamento ali situado. Na região de Santana da Vargem e Coqueiral as rochas encontram-se melhor preservadas aparecendo gnaisses de cor cinza, às vezes bastante quartzosos. Já no perfil Santana da Vargem - Boa Esperança os biotita gnaisses são relativamente mais escuros, também ali ocorrendo, eventualmente, passagem para unidades xistificadas cataclasticamente.

- Um domínio constituído preponderantemente de gnaisses de composição granítica e granodiorítica, (este último subordinadamente) é caracterizado para o setor nordeste da área investigada - Cachoeira dos Macacos, Esmeraldas, Pará de Minas - por vezes exibindo pronunciado tectonismo (cataclastos de Betim). Afora este domínio, rochas de composição granodiorítica distribuem-se praticamente por toda a área em estudo.

A observação das lâminas dessa suite de rochas indica uma composição essencialmente a oligoclásio (de aspecto zonado) microclíneo pertítico, quartzo e, entre os máfi-

cos, principalmente a biotita. Os acessórios comuns são a titanita, alanita, apatita e opacos. Efeitos comuns de alteração são a saussuritização dos plagioclásios, como também a cloritização das biotitas. Recristalização do quartzo e extinção ondulante também são constatadas comumente nas seções delgadas, sendo a textura granoblástica.

- O domínio Oliveira - Entre Rios de Minas - Bonfim - Contagem - Itaúna é caracterizado por rochas migmatíticas com estruturas comumente dos tipos "schlieren", "schollen", nebulítica e estromática. Ocasionalmente, ocorre maior incorporação de enclaves de metabasitos como no perfil Piedade dos Gerais até a Serra da Moeda, passando por Belo Vale. No conjunto, trata-se de domínio representado por biotita gnaisses de composição tonalítica (predominante) localmente afetados por veios quartzo-feldspáticos.

A mineralogia típica desses gnaisses é plagioclásio andesina que exhibe zoneamento, quartzo e algum microclíneo, podendo ocorrer entre os máficos, biotita e/ou anfibólito. Como acessórios, aparecem o zircão e a apatita. Os efeitos de deformação são variáveis de rocha para rocha, sendo evidenciados por geminação curvada dos plagioclásios, fraturamento e extinção ondulante do quartzo e pelas biotitas dispostas segundo fiapos.

Migmatitos estromáticos, com bandamento centimétrico, e de foliação plano axial ocorrem nas imediações de Cláudio, Campo Belo e Itumirim, aparecendo de maneira dispersa também pela área investigada. O melanossoma dessas rochas é de composição granodiorítica. Corpos lenticulares de metabasitos (anfibolitos) são comuns nos afloramentos. Os leucossomas são algo porfiroblásticos e de natureza quartzo-feldspática, com pouca biotita. Aplitos e corpos pegmatóides recortam freqüentemente os migmatitos. Entretanto, cabe notar que é ao longo da borda sul do Cráton do São Francisco que melhor está representado

o domínio de composição granodiorítica (Lavras - Itumirim - São Tiago - Resende Costa), através de expressivos corpos granitoides. Normalmente, mostram-se pouco foliados, porém na rodovia Perdões - Campo Belo tais rochas de granulação média exibem tramas bandadas com níveis cinza-esverdeados, cinza-escuros e fêlsicos (quartzo-feldspáticos).

O exame ao microscópio das rochas granitoides indica uma mineralogia simples, basicamente com plagioclásio (oligoclásio básico/andesina ácida), microclíneo geminado e quartzo, com presença eventual de biotita. Os efeitos de cataclase tais como, recristalização do quartzo, fraturamentos, duas orientações nas micas, são em grau variável em função da proximidade de grandes zonas de fraqueza.

3.2.3. SUPERGRUPO RIO DAS VELHAS

Desde as primeiras definições de BARBOSA (1954) e DORR et alii (1957), inúmeras modificações têm sido propostas, nas últimas décadas, para a unidade em pauta. Nesse sentido, cabe destacar o trabalho de GUILD (1957) que incluiu as rochas supracrustais da região de Congonhas numa seqüência inferior do Supergrupo Minas e o de KEHRER (1972) que admitiu, pela primeira vez, as rochas Rio das Velhas (região de Itabirito) como uma seqüência tipo "greenstone belt". ALMEIDA (1976) e SCHORSCHER (1976) detalharam este conceito para a unidade através de dados adicionais mantendo, todavia, a subdivisão proposta originalmente por DORR et alii (1957) e DORR (1969).

ESTRATIGRAFIA

Modernamente, uma série de trabalhos efetuados na região do Quadrilátero Ferrífero tem contribuído para o conhecimento da estratigrafia da unidade apesar de persistirem, no momento, divergências ainda quanto à subdivisão das unidades estratigráficas inferiores do Supergrupo Rio das Velhas.

SCHORSCHER (1978) descreveu komatiitos com estrutura spinifex em rochas de unidade litoestrutural da parte leste do Quadrilátero Ferrífero admitindo, ainda sem designação formal, um grupo ultramáfico inferior na série Rio das Velhas (assim redefinida como um "greenstone belt"). Os trabalhos de SCHORSCHER (1979a, b) e SCHORSCHER (1980) formalizaram o chamado Grupo Quebra Osso - ultramáfico inferior do "greenstone belt" Rio das Velhas, elevando-o à categoria de Supergrupo. Posteriormente, uma revisão com detalhamento sobre a unidade foi apresentada por SCHORSCHER et alii (1982). Nesta síntese é admitida uma divisão formal em três unidades litoestratigráficas mapeáveis no campo, a seguir discriminadas: — uma unidade basal (Grupo Quebra Osso), formada essencialmente por rochas ultrabásicas komatiíticas e subordinadamente por metassedimentos químicos ("cherts", "BIFs" e rochas básicas; — uma unidade intermediária (Grupo Nova Lima) composta essencialmente por rochas básicas-vulcânicas, vulcani-clásticas e epiclásticas. Em sua porção inferior predominam as vulcânicas básicas ocorrendo ainda derrames ultrabásicos-komatiíticos. Na parte intermediária ocorrem notadamente rochas vulcani-clásticas e epi-clásticas máficas associadas a expressivos metassedimentos químicos ("BIFs", "cherts"), ao passo que na parte superior predominam epiclásticas máficas com intercalações de sericita quartzo xistos; — e, finalmente, a unidade de topo da seqüência Rio das Velhas, de natureza epiclástica (Grupo Maquiné), constituída por quartzitos com níveis conglomeráticos, granada micaxistos e muscovita-quartzo xistos. Estes grupos corresponderiam, respectivamente, às unidades ultramáfica inferior, máfica média e clástica superior desse cinturão de rochas verdes. A Figura 9 extraída de INDA et alii (1984) esquematiza a estratigrafia simplificada do Supergrupo Rio das Velhas, na concepção de vários autores.

Por outro lado, LADEIRA (1980) estudando na região de Nova Lima o Grupo homônimo, propôs sua subdivisão informal em três unidades (unidades metavulcânica, metassedimentar química e clástica). Tais rochas encontram-se, na sua maior

CINTURÃO DE ROCHAS VERDES ("GREENSTONE BELT") RIO DAS VELHAS						SUPER-GRUPO	GRUPO	FORMAÇÃO	LITOLOGIA	AMBIENTE DEPO- SICIONAL	ESPESSURA APROX EM METROS	
MAQUINÉ						NOVA LIMA	INDIVISO	CASA FORTE	QUARTZITOS MACIÇOS E XISTOSOS, SERICÍTICOS E CLORÍTICOS COM NÍVEIS INTERCALADOS DE SERICITA E CLORITA-XISTOS E FILITOS. QUARTZITOS, EM PARTE CLORÍTICOS E SERICÍTICOS COM LENTES DE CONGLOMERADOS INTRAFORMACIONAIS MONO- E POLIMITÍ-OS (SEIXOS DE "METACHERT", BF-FÁCIES CARBONÁTICA, QUARTZO DE VEIO, QUARTZO, XISTOS, FILITOS, METAMÁFICAS E (?) METAULTRAMÁFICAS) COM PIRITAS DETRÍTICAS E ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA DE PORTE DECIMÉTRICO.	DEPÓSITOS TIPO MOLASSA	> 600	
								PALMITAL	SERICITA-QUARTZO-XISTOS E FILITOS COM MICAS VERDES (CROMÍFERAS) ÀS VÉZES GRAFITOSOS E SUBORDINADAMENTE COM PIRITA E MAGNETITA. LENTES DE QUARTZITOS E GRAUVACAS.			~ 600 A AUSENTE ~ 1400 MÁX
QUEBRA OSSO						NOVA LIMA	INDIVISO	LOCAL				
								FILITOS EM GRANDE PARTE CLORÍTICOS, CLORITA-XISTOS, SERICITA-XISTOS, METAPELITOS EM GERAL, METAGRAUVACAS MÁFICAS, METAMÁFICAS DE ORIGEM VULCÂNICA E SUB-VULCÂNICA, METAULTRAMÁFICAS, INTERCALAÇÕES DE FORMAÇÕES FERRÍFERAS (BIF TIPO "ALGOMA") DE FÁCIES CARBONÁTICA, SULFETADA, OXÍDICA E SILICÁTICA, FORMAÇÕES MANGANESEÍFERAS, "METACHERT", FERRUGINOSOS, XISTOS GRAFITOSOS, COLOMITOS, QUARTZITOS RAROS CONGLOMERADOS BINODAIS COM SEIXOS E BLOCOS DE FORMAÇÃO FERRÍFERA EM MATRIZ METAPELÍTICA. ESTRUTURAS DE DEFORMAÇÃO GRAVITACIONAL ("SLUMPING" E "SLIDING").	PREDOMINAM CONDIÇÕES DE ÁGUAS PROFUNDAS, DEPÓSITOS TIPO "FLISCH", SEDIMENTOS QUIMICOS E ATIVIDADES VULCÂNICA E PÓS-VULCÂNICA (MOROTERMAL-EXALATIVA) SUBAQUÁTICA.	> 4000		
QUEBRA OSSO						NOVA LIMA	INDIVISO	VULCANISMO ULTRAMÁFICO A MÁFICO SUBAQUÁTICO.				> 600 MÁX
								ULTRAMÁFICAS (KOMATIITOS PERIDÓTICOS) A MÁFICAS EFUSIVAS E COM TEXTURAS MACIÇAS METAMÓRFICAS (F. XISTOS VERDES MÉDIO A ANFIBOLITO INFERIOR) C/ RARAS INTERCALAÇÕES DE FORMAÇÕES FERRÍFERAS (BIF TIPO "ALGOMA") E "METACHERT". PREDOMINAM DERRAMES MACIÇOS COM DISJUNÇÃO POLIEDRAL, "GURLANDAS" DE "SPINIFEX" E BRECHAÇÃO NAS PARTES BASAL E TOPO, E LAVAS BRECHADAS OCORREM LAVAS ALMOFADADAS, "SPINIFEX" E ROCHAS ULTRAMÁFICAS PIROCLÁSTICAS E AFANÍTICAS ? EX-HIALINAS ?				
CONTATO BASAL (?) TECTÔNICO COM AS LITOLOGIAS DO COMPLEXO MIGMATITO GRANULÍTICO DE MINAS GERAIS												

Fig. 9 - Estratigrafia simplificada do Supergrupo Rio das Velhas (INDA et alii, 1984).

parte, na facies xisto-verde do metamorfismo regional, mas localmente ocorre transição para a facies anfibolito, particularmente nos litotipos das últimas duas unidades. Posteriormente, LADEIRA (1981) descreveu metavulcânicas básicas no mesmo grupo. Mais recentemente, LADEIRA e ROESER (1983) ratificaram o modelo estratigráfico previamente estabelecido na região de Nova Lima (LADEIRA, 1980) incluindo, contudo, as rochas metaultramáficas da região do Quadrilátero Ferrífero como komatiitos do Grupo Nova Lima.

Na área investigada (Figura 8), as exposições do Supergrupo Rio das Velhas são caracterizadas por segmentos irregulares dispersos, embutidos nos terrenos granito-gnáissico-migmatíticos da entidade cratônica. A unidade apresenta metamorfismo regional da facies xisto verde a anfibolito e forte deformação (dobramentos assimétricos e isoclinais) que em conjunto com o metamorfismo dinâmico, este caracterizado por milonitização das litologias adjacentes, obliteraram suas estruturas primárias.

As principais exposições da área em estudo situam-se na parte setentrional onde constituem um verdadeiro domínio geográfico (região de Pitangui - Pará de Minas - Betim - Itatiaiuçu). Entretanto, uma série de relíquias são constatadas nas regiões de Entre Rios de Minas - Passa Tempo, Morro do Ferro - São Tiago - Bom Sucesso, Itaguara - Cláudio - Carmo da Mata e nas imediações de Itapecerica, local onde os xistos grafitosos associados a filitos (Grupo Nova Lima) condicionam importantes minas de grafita.

De outra parte, vale ressaltar que, em certos locais, como na serra dos Três Irmãos ao sul de Ibiratê, na região de Carapuça ao oeste de São Tiago; a leste de Oliveira; imediatamente ao sul de Itaúna e na serra Talhada, a sudoeste de Desterro de Entre-Rios, constata-se, de modo preliminar, que os enclaves de metabasitos no complexo gnáissico-migmatítico exibem

dobramentos cuja vergência mostra-se centrípeta, sendo esta uma das características típicas de terrenos granito-gnáissicos arqueanos. Na região a oeste do Quadrilátero Ferrífero ocorre um sem número de testemunhos de rochas referíveis à unidade inferior do Supergrupo Rio das Velhas, que tradicionalmente eram associadas à "Série Minas" ou "Grupo Minas". Diversas dessas áreas já se encontravam assinaladas em mapas ou descritas na literatura, principalmente por terem sido objeto de lavra ou pesquisa, visto ser comum nelas a presença de magnetitos e formações ferríferas. Outros testemunhos foram cartografados no decorrer dos trabalhos do projeto RADAMBRASIL, sendo incluídos no Grupo Nova Lima, conforme proposição de MACHADO FILHO et alii (1984), "pelo fato de apresentarem grande similaridade litológica, compondo-se de metaultrabasitas com estrutura maciça (komatiitos), metabasitas, magnetititos, formações ferríferas, grana-xistos e grafita xistos". Além disso, as rochas encaixantes que envolvem os testemunhos apresentam, via de regra, idades radiométricas arqueanas, que corresponderiam à idade da incorporação desses restitos, sendo portanto, anteriores à sedimentação do Supergrupo Minas.

"FORMAÇÃO LAFAIETE"

A introdução do termo "Formação Lafaiete" deve-se a EBERT (1956), que admitiu uma seqüência de rochas vulcano-sedimentares perfeitamente individualizada da "Série Barbacena", de BARBOSA (1954). PIRES (1977, 1979) redefinindo o Grupo Barbacena na região de Congonhas - Conselheiro Lafaiete, naquele grupo engloba, além da Formação Lafaiete de Ebert, o conjunto pré-Minas do Quadrilátero Ferrífero, que corresponde à série Rio das Velhas de DORR et alii (1957). Nesta concepção, o Grupo Barbacena corresponderia a um conjunto de rochas verdes onde dominam talco-xistos, clorita-xistos, clorita-actinolita xistos, anfíbolitos, anfíbólio-xistos, serpentinitos, gônaitos, magnetita-clorita xistos, xistos grafitosos, além de delgados bancos quartzíticos. Mais recentemente, MACHADO FILHO et alii

(1984) denominaram a unidade de Grupo Lafaiete, correlacionando-a ao Grupo D. Silvério e ao Supergrupo Rio das Velhas.

Em verdade, a correlação da unidade com o Supergrupo Rio das Velhas exhibe consenso na literatura geológica moderna, apesar da falta de dados detalhados e conclusivos para dar um caráter definitivo à proposta. A aparente variação na intensidade do metamorfismo regional (facies anfibolito) mencionada na literatura para as supracrustais de Conselheiro Lafaiete (ver, por exemplo, GROSSI SAD et alii, 1983) se deve a episódios orogenéticos proterozóicos superimpostos e, portanto, não excluem a possibilidade de uma correlação entre esses restos de seqüências supracrustais vulcano-sedimentares, de tipo "greenstone belt". Ademais, uma variação na facies metamórfica não justificaria mudança na nomenclatura estratigráfica. Cabe, no entanto, ressaltar que, no momento, não são conhecidas quaisquer evidências de que estes restos estejam condicionados à uma única estrutura antiga de terrenos arqueanos do sul do Cráton do São Francisco.

Em função do exposto acima, as seqüências metaultrabásicas e metabásicas intimamente associadas aos metasedimentos manganésíferos da região de Conselheiro Lafaiete são aqui consideradas, tentativamente, no âmbito do Supergrupo Rio das Velhas (Grupo Nova Lima).

Na área investigada aparecem apenas as extensões laterais das seqüências metassedimentares de Conselheiro Lafaiete, constituindo faixas estreitas e sinuosas orientadas grosseiramente na direção sudoeste, e encaixadas no complexo gnáissico-migmatítico. Os contatos da unidade com as encaixantes são, em geral, inferidos porém, em alguns locais, são de natureza tectônica (Figura 8 e Apêndice 4).

Os litotipos da unidade no setor considerado apresentam-se, via de regra, alterados. Anfibolitos, interca

lações de itabirito pobre e de metaultrabásitos, com impregnações de óxido de Mn, são registrados. A sul de Entre-Rios de Minas a sequência se inicia com rocha metaultrabásica e, logo a seguir, intercala-se banda de rocha filítica. Ocorrem também níveis mais sílticos e outros de metabasitos, além de faixas de metagrauvacalítica. A sequência acha-se muito deformada e, ao nível grauvaquico, observa-se que a foliação transpõe o acamamento (MACHADO FILHO et alii, 1984). Atualmente, os mais expressivos afloramentos dos metassedimentos ocorrem na Ferrovia do Aço, a sul de Entre Rios de Minas. Nesses cortes a rocha predominante é um anfibolito bem orientado e bandado; em menor proporção ocorrendo mica-xistos e metassiltitos que, comumente, exibem partes escuras resultantes da impregnação de óxido de manganês.

3.2.3. SUPERGRUPO MINAS

GENERALIDADES

O chamado "diastrofismo" Minas (DORR e BARBOSA, 1963; SCHORSCHER, 1973, 1975) teve importância relevante na evolução geológica regional, sendo caracterizado tipicamente no domínio do Quadrilátero Ferrífero por seqüências metassedimentares dobradas e que sofreram metamorfismo predominantemente na facies xisto-verde.

Sua fase sintectônica principal possui idade transamazônica (CORDANI et alii, 1980) e, na área em estudo, atingiu o embasamento sob a forma de recristalizações metamórficas (retrometamorfismo), retrabalhamentos crustais e granitogênese.

O termo "Série" Minas de DERBY (1906) foi empregado originalmente para unidades pré-Espinhaço e pré-Minas (rochas xistosas argilosas, além de quartzitos ferruginosos e calcários) aflorantes na serra do Espinhaço e vizinhanças. Naquela ocasião, o autor acima correlacionou-as, em função das li-

tologias, com as rochas do Quadrilátero Ferrífero (proterozóicas), para as quais a denominação permaneceu. Modernamente, estas seqüências estudadas originalmente por DERBY (op. cit.) têm sido consideradas como relictos de "greenstone belts" arqueanos (FOGAÇA et alii, 1984).

Na área investigada, as exposições do Supergrupo Minas (Grupos Caraça, Itabira e Piracicaba) acham-se representadas por suas extremidades ocidentais que afloram desde Belo Horizonte até as proximidades de Itatiaiuçu (a sudoeste), e ao longo do limite leste da Figura 8, onde constituem o chamado sinclinal da Moeda, de "trend" N-S, feição fisiográfica que delimita a estruturação típica do chamado Quadrilátero Ferrífero.

ESTRATIGRAFIA E TECTÔNICA

Os trabalhos de revisão estratigráfica do Quadrilátero Ferrífero (DORR et alii, 1957; DORR, 1969), com base em síntese de HARDER e CHAMBERLIN (1915) estabeleceram a divisão da "Série" Minas em 3 grupos, da base para o topo: Grupos Caraça, Itabira e Piracicaba. A substituição do termo "Série" por grupo Minas coube a PFLUG et alii (1969), ao passo que o termo Supergrupo foi utilizado, pela primeira vez, por PFLUG e RENGGER em trabalho de 1973. Dessa forma, houve possibilidade de conservar as denominações consagradas na literatura relativas aos aos três grupos e suas respectivas formações.

A estratigrafia do Supergrupo Minas atualmente em uso no Quadrilátero Ferrífero é aquela elaborada por DORR et alii (1957) e DORR (1969). De modo geral, a divisão tríplice proposta desde HARDER e CHAMBERLIN (1915) é a seguinte (Figura 10, extraída de INDA et alii, 1984):

- Unidade inferior, epiclástica (grosseira a fina), com quartzitos, quartzitos conglomeráticos e conglomerados uraníferos, e com piritas detríticas - Grupo Caraça.

SUPER-GRUPO	GRUPO	FORMAÇÃO	LITOLOGIA	AMBIENTE DEPO-SICIONAL	ESPESSURA APROX. EM METROS	
MINAS	ITACOLMI	INDIFE-RENCIADO	ORTOQUARTZITOS, QUARTZITOS, FILITOS QUARTZOSOS, FILITOS, QUARTZITOS C/ SEIXOS, CONGLOMERADOS.	"MOLASSE" PARÁLICO?	> 1000 ?	
	PIRACICABA	SABARÁ	CLORITÁ-XISTOS, FILITOS CLORÍTICOS, METATUFOS, GRAUVACAS, CONGLOMERADOS, QUARTZITOS, ITABIRITOS.	FLYSCH"? EUGEOSSIN-CLINAL	> 3000	
		BARREIRO	LOCAL FILITOS E FILITOS GRAFITOSOS		SEDIMENTOS DE COBERTURA DE "SHELF" ESTÁVEL	150 LOCAL-TIPO
		TABOÕES	ORTOQUARTZITO		//	125' LOCAL-TIPO
		FÊCHO DO FUNIL	FILITOS QUARTZOSOS, FILITOS DOLOMÍTICOS, DOLOMITOS SLICIFICADOS.		//	410 LOCAL-TIPO
		CERCA-DINHO	FILITOS, SERICITA-QUARTZITOS, QUARTZITOS E FILITOS FERRUGINOSOS, "METACHERT" CONGLOMERADOS, DOLOMITOS.		//	~ 600 MÁX. A 150 MÍN.
	ITABIRA	GANDARELA	LOCAL DOLOMITOS, CALCÁRIOS, ITABIRITOS DOLOMÍTICOS, XISTOS-DOLOMÍTICOS E ITABIRITOS MANGANESÍFEROS, FILITOS, ITABIRITOS, XISTOS VERDES.		//	~ 600 MÁX. A AUSENTE
		CAUÊ	ITABIRITOS, ITABIRITOS DOLOMÍTICOS, FILITOS, DOLOMITOS, XISTOS VERDES.		//	~ 500 MÁX. A < 50 MÍN.
	CARAÇA	BATATAL	FILITOS, FILITOS GRAFITOSOS, "METACHERT", ITABIRITOS.		//	~ 250 MÁX. A AUSENTE
		MOEDA	FÁCIES PARÁLICA: ORTOQUARTZITOS, QUARTZITOS, CONGLOMERADOS, FILITOS FÁCIES DE SACIA: SERICITA-QUARTZITOS, FILITOS QUARTZOSOS, QUARTZITOS.		"SHELF" ESTÁVEL	~ 1000 MÁX. A < 50 MÍN.

Contato basal tectônico (de "nappe") com as litologias dos Supergrupos Espinhaço e Rio das Velhas e do complexo gnáissico-migmatítico de MG.

FIGURA 10- Coluna estratigráfica simplificada e esquemática do Supergrupo Minas, no Quadrilátero Ferrífero, segundo DORR (1969), com modificações (INDA et alii, 1984).

- Unidade média, química, de itabiritos (com exclusivamente facies oxídica) e rochas carbonáticas, contendo também produtos vulcânicos básicos e intermediários e ácidos - Grupo Itabira.

- Unidade superior, epiclástica, composta por várias formações de sedimentos maduros (ortoquartzitos grosseiros a filitos), e a Formação Sabará de xistos e grauvas máficas (tipo "flysch").

No aspecto deformacional o Supergrupo Minas no Quadrilátero Ferrífero é caracterizado por contatos tectônicos com todas as demais unidades litológicas pré-cambrianas regionais. Ocorrem tipicamente dobras isoclinais recumbentes que exibem, via de regra, repetições/cavalgamentos por falhas de empurrão. Em adição, a existência de megadobras (constituindo sinclíneos maiores), não observadas nas rochas adjacentes ou naquelas sotopostas referentes a outras unidades litoestruturais, foi interpretada por SCHORSCHER (1975, 1976, 1980) como produto de transporte e colocação das estruturas Minas através de "nappes" até à posição atual, portanto, adotando uma origem alóctone para o Supergrupo Minas. Registre-se também a existência de deformações na unidade causadas por "uplifts" de blocos do embasamento cristalino (por exemplo, no Complexo Bação).

Adicionalmente, o tema da evolução tectônica do Supergrupo Minas tem sido destacada entre os trabalhos sobre o Quadrilátero Ferrífero, sendo a abordagem fundamentalmente vinculada a modelos ambientais análogos aos geossinclinais modernos (DORR, 1969). Historicamente, HARDER e CHAMBERLIN (1915) estabeleceram modelo pioneiro para a unidade admitindo um ambiente deltáico proximal-distal para explicar as relações estratigráficas das seqüências epiclásticas grosseiras da serra do Espinhaço com as seqüências epiclásticas mais finas e químicas do Supergrupo Minas. Posteriormente, PFLUG e RENGGER (1973) e SCHÖLL e FOGAÇA (1979) propuseram um modelo de transição facial mio-eugeossinclinal.

De outra parte, SCHORSCHER (1975, 1980) adotou um modelo de margem continental ativa, desenvolvido a partir de um "rift" intracontinental, face às semelhanças dos padrões exibidos pela seqüência sedimentar clástico-química comparativamente a bacias intracratônicas. Este esquema evolutivo é aparentemente também sugerido por aspectos petrográficos e geoquímicos de diques máficos (metabasitos) de idade proterozóica inferior da região Virgíópolis-Guanhães, ao norte do Quadrilátero Ferrífero, conforme recentemente discutido em OLIVEIRA et alii (1984). As características tectônicas desse feixe de diques, direcionados segundo NNE e NW-SE, bem como a sua composição química semelhante a de toleitos de "rifts", sugere a existência dessa feição tectônica, provavelmente correlacionada à calha original da deposição do Supergrupo Minas (PEREIRA et alii, 1984).

Um dos aspectos atualmente de maior polêmica e controvérsia refere-se ao relacionamento do Supergrupo Minas e Espinhaço em Minas Gerais. Conforme comentaram INDA et alii (1984), idéias que admitem uma evolução geológica sincrônica com diferenciações faciológicas entre essas duas unidades (por exemplo, PFLUG e RENGGER, 1973; SCHÖLL e FOGAÇA, 1979) contrapõem-se aos modelos que adotam separação temporal entre ambas, com base, entre outras evidências, nos resultados radiométricos das vulcânicas da base do Supergrupo Espinhaço na Bahia e, localmente, em Minas Gerais (BRITO NEVES et alii, 1979; BRITO NEVES et alii, 1980, entre outros).

Por outro lado, uma idade proterozóica inferior para o Supergrupo Minas é sugerida indiretamente pelo padrão geocronológico das rochas do embasamento cristalino no Quadrilátero Ferrífero (CORDANI et alii, 1980), além de argumentos relacionados à época de formação de pirritas detríticas em conglomerados auríferos e de espessos pacotes de itabiritos (tipo Lago Superior), durante um período peculiar da evolução da crosta terrestre (ver, por exemplo, MEYER, 1981). Entretanto, para que ocorra um consenso entre os pesquisadores do tema, há necessida-

de de estudos estratigráficos adicionais tanto no Supergrupo Minas como no Espinhaço, além de novas determinações radiométricas, especialmente nas rochas da Formação Rio dos Remédios (incluídas no Supergrupo Espinhaço na Bahia), anteriormente datadas pelo método U-Pb em zircões.

3.2.4. COBERTURA CRATÔNICA BAMBUÍ

GENERALIDADES

No contexto do Cráton do São Francisco, a cobertura sedimentar Bambuí assume relevância dada à sua expressiva exposição geográfica e conotação tectônica. Além disso, o conhecimento de sua evolução geocronológica é importante para a elucidação do comportamento cratônico durante o Proterozóico Superior.

Na área investigada (Apêndice 4) a cobertura Bambuí está representada pelas Formações Sete Lagoas e Serra Santa Helena que se distribuem segundo um grande arco desde a região norte, até a oeste mostrando feições de erosão regressiva sobre as rochas do embasamento cratônico. Os sedimentos (notadamente pelitos) apresentam-se horizontalizados ou algo ondulados. Inferências sobre a borda original da bacia foram efetuadas por MACHADO FILHO et alii (1984) situando-a nas imediações de Oliveira, com base em ocorrência de sedimentos grosseiros com fraco metamorfismo e possivelmente correlacionados ao Grupo Bambuí. Trata-se de estreita calha sedimentar em contato tectônico com o embasamento cristalino contendo conglomerados polimíticos com seixos abundantes e retrabalhados, e sendo a matriz de natureza grau váquica. Arenitos calcíferos ocorrem sobre os conglomerados.

A Formação Sete Lagoas distribui-se ocupando posição de borda de bacia e apresentando-se em discordância erosiva sobre o embasamento metamórfico. Na região ocidental-sul, o contato da sequência com a Formação Canastra é de natureza tect

tônica, o mesmo ocorrendo na região NE, poucos quilômetros além dos limites da área estudada em relação ao Supergrupo Espinhaço. Já a Formação Serra Santa Helena ocupa posição marginal contígua à Formação Sete Lagoas ocorrendo, contudo, predominantemente, ao norte do paralelo 20° de latitude sul.

ESTRATIGRAFIA E SITUAÇÃO TECTÔNICA

Em termos históricos, a denominação "Série Bambuí" foi introduzida por RIMANN (1917) para rochas calcárias que ocorrem próximo à localidade homônima em Minas Gerais. Apesar de seu uso ter recebido consagração na literatura geológica, coube a DERBY (1880), originalmente, a adoção do termo "Série São Francisco" para caracterizar os sedimentos carbonatados e argilosos aflorantes no vale do rio São Francisco. Posteriormente, nos trabalhos de PFLUG e RENGGER (1973) e SCHÖLL (1972) foi adotado o termo Supergrupo São Francisco para agrupar o Grupo Bambuí e Grupo Macaúbas (além de outras unidades posteriores à orogénia Minas).

No estado de Minas Gerais, os trabalhos sobre a litoestratigrafia do Grupo Bambuí foram iniciados por BRANCO e COSTA (1961), assunto este que tem sido abordado em seguintes oportunidades (por exemplo, SCHÖLL, 1973; MARCHESE, 1974a; DARDENNE, 1978; CAMPOS NETO, 1979).

DARDENNE (op. cit.), abordando questões ligadas à correlação litoestratigráfica do Grupo Bambuí no âmbito do Brasil Central, retomou em parte as idéias de BRANCO e COSTA (op. cit.), sendo que as formações detríticas inferiores ao conglomerado basal (Grupo Paranoá) foram excluídas da unidade; a nova subdivisão definindo-se da base para o topo pelas seguintes formações:

— Formação Jequitai, restrita à base do Grupo Bambuí e representante de uma glaciação em escala continental.

Trata-se de um paraconglomerado com matriz esverdeada onde fluam seixos de quartzitos, calcários, dolomitos, "chert", gnaisses, micaxistos, granitos e vulcânicas.

- Formação Sete Lagoas, incluindo a Formação Januária): lentes carbonatadas numa sequência margosa-pelítica, constituindo um horizonte contínuo que exhibe da base para o topo uma sucessão característica.

- Formação Serra Santa Helena: folhelhos e siltitos cinza esverdeados representantes de nível-chave na estratigrafia do Grupo Bambuí, e que se intercalam entre 2 horizontes carbonatados.

- Formação Lagoa do Jacaré: caracterizada pela alternância de calcários colíticos e pisolíticos, cinza escuros, fétidos, cristalinos, lenticulares, com siltitos e margas.

- Formação Serra da Saudade: folhelhos e argilitos verdes que passam progressivamente a siltitos feldspáticos ou arcóseos em direção ao topo.

- Formação Três Marias: constituída por siltitos e arcóseos verde-escuros que se sobrepõem concordante e transicionalmente aos folhelhos Serra da Saudade.

Em que pese às observações de campo de DAR DENNE (op. cit.), não comprovando a existência de uma discordância entre essas duas formações superiores, COSTA (1978) e MENEZES e MATTOS (1978) descreveram, em certos locais, conglomerados na base de seqüências atribuídas à Formação Três Marias, que poderiam significar a existência de uma discordância na borda da antiga bacia.

Em continuidade aos estudos do Grupo Bambuí, uma redefinição da unidade no estado de Minas Gerais em base de novos dados estratigráficos e critérios geocronológicos foi ado-

tada em recentes propostas (PARENTI COUTO et alii, 1978, 1981; PARENTI COUTO e BEZ, 1981; PARENTI COUTO, 1982). Segundo tais revisões, o Grupo Bambuí divide-se da base para o topo nas Formações Paraopeba, Três Marias e Pirapora. O Grupo Paranoá subjacente ao Grupo Bambuí, na região da faixa de dobramentos Brasília, foi admitido nesses trabalhos como uma unidade distinta, mais antiga, com padrão geocronológico característico.

Na Bahia, INDA e BARBOSA (1978) utilizaram o termo Seupreggrupo São Francisco em sentido semelhante ao de PFLUG e RENGGER (1973), empregando-o para rochas dos Grupos Bambuí e Una, de idade pós-Espinhaço, sedimentadas num tecto-facies característico de mar epicontinental. O termo Una foi criado por DERBY, em 1905, para designar formações calcárias na bacia do rio Una, as quais estendem-se para oeste e sul. Segundo INDA e BARBOSA (op. cit.), o Grupo Una divide-se em duas formações (apesar de existirem setores que ainda não comportem tal divisão): Salitre (conjunto carbonático com pelitos subordinados, dividido em 4 membros) e a basal, denominada Bebedouro (camadas conglomeráticas de ardósias e metassiltitos, além de arenitos arcoseanos e folhelhos ferruginosos com níveis calcíferos e lentes de calcários).

A coluna observada na Chapada do Irecê (Grupo Una, Bahia) é comparável à do Grupo Bambuí, na bacia do rio São Francisco. Com efeito, na Chapada do Irecê as seqüências iniciam-se na base com metassedimentos terrígenos conglomeráticos (Formação Bebedouro), aos quais se associam ainda, metaargilitos, bancos de sílex e mesmo pequenas lentes de calcário; quartzitos feldspáticos podem estar presentes (MISI, 1976, 1979). Na região da bacia do rio São Francisco, as seqüências basais do Grupo Bambuí podem estar ausentes, contudo, ocorrências expressivas são observadas próximo à serra do Espinhaço e na região do Alto Jequitinhonha prolongando-se no sentido norte em direção à Bahia e mostrando perfeita identidade com as unidades descritas da Formação Bebedouro (MASCARENHAS et alii, 1984). Nesse senti

do, a Formação Jequitai e o Grupo Macaúbas (MORAES e GUIMARÃES, 1930) na parte oriental de Minas Gerais têm sido apontados como equivalentes litoestratigráficos da Formação Bebedouro (DARDENNE, 1978). No que se refere às unidades sobrepostas as correlações regionais são também possíveis, conforme apontaram MISI (1976) e DARDENNE (1978). O quadro da Figura 11, reproduzido de MASCARENHAS et alii (op. cit.), mostra as correlações propostas da unidade nos estados de Goiás, Minas Gerais e Bahia.

Figura 11- Correlações e nomenclatura do Grupo Bambuí nos diversos estados (DARDENNE, 1978, modificado)

Litológicas	Goiás e Minas Gerais	Bahia	
		Serra do Ramalho	Irecê
Arcóseos, siltitos	Formação Três Marias	Formação Três Marias	(Ausente)
Siltitos, argilitos	Formação Serra da Saudade	Formação Serra da Saudade	(Ausente)
Calcários pretos, siltitos Calcários pretos, oolíticos, siltitos	Formação Lagoa do Jacaré (= Formação Inhandutiba)	Formação Inhandutiba	Unidade A ₁
Folhelhos e siltitos	Formação Santa Helena	Formação Santa Helena	Unidade A
Dolomitos, calcários cinza, calcários argilosos	Formação Sete Lagoas (= Formação Januária)	Formação Januária	Unidade B, Unidade B Unidade C
Paraconglomerado (= tilito)	Formação Jequitai	(Ausente)	Formação Bebedouro
Pré-Bambuí	Grupo Paranoá, Grupo Espinhaço Grupo Arai ou Embasamento	Embasamento	Grupo Chapada Diamantina ou Embasamento

Com referência ao panorama tectônico, as rochas sedimentares de cobertura integram-se ao domínio do Cráton do São Francisco, separadas preferencialmente em duas ocorrências - Grupos Bambuí e Una (Figura 5). Ambos os grupos apresentam-se fracamente dobrados (às vezes configurando uma herança de

estrutura do embasamento) e com brando metamorfismo, em especial ao longo dos setores marginais. Na porção oriental do Cráton, o Grupo Bambuí apresenta-se afetado por importante tectônica de empurrão que causou o seu recobrimento pelas seqüências do Supergupo Espinhaço e do Grupo Macaúbas. Estudos litoestratigráficos em rochas do Grupo Macaúbas na porção meridional da serra do Espinhaço (KARFUNKEL e KARFUNKEL, 1976) têm admitido sua divisão nas Formações Califorme (basal), Terra Branca e Carbonita, bem como uma subdivisão da Formação Terra Branca em três facies, uma glacial-terrestre e duas glacial-marinhas.

No setor ocidental, o Grupo Bambuí exibe aumento de espessura bem como em facies metamórfica e deformação. Nesse contexto, COSTA et alii (1970) propuzeram um zoneamento faciológico para a unidade admitindo uma divisão em três tectono grupos e individualizando o Grupo Paranoá como seqüência distinta do Grupo Bambuí tectonizado. Por outro lado, DARDENNE (1978) identificou a existência de cinco zonas de leste para oeste mostrando ao longo do domínio lateral o aumento das deformações e metamorfismo naquele sentido. Os contatos entre as diversas zonas são bruscos e limitados por grandes acidentes tectônicos. Em adição, CAMPOS NETO (1979, 1984), estudando parte do domínio externo da faixa Brasília na região de Vazante - Paracatu - Unaí (oeste de Minas Gerais) individualizou para o Grupo Paranoá três zonas paleogeográficas distantes. A bacia do Grupo Paranoá teve desenvolvimento de facies dispostas meridianamente de leste para oeste, com a sedimentação atingindo cerca de até 2000m de espessura. As três zonas mencionadas foram mais tarde recobertas transgressivamente pelas seqüências relativas à cobertura Bambuí.

Com referência à faixa Brasília, conforme a pontaram MARINI et alii (1981, 1984), os dados estratigráficos, tectônicos e geocronológicos existentes são ainda insuficientes para determinar com precisão sua extensão geográfica e as relações com as unidades geotectônicas adjacentes. Entretanto, é o domínio onde aparecem os típicos dobramentos holomórficos combinados

com extensa tectônica ruptural, parâmetros utilizados para confi
gurar a borda ocidental do Cráton do São Francisco. relativamen
te à cobertura pouco dobrada do Grupo Bambuí, que ocorre no inte
rior daquela entidade".

CAPÍTULO 4

GEOCRONOLOGIA

Os estudos geocronológicos Rb-Sr, K-Ar e Pb-Pb definiram para a área investigada os eventos tectonomagmáticos maiores impostos às diversas unidades geológicas. Tais eventos desenvolvidos no Arqueano e durante o Proterozóico demonstraram o caráter policíclico deste domínio crustal sugerindo, adicionalmente, correlações com a evolução tectônica do Quadrilátero Ferrífero e adjacências, além de outros setores do Cráton do São Francisco.

As discussões a serem efetuadas obedecem a uma cronologia dos eventos, caracterizados geocronologicamente por área geográfica. O domínio do Quadrilátero Ferrífero é primeiramente discutido visando fornecer o cenário radiométrico regional pré-existente.

4.1. QUADRO GEOCRONOLÓGICO DO QUADRILÁTERO FERRÍFERO

O acervo radiométrico disponível para o domínio adjacente à área investigada é apreciável, contando com mais de 80 datações (Rb-Sr, K-Ar e U-Pb). As rochas datadas, referentes ao substrato metamórfico e suas supracrustais, além de granitos associados, revelam tratar-se de domínio crustal estável antigo com idades pertencendo aos eventos Arqueano, Transamazônico e Brasileiro (HERZ et alii, 1961; HERZ, 1970; CORDANI e TEIXEIRA, 1979; CORDANI et alii, 1980; TEIXEIRA, 1982).

As idades radiométricas relatadas na literatura são, em grande parte, referentes a análises em minerais separados, através das metodologias Rb-Sr e K-Ar. Aquelas relativas ao primeiro método (analisadas em feldspatos potássicos) possuem resultados desprovidos de significado geológico (idades entre 970 e 2300 m.a.) e são explicáveis pela redistribuição dos átomos de estrôncio em eventos termais importantes como, por exemplo, o ciclo Brasileiro. Apenas duas datações Rb-Sr convencionais em muscovitas de um anfibolito considerado pré-Minas e um micaxisto Rio das Velhas, com idades da ordem de 2,7 b.a., são confiáveis coadunando-se com o quadro geológico/geocronológico existente. Já as análises Rb-Sr em rocha total, de maior valor interpretativo, estão aqui interpretadas através de diagrama isocrônico. Em adição, dados recentes U-Pb em zircões e esfero para rochas do Complexo Bação e imediações de Barbacena (ao sul do Quadrilátero Ferrífero) foram interpretados por DELHAL e DEMAÏFFE (com. escrita), estando aqui também discutidos.

O conjunto de datações Rb-Sr para este domínio, proveniente de consulta à literatura específica (e aqui não listado no Apêndice 2), é presentemente revisto num diagrama isocrônico de referência (Figura 12). Em que pese a extensa região abrangida pelas datações, com amostras pertencendo a unidades distintas e não cogenéticas, o diagrama global construído possibilita delinear a presença de três eventos maiores de homogeneização de Sr, com expressão regional. Neste caso, como relatado anteriormente, aceita-se certa imprecisão das relações isotópicas Sr^{87}/Sr^{86} iniciais face a não cogeneticidade das amostras estudadas.

As amostras da região de Barbacena (150, 152, 147, 149, 153) produziram um alinhamento com idade em torno de 3 b.a. como pode ser visto no destaque ampliado da Figura 12. As relações Rb^{87}/Sr^{86} são relativamente baixas (<2) e perfeitamente comparáveis com as obtidas para os terrenos arqueanos estudados na região mais a oeste. Este quimismo, aliado ao padrão radiométrico de áreas adjacentes permitem considerar a idade obtida como geologicamente significativa.

Fig12-DIAGRAMA Rb/Sr DE REFERÊNCIA PARA ROCHAS DA REGIÃO VIZINHA ORIENTAL (QUADRILÁTERO FERRÍFERO, MG)

Uma isócrona com idade de 2,75 b.a. foi definida para conjunto de pontos analíticos vinculados ao Complexo Bação, sendo as amostras provenientes das imediações de Itabirito (Am-179, JD 134). Entretanto, várias outras análises referem-se a rochas do embasamento da área de Mariana (VR 10A, 10B, VR-5), da região de Barbacena (153), como também de representantes do granito "Congonhas do Campo" (JD 127D e 123B). O resultado radiométrico é aqui interpretado como a época de formação generalizada de rochas no Quadrilátero Ferrífero, incluindo as granitizações, também de maneira semelhante ao constatado para a área investigada presentemente e demais setores do Cráton do São Francisco. Além disso, vale ressaltar que a relação inicial da ordem de 0,703 coaduna-se com padrões isotópicos encontrados em isócronas a nível de afloramento obtidas pelo autor, para o presente trabalho.

Por outro lado, a isócrona com idade de 2100 m.a. (R.I. = 0,704) representa a atuação do evento responsável por uma recristalização sintectônica regional durante o qual as rochas regionais (e a maior parte dos seus minerais) adquiriram suas características peculiares. Neste conjunto, inclui-se outra amostra do granito Congonhas do Campo (JD 123A) esta, porém, exibindo alteração o que teria causado seu rejuvenescimento isotópico. O agrupamento de idades transamazônicas é aqui relacionado ao chamado "diastrofismo Minas" que teve importância relevante na evolução geológica regional.

Amostras de corpos graníticos como os de tipo Borrachudos (JD 136A) e Peti (JD 138), de possível origem metassomática segundo SCHORSCHER e LETERRIER (1980), ou de outras intrusões (JD 122B) indicam serem de geração pós-transamazônica, exibindo sistematicamente altas relações Rb^{87}/Sr^{86} . De outra parte, algumas amostras do embasamento situaram-se entre as isócronas de 2,75 e 2,1 b.a. (VR 9, JD 130, JD 129, JD 133, HR 5). Podem ser interpretadas, tentativamente, como produto de rehomogeneizações isotópicas parciais de rochas mais velhas, atingidas pelo evento de idade transamazônica.

Os resultados U-Pb inéditos disponíveis para rochas do Complexo Bação referem-se a amostras graníticas ao sul de Itabirito (JD 130, JD 131), anteriormente analisadas pelo método Rb-Sr (Figura 12). Constata-se um padrão decorrente de sucessivas perdas de Pb durante eventos do Proterozóico Médio e Superior, influenciando no comportamento das análises no diagrama concórdia. As intersecções superiores obtidas para zircão e esfeno da amostra 131 e para dois zircões da amostra 130 indicaram idades, respectivamente, de 2820 e 2570 m.a. coerentes com a idade Rb-Sr isocrônica anteriormente comentada. A dispersão dos pontos em direção à intersecção superior da Concórdia foi interpretada por DELHAL e DEMAÏFFE (com.escr.) como devida à influência do evento de 2100 m.a., conforme sugeriu o estudo Rb-Sr. Já a intersecção inferior para ambas as amostras indicou idade de cerca de 760 m.a., interpretada como reflexo de perda episódica de Pb relacionada ao ciclo Brasileiro. Aliás, idades K-Ar em rochas metamórficas do Quadrilátero Ferrífero registram frequentemente valores brasileiros, o mesmo ocorrendo para o magmatismo básico anorogênico e para alguns corpos pegmatíticos da região meridional cratônica, como será discutido posteriormente.

O padrão geocronológico K-Ar (e Rb-Sr em minerais) para rochas do Quadrilátero Ferrífero mostrou-se heterogêneo. Os resultados radiométricos aparentes distribuíram-se num prolongado período de tempo, entre 450-2900 m.a. (Figura 13) exibindo, contudo, generalizada concentração de idades na época 450-650 m.a.. Rochas que acusaram idades Rb-Sr em rocha total arqueanas mostraram valores K-Ar brasileiros tanto no Quadrilátero Ferrífero como na região de Barbacena. Seguramente, este comportamento demonstra o notável aquecimento regional imposto por influência do desenvolvimento do ciclo Brasileiro, marginalmente ao Cráton do São Francisco.

Alguns resultados radiométricos K-Ar em micas, anfibólios e rochas totais mostraram-se mais antigos, com idades aparentes no intervalo de tempo 750-1250 m.a.. Essas idades devem-se aparentemente a perdas parciais de argônio e, como

Fig. 13- HISTOGRAMA GEOCRONOLÓGICO PARA ROCHAS METAMÓRFICAS DO QUADRILÁTERO FERRÍFERO

tal, não têm necessariamente validade geológica. Esse comportamento geocronológico é típico de áreas com evolução polícíclica em que os minerais são rejuvenescidos total ou parcialmente pelo escape de argônio. Por outro lado, pelo menos uma idade K-Ar em granodiorito do Complexo Bação é surpreendente. Trata-se da idade de 2400 m.a. obtida em biotita sendo desconhecida a causa da retenção de argônio por parte do mineral, apesar do aquecimento brasileiro superimposto à região de borda cratônica.

Finalmente, cabe um breve comentário sobre 3 recentes análises isotópicas de Pb efetuadas para espécimes de galenas coletadas nas proximidades da Mina de Morro Velho. As idades modelo de 2490/2570 m.a. (Mina de Bicalho) e 2710 m.a. (Mina de Bela Fama) possibilitam estabelecer uma geração arqueana para a mineralização de galena e, conseqüentemente, para as rochas hospedeiras pertencentes do Grupo Nova Lima (THORPE, com. escrita).

As extrapolações interpretativas efetuadas por R.THORPE com análises similares de depósitos auríferos do escudo Canadense, sugerem que a idade de 2,7 b.a. é mínima para o depósito de Bela Fama e muito próxima da idade verdadeira. Além disso, pelo menos uma datação Rb-Sr convencional pré-existente em micaxisto Rio das Velhas (2,7 b.a., já relatada) parece confirmar a significância geológica da idade aparente Pb modelo. Já os resultados em torno de 2500 m.a., representariam a época da formação ou remobilização das galenas da Mina de Bicalho.

4.2. DISCUSSÃO DOS RESULTADOS DA ÁREA INVESTIGADA

As determinações radiométricas processadas pelo autor nos terrenos metamórficos cratônicos da área em estudo, utilizando os métodos Rb-Sr, Pb-Pb e K-Ar, e interpretações,

integradas definiram o Arqueano e o Proterozóico Inferior como os períodos principais no contexto evolutivo e, como tal, as discussões obedecerão à essa cronologia. Para localização geográfica das amostras o leitor deverá consultar o Apêndice 5, em conjunto com o mapa geológico.

4.2.1. ARQUEANO

De modo generalizado os processos formadores de rocha na área em estudo relacionam-se geocronologicamente à época arqueana, pois a maioria das datações Rb-Sr em rocha total (isócronas de afloramento, isócronas de referência e diagramas), além dos dados isotópicos de Pb, definiram idades entre 3,0 e 2,6 b.a..

As idades Rb-Sr mais antigas da região em pauta foram constatadas para a região ocidental cratônica, já nas proximidades da cobertura sedimentar Bambuí. As rochas analisadas são provenientes da rodovia MG-25, altura de Campo Belo, tratando-se predominantemente de gnaisses bandados de composição granodiorítica.

A isócrona Rb-Sr de referência com seis pontos indicou idade de 2964 ± 48 m.a. para uma razão inicial Sr^{87}/Sr^{86} (R.I.) = $0,7012 \pm 0,0014$. (Figura 14). Esta baixa relação inicial coaduna-se com uma origem primária para os materiais analisados. O MSWD obtido (da ordem de 3,7) era de certa forma esperado face à amostragem referir-se a um perfil de aproximadamente 40 km e, como tal, havendo possibilidade das rochas não serem rigorosamente cogenéticas, apesar de incluírem-se num mesmo conjunto de gnaisses e migmatitos fisicamente contínuos. Entretanto, duas amostras pertencentes à isócrona (WT 6A, 6B) correspondem a um único afloramento de rocha gnáissica o que confere confiabilidade geológica à idade isocrônica. Nesse afloramento, xenólitos de gnaiss regional são observados, o que implica em assumir, para a época datada, processos de acreção/diferenciação associados à anatexia parcial.

Fig. 14-ISÓCRONA DE REFERÊNCIA Rb/Sr PARA ROCHAS DA RODOVIA MG-25, ENTRE PERDÕES E FORMIGA

Os gnaisses de composição granítica - granodiorítica da região de Esmeraldas (APWT 1) e Cachoeira dos Macacos (APWT 2) indicaram em diagrama isocrônico Rb-Sr de referência idade de 2831 ± 149 m.a. (Figura 15). O estudo geocronológico particular por afloramento foi inviabilizado pelas relações Rb^{87}/Sr^{86} muito semelhantes em cada caso. A razão inicial de $0,700 \pm 0,001$ implica obrigatoriamente numa origem primária para os materiais e o MSWD da ordem de 4,78 pode ser explicado de maneira análoga ao do conjunto anteriormente discutido (região de Camo Belo).

Em ambos os afloramentos observam-se aplitos e veios quartzo-feldspáticos seccionando o granitóide, sendo que os primeiros foram também analisados pelo método Rb-Sr em rocha total (Figura 16). Constata-se geocronologicamente um resultado isocrônico de 2803 ± 70 m.a., idade praticamente idêntica à obtida para os gnaisses, porém aqui exibindo menor erro experimental. Demonstra-se assim para os afloramentos estudados que ambos os processos - geração dos materiais e colocação (tardia) dos aplitos - referem-se ao Arqueano.

Na imediações de Itaúna afloram gnaisses de composição tonalítica exibindo grau variável de migmatização. Tais rochas foram estudadas pelo método Rb-Sr através de coleta na pedreira homônima, tendo sido selecionados seis espécimes em rocha total. A isócrona construída, de confiabilidade analítica graças à boa distribuição e alinhamento dos pontos, forneceu idade de 2727 ± 17 m.a. para uma R.I. = $0,70022 \pm 0,00050$ (Figura 17). O MSWD da ordem de 1,5 é compatível com a amostragem a nível de afloramento o que corrobora com uma cogeneticidade dos materiais analisados. Fica assim, uma vez mais, demonstrada a presença de rochas geradas no Arqueano, aqui em setor próximo à extremidade ocidental do Quadrilátero Ferrífero.

Em adição, foi efetuada amostragem ao longo da rodovia Itaúna-Itatiaiuçu percorrendo a unidade basal, por aproximadamente 4 km. Novamente, os representantes litológicos

Fig.15-ISÓCRONA DE REFERÊNCIA Rb/Sr PARA ROCHAS
DA REGIÃO ESMERALDAS - CACHOEIRA DOS MACACOS

Fig. 16 - ISÓCRONA DE REFERÊNCIA Rb/Sr PARA ROCHAS DA REGIÃO ESMERALDAS-CACHOEIRA DOS MACACOS (INTEGRAÇÃO)

Fig. 17 - DIAGRAMA ISOCRÔNICO Rb/Sr PARA ROCHAS DA PEDREIRA ITAÚNA

são gnaisses tonalíticos com migmatização variável seccionados, por vezes, por diques pegmatóides com várias direções. A isócrona Rb-Sr de referência construída inclui os pontos da pedreira Itaúna (SBWT 1, discutidos acima), com a adição dos pontos WT 24 (1 e 2), WT 22 e WT 25. O conjunto formado por onze análises (Figura 18) registra uma idade de 2798 ± 43 m.a. interpretada como a época de formação original dos materiais, fato corroborado pela baixa relação inicial ($0,70016 \pm 0,00075$). Note-se também, a melhor qualidade desta idade isocrônica em relação à obtida para a pedreira Itaúna, face às relações Rb^{87}/Sr^{86} mais favoráveis das amostras WT 24 e WT 25. Cabem, finalmente, alguns comentários a respeito de duas amostras coletadas pouco ao sul do afloramento WT 25, referentes a gnaisses cataclásticos migmatizados. Essas amostras exibem ao microscópio alteração secundária e efeitos expressivos de deformação (WT 26.1 e 26.2; Apêndice 2). Tanto a fração melanocrática (WT 26.2) como a leucocrática (WT 26.1) indicaram idades anômalas ao padrão geocronológico do perfil Itaúna-Itatiaiuçu o que demonstra a necessidade da utilização de amostras bem preservadas para um estudo radiométrico confiável. Em ambos os casos, as alterações afetaram significativamente os valores, os quais não possuem validade geológica.

Migmatitos foram estudados geocronologicamente na região de Divinópolis, através de amostragem da pedreira Moura Coelho. Afloram ali biotita gnaisses de composição granodiorítica, cujo estudo radiométrico Rb-Sr em rocha total produziu diagrama isocrônico de excelente qualidade analítica. As quatro amostras analisadas exibem boa distribuição ao longo de isócrona com idade de 2754 ± 48 m.a. para uma relação inicial de $0,71050 \pm 0,00056$ (Figura 19). O baixo MSWD (0,316) reflete a cogeneticidade da amostragem. Ressalta-se aqui a elevada R.I. evidenciando significativa residência crustal anterior dos materiais dados, processo que poderia ter envolvido até parcelas de sedimentos, de forma a explicar tal razão isotópica anormalmente alta. De qualquer modo, o padrão geocronológico discutido indicaria sucessivas acreções crustais durante o Arqueano tardio (2,9 - 2,7 b.a.), na área investigada.

Fig. 18 - ISÓCRONA DE REFERÊNCIA Rb/Sr PARA
ROCHAS DA REGIÃO ITAÚNA-ITATIAIUÇU

Fig. 19 - DIAGRAMA ISOCRÔNICO Rb/Sr PARA ROCHAS DA PEDREIRA
MOURA COELHO, IMEDIAÇÕES DE DIVINÓPOLIS

As rochas migmatíticas prolongam-se para sudoeste, onde foram amostradas em pedreira nas imediações de Cláudio. Nove espécimes em rocha total foram selecionados para processamento geocronológico, conforme visualizado na Figura 20. Neste caso, configura-se uma concentração dos pontos analíticos algo distantes da origem do diagrama, prejudicando o controle da relação inicial Sr^{87}/Sr^{86} . Além disso, forte desequilíbrio isotópico foi evidenciado através de uma excessiva dispersão dos pontos em relação à reta traçada. A idade em torno de 2700 m.a. com alto erro experimental confirma, contudo, o padrão radiométrico arqueano já caracterizado para rochas semelhantes do perfil Itaúna-Itatiaiuçue da região de Divinópolis.

O estudo radiométrico Rb-Sr do domínio litológico de composição granítica (Santo Antônio do Monte e Itapeceira) mostrou-se problemático. Na primeira localidade, efetuou-se coleta em pedreira de rocha granitóide de cor cinza a rósea e granulação média, bem preservada de alterações intempéricas e esforços dinâmicos. Mineralogicamente, a rocha é constituída de plagioclásio, microclíneo pertítico (primário), quartzo e biotita esta, por vezes, com duas orientações. Como acessórios aparecem titanita, opacos, epidoto e granada.

O diagrama da Figura 21 mostra expressiva dispersão isotópica configurando um leque de pontos analíticos a qui interpretados, de modo tentativo, com o auxílio de duas "isócronas" subjetivamente fixadas, cujas idades correspondem aproximadamente a eventos homogeneizadores maiores da área investigada. Nesse contexto, aparentemente é sugerida idade arqueana para o granitóide com base na posição das amostras WT 15A1 e WT 14, esta coletadas mais ao sul da pedreira, em afloramento na rodovia. Rejuvenescimentos isotópicos parciais de Sr causados pela atuação do ciclo Transamazônico explicariam a posição dos pontos entre as duas retas de referência (amostras WT 15B, 15C1 e 18-2), sendo que as amostras restantes (WT 15D2, 15A2 e 15C3) teriam sido mais fortemente afetadas. Esta interpretação, todavia, necessita de melhor controle geocronológico, sendo interessante empre

Fig.20-DIAGRAMA Rb/Sr PARA ROCHAS DA PEDREIRA MICOL, IMEDIAÇÕES DE CLÁUDIO

Fig.21-DIAGRAMA Rb/Sr PARA ROCHAS DA PEDREIRA AO SUL DE SANTO ANTÔNIO DO MONTE

gar a metodologia Pb-Pb, de maneira análoga ao realizado para as litologias desse domínio que afloram na região de Itapecerica.

Em Itapecerica, a amostragem realizou-se na pedreira Água Limpa, onde a rocha apresenta-se semelhante macroscopicamente às exposições de Santo Antônio do Monte. Em termos de quimismo, contudo, há diferenças significativas no presente caso quanto aos teores de Sr (entre 100 e 50 ppm) e Rb (entre 300 e 130 ppm) das amostras. Dessa forma, as relações Rb^{87}/Sr^{86} anormalmente elevadas (de 3,5 até 11,5) teoricamente favoreceriam a obtenção de idades convencionais confiáveis. Entretanto, no estudo em diagrama isocrônico Rb-Sr (Figura 22), os pontos analíticos não lograram definir uma isócrona de boa qualidade. Delinea-se apenas uma idade próxima a 2660 m.a., porém, com elevado erro, e uma relação inicial da ordem de 0,75. O MSWD calculado (da ordem de 19) parece incompatível com a situação geológica da amostragem, seguramente cogenética, demonstrando a necessidade de apoio de outras metodologias isotópicas para elucidar a evolução dessas rochas.

Para tanto, três espécimes do granitóide (WT 19.1, WT 19.3, WT 19.6) foram selecionados para datação pelo método Pb-Pb, em conjunto com amostras do migmatito de Cláudio (WT 17, quatro amostras). A opção do estudo conjunto dos dois afloramentos fundamenta-se na tentativa de definição cronológica do evento original de migmatização e anatexia ocorridos na área em pauta. Além disso, em ambos os casos, o estudo radiométrico Rb-Sr não logrou definir precisamente a época de homogeneização isotópica principal de Sr.

Na Figura 23, define-se uma isócrona de boa qualidade com valor de 2732 (+20-21) m.a. para $\mu_1 = 8,11 \pm 0,12$. A posição das amostras WT 17 à esquerda da isócrona do primeiro estágio para 2730 m.a. é uma clara demonstração de que a evolução isotópica de Pb para as rochas em questão não pode ser descrita por um modelo simples em dois estágios. Além disso, o μ_1 situa-se já no limite superior do intervalo típico considerado pa-

Fig.22-DIAGRAMA Rb/Sr PARA ROCHAS DA PEDREIRA
ÁGUA LIMPA, IMEDIAÇÕES DE ITAPECERICA

Fig.23-ISÓCRONA Pb/Pb EM ROCHAS DA REGIÃO ITAPECERICA-CLÁUDIO

ra materiais arqueanos (7,5-8,0), sugerindo a existência de remobilizações importantes de Pb durante uma evolução antiga. Em base desses resultados não é descartável a hipótese dos materiais serem ainda anteriores, à maneira dos gnaisses da região de Campo Belo (a oeste) datados pelo Rb-Sr em isócrona, em cerca de 2,9 b.a..

Os dados radiométricos existentes para o domínio de Pará de Minas, Carioca, Pitangui, Nova Serrana, Torneiros mostraram-se interessantes. Ocorrem ali gnaisses predominantemente graníticos que foram estudados pelo método Rb-Sr em rocha total. As datações pré-existentes relatadas em trabalho de BESANG et alii (1977), foram interpretadas através de dois conjuntos pelo método Rb-Sr em rocha total. O primeiro conjunto, constituído por gnaisses tipo "Carioca" (de composição granítica), provenientes da BR-262 ao sul da localidade homônima, indicou idade isocrônica Rb-Sr de 2410 ± 34 m.a. e $R.I. = 0,70645 \pm 0,00070$ (Figura 24). O segundo conjunto de amostras refere-se a granitos e granodioritos das imediações de Pará de Minas e Pitangui ("granito Pará de Minas"), tendo sido obtida uma idade isocrônica Rb-Sr de referência de 2435 ± 27 m.a. para $R.I. = 0,70319 \pm 0,00034$ (Figura 25). Ambas as idades foram interpretadas pelo autores (op.cit.) como representantes das épocas, respectivamente, de anatexia e formação das suites estudadas.

No decorrer dos trabalhos de campo, o autor teve a oportunidade de coletar amostras adicionais com o objetivo de melhor estudar a problemática geocronológica apresentada pela obtenção de padrão de idade distinto relativamente à área investigada. As coletas dos anatexitos "Carioca" foram feitas nos afloramentos estudados por BESANG et alii (op. cit.) ao longo da BR 262, ao passo que o chamado granito "Pará de Minas" foi coletado em pedreira recém-aberta nas proximidades de Conceição do Pará, onde aflora rocha granítica com intrusões aplíticas.

A Figura 26 apresenta o diagrama Rb-Sr para rochas da pedreira Torneiros, o qual forneceu idade de 2233 ± 96

Fig. 24-DIAGRAMA ISOCRÔNICO Rb/Sr PARA GNAISSES DA REGIÃO DE CARIOCA (Besang et alii, 1977, recalculado)

Fig. 25-DIAGRAMA ISOCRÔNICO Rb/Sr PARA ROCHAS DA REGIÃO DE PARÁ DE MINAS (Besang et alii, 1977, recalculado)

Fig. 26-DIAGRAMA ISÔCRONICO Rb/Sr PARA ROCHAS DA PEDREIRA TORNEIROS, NA BR-262

m.a. para R.I. = $0,70679 \pm 0,00118$. Na opinião do autor, o resultado radiométrico é confiável face ao baixo MSWD obtido (da ordem de 0,6) e pela amostragem seguramente cogenética. Sugere-se assim a existência de rejuvenescimentos parciais transamazônicos no domínio comentado. A relação inicial elevada indica um re-trabalhamento de material pré-existente, quando comparada às razões isotópicas encontradas para a maioria dos conjuntos dados.

É interessante notar, todavia, que uma interpretação integrada (Figura 27) de afloramentos próximos pertencentes à unidade geológica (afloramentos APWT 3, 8, 9 e gnaisses "Carioca" de BESANG et alii, 1977). permitiu evidenciar a existência de dois eventos maiores de homogeneização isotópica de estrôncio. No diagrama de referência Rb-Sr obteve-se idade de 2716 ± 161 m.a. (R.I. = $0,70209 \pm 0,00217$) para todo o conjunto amostral. Evidentemente, face à extensão do domínio, ocorre uma dispersão dos pontos relativamente à reta isocrônica, fato compatível com o alto MSWD, porém não descaracterizando a idade arqueana obtida. Esse raciocínio é aparentemente reforçado pelas amostras APWT 8 (Figura 27), cujas frações 8G e 8C coadunam-se à isócrona de idade 2,7 b.a., ao passo que a amostra APWT 8D relaciona-se claramente à idade isocrônica de 2,2 b.a.. Vale também acrescentar que idades isocrônicas Rb-Sr transamazônicas foram confirmadas em vários afloramentos da área em estudo, como será visto adiante.

Em suma, com base nos dados disponíveis é viável supor que o fechamento original do sistema Rb-Sr teve escala inter-afloramentos (da ordem de quilômetros) havendo, no entanto, rehomogeneizações de Sr posteriores a nível de afloramento, como no caso do conjunto APWT 9 e daquele estudado por BESANG et alii (op.cit.) (por exemplo, amostras AL1315, 1323, 1324, Figura 27).

No caso do chamado granito "Parã de Minas", raciocínio análogo parece ter validade, face ao padrão geocronológico obtido. O conjunto analisado contém seis novas datações

Fig. 27-DIAGRAMA ISOCRÔNICO DE REFERÊNCIA Rb/Sr EM ROCHAS DA REGIÃO PARÁ DE MINAS-CARIOCA

além das quatro originalmente reportadas por BESANG et alii (1977).

A representação das dez análises num diagrama Rb-Sr integrado reflete imediatamente dispersão excessiva dos pontos e um MSWD elevado (5,7), o que levou à busca de interpretação alternativa. Nesse contexto, verifica-se que a opção de considerar as amostras AL 1311, AL 1309, SFWT - 01C e SFWT - 02B em separado produz diagrama isocrônico Rb-Sr de referência com idade de 2623 ± 22 m.a. para $R.I. = 0,70162 \pm 0,00021$ sendo o MSWD de 0,17 (Figura 28). Já ao se considerar um conjunto com sete pontos (Figura 29) é obtida idade de 2421 ± 28 m.a. e $R.I. = 0,70331 \pm 0,00039$ (MSWD = 1,94) sendo o resultado comparável àqueles registrados no trabalho de BESANG et alii (1977). Um ponto analítico restante (SFWT O 1F) exclui-se do conjunto revelando-se ainda mais jovem; sua idade Rb-Sr convencional é de 2119 ± 62 m.a. (Apêndice 2).

Pelo exposto, é lícito propor uma idade primária arqueana preservada para as rochas graníticas de Pará de Minas - Pitangui - Conceição do Pará, temporalmente correlacionada aos demais terrenos metamórficos adjacentes datados, e invalidando, portanto, a proposição do granito "Pará de Minas" ser de natureza intrusiva. Por outro lado, a idade próxima a 2400 m.a. parece representar uma época preferencial de colocação dos aplitos (Figura 29) e de rehomogeneizações isotópicas significativas vinculadas, a nosso ver, a processos do Proterozóico Inferior (manteamento da "estrutura Pará de Minas"). Esses processos seriam também a causa dos rejuvenescimentos diferenciais de Sr intrafloramentos.

Resultados interessantes foram também obtidos para o domínio granulítico de Desterro de Entre-Rios. Ali as rochas apresentam-se, em geral, com metamorfismo na facies anfibolito alto, porém ainda sendo encontrados localmente enderbitos. A isócrona Rb-Sr de referência construída agrupa amostras da litologia típica de Desterro de Entre-Rios e de um enderbito, este aflorante na região de Oliveira, produzindo uma idade de 2566 ± 53 .

Fig. 28 - DIAGRAMA ISOCRÔNICO Rb/Sr DE REFERÊNCIA PARA ROCHAS DA REGIÃO PARÁ DE MINAS-PITANGUI-CONCEIÇÃO DO PARÁ (ALTERNATIVA 1)

Fig. 29 - DIAGRAMA ISOCRÔNICO Rb/Sr DE REFERÊNCIA PARA ROCHAS DA REGIÃO DE PARÁ DE MINAS-PITANGUI-CONCEIÇÃO DO PARÁ (ALTERNATIVA 2)

m.a. para uma R.I. = $0,70624 \pm 0,00144$ (Figura 30). O MSWD da ordem de 0,64 evidencia a cogeneticidade do material estudado fornecendo, em consequência, segurança à hipótese de que o valor radiométrico seja referente ao retrabalhamento de materiais mais antigos.

De outra parte, o conjunto de amostras dos afloramentos APWT 17 e 18, com a adição de amostras próximas (APWT 19, 21) foi também selecionado para análises isotópicas de Pb nos laboratórios de geocronologia da Universidade de Oxford. Os resultados preliminares em minerais sugerem uma idade em torno de 2,1 b.a. para parte das amostras (BASEI, inf. verbal) corroborando com a existência de superimposição metamórfica de idade transamazônica no segmento crustal arqueano da parte meridional do Cráton do São Francisco.

Cabe também comentar o padrão geocronológico obtido para os gnaisses quartzo-dioríticos da pedreira Oliveira (SFWT 14). Petrograficamente, a paragênese observada refere-se à facies anfibolito havendo, entretanto, indícios da rocha ter sofrido forte retrometamorfismo (diopsídio, passando a anfibólio).

Sete amostras selecionadas para processamento geocronológico indicaram padrão semelhante àquele dos gnaisses graníticos de Passa-Tempo, anteriormente discutidos. Consta-se no presente caso, dispersão significativa dos pontos analíticos no diagrama Rb-Sr (Figura 31), sendo possível apenas delinear uma idade em torno de 2500 m.a. para um rehomogeneização isotópica aparentemente ocorrida a nível do afloramento. Entretanto, forte perturbação posterior do sistema Rb-Sr ocorreu haja visto a posição da amostra SFWT 14B, claramente abaixo da reta traçada. O fenômeno abrangeu inclusive a escala regional, face ao padrão semelhante encontrado em conjuntos radiométricos de situação geográfica adjacente. Em nossa opinião, esses pro-

Fig. 30-ISÓCRONA Rb/Sr DE REFERÊNCIA PARA ROCHAS EM DESTERRO DE ENTRE-RIOS E OLIVEIRA

Fig. 31 - DIAGRAMA Rb/Sr PARA GNAISSES QUARTZO-DIORÍTICOS DA PEDREIRA OLIVEIRA (SFWT 14)

cessos diferenciais de rejuvenescimento isotópico estariam associados à atuação do "diastrofismo Minas", conforme será comentado adiante.

IDENTIFICAÇÃO DE UMA PROVÍNCIA GEOCRONOLÓGICA NO ARQUEANO TARDIO

O conjunto de dados radiométricos anteriormente discutido demonstra a importância dos processos tectonômicos vinculados à evolução crustal durante o Arqueano tardio sendo interessante, nesse contexto, tecer algumas considerações adicionais sobre os diferentes padrões de idade obtidos.

Numa tentativa de caracterizar as épocas significativas em termos de processos de acreção/diferenciação e/ou de retrabalhamento crustal procedeu-se a um exame integrado dos resultados isocrônicos Rb-Sr e Pb-Pb de idade arqueana através de uma representação gráfica (Figura 32). O esboço configura uma tentativa de interpretação acerca da situação geotectônica da área investigada não caracterizando, necessariamente, um modelo fixista que não leve em conta uma mobilidade horizontal entre unidades, no tempo geológico antigo.

Com base na simbologia radiométrica delinea-se claramente uma província de idade arqueana para grande parte da área investigada havendo, contudo, na extremidade sul uma província de idade proterozóica inferior (conforme será discutido oportunamente), cujos registros ocorrem também no setor noroeste (região de Bom Despacho). Provavelmente integrado à província arqueana estaria também o anfibolito WT-3A (ver sua localização na figura), cuja idade aparente K-Ar é da ordem de 2,56 b.a..Torna-se claro, todavia, que a delimitação aqui proposta tem caráter preliminar e tentativo sendo que uma melhor definição geográfica poderá ser alcançada com dados isotópicos adicionais.

Conforme descrito na literatura (por exem-

2,73 Localização de isócronas Rb/ Sr
e respectiva idade em b.a.

2,56 Idade aparente K - Ar em b.a.

Domínio inferido para núcleos
crustais

PROVÍNCIAS DE IDADE

Proterozóica inferior

Arqueana

Fig. 32- ESBOÇO ESQUEMÁTICO DOS PADRÕES INTERNOS DE IDADE
NA PROVÍNCIA GEOCRONOLÓGICA ARQUEANA

plo, MOORBATH, 1975; MOORBATH e TAYLOR, 1981) tais províncias datariam grosseiramente o desenvolvimento de eventos geodinâmicos permitindo extrapolações a respeito da evolução geotectônica. Como decorrência dessa concepção, ficam caracterizadas (com base na geocronologia efetuada para a área em pauta) sucessivas acreções/diferenciações do manto superior/crosta inferior combinadas com etapas subordinadas de retrabalhamento crustal durante o Arqueano tardio (2,9 - 2,6 b.a.), numa clara analogia com outros domínios crustais antigos mundialmente reconhecidos.

Em adição, os padrões de idade entre 2,96 e 2,5 b.a., verificados internamente no domínio arqueano, permitem aventar a existência de centros de acreção continental, os quais encontram-se inferidos na Figura 32. Aparentemente, os setores nordeste (com 2,83 - 2,80 b.a.) e sudoeste (2,96 b.a.) teriam sido os núcleos relativamente mais antigos de espessamento crustal os quais progrediram para um setor central com idades entre 2,75 e 2,7 b.a. (imediações de Itapecerica, Cláudio, Divinópolis). Nesse contexto, é possível que determinados restos de supracrustais representem parte dos limites entre os núcleos.

É interessante também notar que determinados setores marginais da referida província tiveram envolvimento parcial nos processos geodinâmicos do Proterozóico Inferior sendo obtidos, com isso, padrões isocrônicos múltiplos (2,7 - 2,4 - 2,2 b.a.) em mesmo afloramento, como na região de Pará de Minas, Pitangui e Santo Antônio do Monte. A presença de um evento maior superimposto nesta época na parte meridional do Cráton do São Francisco é corroborado, adicionalmente, pela grande maioria das idades radiométricas K-Ar empreendidas para rochas do embasamento da área investigada que refletem um resfriamento regional ocorrido ao final do Proterozóico Inferior (entre 2000-1700 m.a.).

De qualquer modo, o conjunto geocronológico ora em discussão caracteriza uma província antiga na qual os processos de adição de material proveniente do manto, além de retra

balhamentos crustais teriam ocorrido sucessivamente no Arqueano tardio. Esta concepção é condizente com um regime de grande mobilidade tectônica, conforme descrito classicamente na literatura e que teria conduzido, no presente caso, a um crescimento da crosta continental com parcela significativa de material ortoderivado.

4.2.4. PROTEROZÓICO INFERIOR

O conjunto radiométrico Rb-Sr existente para a parte sul do Cráton do São Francisco indica que o embasamento cristalino de idade arqueana teve envolvimento ao final do Proterozóico Inferior com o ciclo Transamazônico, estando associado também à essa orogenia o metamorfismo do Supergrupo Minas. Face a esse contexto evolutivo, a quase totalidade das datações K-Ar revelou idades vinculadas ao resfriamento do evento Transamazônico. As exceções dizem respeito a dois anfíbolitos provavelmente correlacionáveis à sequência Rio das Velhas, com idades de 2,56 e 2,25 b.a. (WT 3 e JSWT.01J, Apêndice 1) e dois exemplares de diques básicos da região de São Tiago (STG/MS 240,247, Tabela 6), cujas idades aparentes da ordem de 2,3 b.a. demonstram, uma vez mais, a estabilidade tectônica antiga da região. O conjunto de datações K-Ar desses diques será discutido em item respectivo.

A existência de retrabalhamentos crustais significativos no Proterozóico Inferior foi presentemente constatado a nível de reconhecimento. Provavelmente, com trabalhos em escala de detalhe e apoio geocronológico compatível confirmar-se-á a grande extensão deste processo superimposto sobre o segmento cratônico de idade arqueana.

Conforme demonstrado na pedreira Santo Antônio do Monte (afloramento WT 15, Figura 21) as análises radiométricas Rb-Sr sugerem ser o granitóide de geração arqueana, porém afetado de modo significativo por evento de homogeneização isotópica posterior, de idade em torno de 2,2 b.a. (reta tracejada).

Além disso, as relações Rb^{87}/Sr^{86} são mais elevadas comparativamente com as de outras isócronas obtidas para o embasamento, o que poderia representar aumento nos teores de Rb em escala regional (metassomatose?). Esse fato está melhor caracterizado nas amostras estudadas em Itapeçerica (afloramento WT 19, Figura 22) onde o granitóide revela teores maiores de Rb relativamente às demais rochas arqueanas. As relações Rb^{87}/Sr^{86} das análises isotópicas indicaram valores de até 19, o que corrobora com a hipótese de acréscimos de Rb (e portanto de K) para as rochas em questão.

Em adição, vale ressaltar que a origem de tais processos poderia relacionar-se em idade ao evento Transamazônico (aqui caracterizado como "diastrofismo Minas") conforme evidenciado pelas idades aparentes K-Ar em micas, também empreendidas (amostras WT 15D2, WT 14, WT 18; Apêndice 1) e situadas no tempo entre 2150 e 1890 m.a. Além disso, conforme ressaltaram INDA et alii (1984) no tocante às modificações químicas ocorridas em rochas do complexo arqueano, ocorre um enriquecimento de elementos incompatíveis como Rb, Zr, Nb, La, Ce, Y, entre outros, apontando a probabilidade de as quantidades principais destes elementos e do K terem sido enriquecidos na crosta arqueana por processos proterozóicos. Nesse sentido, cabe novamente ressaltar a existência de biotita portando duas orientações, observada ao microscópio, o que corrobora, a nosso ver, com a hipótese da superimposição metamórfica em material mais antigo.

Na região de Passa-Tempo amostras de gnaisses graníticos selecionadas para estudo radiométrico Rb-Sr parecem revelar a existência de retrabalhamentos a partir de rochas mais antigas. Com efeito, utilizando-se como referência a construção da Figura 30 (idade de 2566 ± 53 m.a.), relativa a amostras coletadas no mesmo perfil, pode-se obter uma comparação com o padrão radiométrico do conjunto APWT 19, 20 e 21, que é nitidamente mais jovem. Apesar da dispersão dos sete pontos analíticos, é possível traçar uma isócrona de referência com idade de cerca

Fig.33-DIAGRAMA Rb/Sr DE REFERÊNCIA PARA ROCHAS EM DESTERRO DE ENTRE-RIOS E PASSA-TEMPO

2280 m.a. para uma R.I. = 0,744 (Figura 33). Evidentemente, o re-trabalhamento teria sido heterogêneo no conjunto analisado, conforme demonstrado pelo elevado erro experimental. Entretanto, de qualquer forma, caracteriza-se a existência de rehomogeneizações isotópicas de Sr em materiais pré-existentes no perfil Desterro de Entre-Rios/Passa Tempo o que, adicionalmente, serviria para explicar os desequilíbrios constatados no sistema Rb-Sr nos casos dos granitóides de Itapecerica e Santo Antônio do Monte, e também nos migmatitos de Cláudio, anteriormente discutidos (item 4.2.1.).

Finalmente, prováveis retrabalhamentos crustais podem ser também aventados para o setor Pará de Minas - Carioca na pedreira Torneiros, com base nos dados radiométricos. Ali, a isócrona Rb-Sr forneceu idade de 2233 ± 96 m.a. para R.I. = $0,70679 \pm 0,00118$ (Figura 26). A elevada relação inicial, conforme comentada anteriormente, é sugestiva de retrabalhamento de material pré-existente, em que pese a possibilidade de terem ocorrido misturas com material sedimentar, fator que poderia também aumentar a razão inicial.

"DIASTROFISMO MINAS"

Os estudos radiométricos Rb-Sr e K-Ar efetuados indicaram que o final do Proterozóico Inferior teve grande importância na evolução geológica da parte meridional do Cráton do São Francisco, em termos da área investigada. O metamorfismo do Supergrupo Minas associa-se temporalmente ao ciclo Transamazônico (2100-1800 m.a.), fato corroborado pelo próprio caráter litológico da unidade, constituído por metassedimentos clástico-químicos além de carbonatos e formações ferríferas permitindo clara analogia com outras seqüências cronocorrelatas, expostas em diversas áreas do globo.

Processos retrometamórficos importantes, aqui considerados em parte de idade transamazônica, afetaram o embasamento arqueano. Em escala regional, é constatada a passagem

freqüente de anfibólio para biotita (por exemplo, em Campo Belo, Divinópolis, Itaúna), bem como a existência local de uralitizações em afloramentos dos representantes granulíticos. No contexto geocronológico, a constatação acima é corroborada pela quase totalidade das idades aparentes K-Ar (em micas e secundariamente em anfibólios) situados no tempo entre 2100 e 1750 m.a. (A pêndice 1), período aqui admitido para as recristalizações metamórficas e resfriamento regional. Adicionalmente, um conjunto de evidências isotópicas são sugestivas de fenômenos de acreção e re-trabalhamento crustal, granitogênese e de colocação de corpos pegmatóides todos associados ao desenvolvimento do ciclo Transamazônico.

Fenômenos de retrabalhamento podem ser aventados no caso do conjunto radiométrico disponível para rochas do embasamento cristalino da pedreira Ferneti, imediações de Sete Lagoas (PINSON et alii, 1967). Aflora ali um granitóide grosseiro com variações para biotita gnaisses e exibindo também uma facies de cor rósea rica em feldspato potássico, descrição essa inteiramente semelhante às características observadas nos vários perfis realizados na área em pauta. Segundo PINSON et alii (op. cit.), numerosos diques pegmatíticos cortam os granitóides, sendo também freqüentemente constatados xenólitos (biot. gnaisses). Representantes de todos os espécimes descritos foram analisados radiometricamente pelo método Rb-Sr, fornecendo uma idade de 1830 m.a. e $R.I. = 0,724$ (incluindo-se nesse padrão também análise em biotita de um exemplar de rocha granítica).

A Figura 34 apresenta a isócrona de referência construída para o granitóide, incluindo os dois xenólitos, com o conjunto definindo idade de 1823 ± 92 m.a. para $R.I. = 0,72338 \pm 0,00305$. O MSWD da ordem de 0,89 sugere que os materiais analisados guardam certa contemporaneidade, segundo uma homogeneização isotópica ocorrida no Transamazônico.

Um traçado isocrônico alternativo para o conjunto de amostras pode ser definido pela separação dos dois xenólitos em relação às demais amostras. Nesse caso, os pontos analíticos R - 6581C, G e F indicariam idade próxima a 2100 m.a. pa

Fig.34-ISÓCRONA Rb/Sr DE REFERÊNCIA PARA ROCHAS
 DAS IMEDIAÇÕES DE SETE LAGOAS (Pinson et alii, 1967)

ra R.I. = 0,715 (reta tracejada na Figura 34), situando-se os senólitos ligeiramente acima deste alinhamento. Em ambas as interpretações, no entanto, define-se uma alta relação inicial Sr^{87}/Sr^{86} o que indica delongada residência crustal para os materiais analisados..

Processos de contaminação e/ou retrabalhamento crustal são sugeridos pelos estudos isotópicos efetuados em rochas da região de Bom Despacho, onde a isócrona construída indicou idade de 2092 ± 135 m.a. para R.I. de $0,70802 \pm 0,00175$ (Figura 35) ou para o granito "Alto Jacarandá" (denominação informal) situado a NW de Entre-Rios de Minas, que revelou idade de 1900 ± 108 m.a., para R.I. de $0,70955 \pm 0,00181$ (Figura 36). Note-se aqui que as elevadas relações iniciais Sr^{87}/Sr^{86} obtidas podem refletir a existência de materiais mais antigos afetados isotopicamente durante a granitização. Esta possibilidade é reforçada pelo elevado MSWD obtido, em ambos os casos, sugerindo uma heterogeneidade tanto dos materiais-fonte, como da intensidade daquele processo.

Raciocínio semelhante pode ser aventado para a interpretação do conjunto de amostras da Pedreira Boa Esperança, já no domínio do embasamento ao sul do batólito Porto Mendes (Apêndices 4 e 5). O diagrama construído (Figura 37) indicou idade de 2100 ± 143 m.a. e R.I. de $0,7375 \pm 0,0099$ para sete análises havendo, entretanto, patente dispersão dada pelos pontos 10.2H, 2A e 10.2, estes situados acima da reta.

É interessante ressaltar que ao microscópio a rocha apresenta-se bem preservada, sem efeitos significativos de cataclase ou de transformações secundárias que poderiam originar o desequilíbrio isotópico constatado. Assim, o padrão geocronológico é presentemente interpretado como reflexo de importante retrabalhamento ocorrido no Transamazônico a partir de rochas mais antigas (notar a elevada relação inicial obtida no diagrama). Tal hipótese está de acordo com um MSWD elevado ($\approx 5,4$) que demonstra a não contemporaneidade dos materiais analisados. Adicionalmente, cabe acrescentar que esta linha evolutiva é cor-

Fig. 35-DIAGRAMA ISOCRÔNICO Rb/Sr PARA ROCHAS DA PEDREIRA "CALAMBAÚ", NA BR-262, IMEDIAÇÕES DE BOM DESPACHO

Fig. 36-DIAGRAMA ISOCRÔNICO Rb/Sr PARA O GRANITO "ALTO JACARANDA" (NW DE ENTRE-RIOS DE MINAS)

Fig. 37 - DIAGRAMA ISOCRÔNICO Rb/Sr PARA GNAISSES GRANÍTICOS DA PEDREIRA BOA ESPERANÇA

Fig. 38 - DIAGRAMA ISOCRÔNICO Rb/Sr DE REFERÊNCIA PARA O MACIÇO INTRUSIVO PORTO MENDES

roborada pela existência de registros geocronológicos antigos, como os existentes ao sul de Perdões, provenientes de idades Rb/Sr convencionais (amostras PS 16 e PS 18, Apêndice 2).

Adicionalmente, uma interpretação alternativa para as rochas do afloramento de Boa Esperança seria a adoção de um alinhamento através das amostras SFWT 10.2B, 10.2J, 10.2H e 10.2A indicando idade em torno de 1500 m.a. (R.I. = 0,82). Este resultado refletiria uma rehomogeneização parcial do sistema litológico devido ao ciclo Uruaçuano que efetivamente atuou no domínio da faixa "Araxá-Canastra", haja visto as várias idades aparentes K-Ar e Rb-Sr convencionais do Proterozóico Médio ali existentes.

O "diastrofismo Minas" é caracterizado na área investigada também pela geração de importantes corpos plutônicos de dimensões variáveis e cujo melhor exemplo é dado pelo maciço intrusivo Porto Mendes, com idade isocrônica Rb-Sr de 2200 ± 175 m.a. (Figura 38). No diagrama evidenciam-se certa dispersão dos pontos analíticos e imprecisão da relação isotópica inicial Sr^{87}/Sr^{86} decorrente da característica das amostras analisadas, possuidoras de elevadas relações Rb^{87}/Sr^{86} . Este fato, no entanto, permite encarar os sete resultados convencionais (são concordantes em idade) como confiáveis, confirmando uma idade do final do Proterozóico Inferior para o batolito. Determinações adicionais em amostras portadoras de baixas relações Rb^{87}/Sr^{86} caracterizarão de modo preciso a idade de geração do maciço.

Outros registros radiométricos transamazônicos através de datações Rb-Sr convencionais são verificados em rochas graníticas nas proximidades de Itatiaiuçu (amostras 1067), Jaceaba (amostra 1299), ao norte de Moeda (amostra 1241B) e ao sul de Entre-Rios de Minas (AP/WT 29B), com as idades situando-se entre 2000 e 2100 m.a. (Apêndice 2).

Na extremidade sul da área estudada, dados

radiométricos inéditos (pesquisa CPGeo/R.Trouw) em granodiorito gnáissico das imediações de Lavras indicaram idade isocrônica de 1982 ± 108 m.a. (Figura 39). A relação inicial obtida ($0,7041 \pm 0,0013$) sugere que o material tenha sido gerado no próprio ciclo Transamazônico, derivado de fonte primária provavelmente vulcânica/plutônica. A leste desse afloramento, na região de Itumirim, ocorrem extensões da mesma unidade litológica, ali também selecionada para este estudo radiométrico Rb-Sr. Das sete amostras analisadas, seis produzem um alinhamento isocrônico pouco definido em termos de idade e razão inicial, produto de uma distribuição espacial desfavorável dos pontos no diagrama.

Em função da semelhança do quimismo das rochas de Itumirim relativamente às de Lavras, expressa geocronologicamente através de relações Rb^{87}/Sr^{86} similares entre os afloramentos, optou-se tentativamente pela interpretação integrada dos dois conjuntos amostrais em diagrama isocrônico de referência.

A Figura 40 define uma isócrona com idade de 2137 ± 123 m.a. e R.I. = $0,7026 \pm 0,0020$ para dez pontos analíticos. As amostras LAY 1F e SFWT 15.4 mostram-se mais jovens que a idade encontrada, sugerindo a existência de rejuvenescimentos isotópicos parciais de Sr na margem meridional cratônica devidos à superimposição metamórfica de idade proterozóica média e superior, que reconhecidamente se desenvolveu ao longo do domínio marginal sul da entidade geotectônica.

O MSWD relativamente elevado (3,8) poderia refletir o fato das amostras não serem rigorosamente cogenéticas. Entretanto, no caso do afloramento de Itumirim (SFWT 15) constatou-se no estudo micropetrográfico a presença de recristalizações (por vezes expressivas) o que teria afetado o equilíbrio do sistema Rb-Sr levando, assim, a uma menor colinearidade dos pontos e, em consequência, ao aumento do MSWD. Digno de nota é, sem dúvida, a baixa relação inicial definida pela isócrona

Fig. 39 - DIAGRAMA ISOCRÔNICO Rb/Sr PARA O GRANODIORITO GNAÍSSICO AO SUL DE LAVRAS (dato inédito, CPGeo/ R. Trouw)

Fig. 40 - DIAGRAMA ISOCRÔNICO Rb/Sr DE REFERÊNCIA PARA GNAISSES GRANODIORÍTICOS DA REGIÃO LAVRAS - ITUMIRIM

de referência, o que reforça a hipótese de que essas rochas derivaram-se de materiais juvenis provenientes do manto e/ou crosta inferior.

Finalmente, registre-se o padrão radiométrico obtido em pedreira na localidade de Entre-Rios de Minas. Aflora ali um biotita gnaiss tonalítico, cuja idade isocrônica Rb-Sr foi de 1886 ± 153 m.a. para $R.I. = 0,70358 \pm 0,00072$ (Figura 41). A presença expressiva de recristalizações e cataclase, conforme exame ao microscópio, seria a causa aparente da dispersão dos pontos analíticos (causando excessivo erro experimental e alto MSWD) fatores que, entretanto, não invalidam a significação geológica do resultado comprovando o envolvimento deste setor oriental pela geodinâmica transamazônica. Por outro lado, a relação inicial, da ordem de $0,704$, poderia sugerir um retrabalhamento na aquela época de materiais crustais pré-existentes, embora a interpretação não possa ser definitiva face aos erros analíticos apresentados. Por último, ressalte-se a datação K-Ar em biotita também efetuada no afloramento, cuja idade de cerca de 780 m.a. (Apêndice 1) demonstra o rejuvenescimento isotópico ocorrido neste setor de embasamento pela atuação no domínio marginal do ciclo Brasileiro.

Inúmeros corpos pegmatóides, sob a forma de diques ou filões irregulares, são constatados cortando os terrenos arqueanos da área em pauta, bem como as seqüências Rio das Velhas e Minas. Trata-se de rochas de granulação centimétrica constituídas essencialmente por feldspatos (predominantemente microclíneo), quartzo, albita e mica. Turmalina e fluorita são encontradas em ocorrências locais.

Com vistas à definição temporal dessas rochas relativamente ao "diastrofismo Minas", algumas amostras foram selecionadas para processamento geocronológico Rb-Sr, provenientes de amostragem efetuada nas pedreiras de Itaúna e Micol (próxima a Cláudio). Duas datações pré-existentes já haviam si-

Fig. 41 - DIAGRAMA ISOCRÔNICO Rb/Sr PARA ROCHAS DA PEDREIRA ENTRE-RIOS DE MINAS

do referidas na literatura, nos estudos de PINSON et alii (1967) na região de Sete Lagoas (pedreira Ferneti). A Tabela 2 apresenta os dados analíticos Rb-Sr disponíveis na área investigada.

As isócronas Rb-Sr construídas são produto de análise de diferentes frações dos pegmatóides, utilizando-se um critério tentativo de concentração mineralógica de determinados minerais, tais como feldspatos e micas. Dessa forma, houve possibilidade de selecionar amostras com conteúdos variados de Rb e Sr, cujas relações Rb-Sr mostraram distribuição favorável, quando representadas em diagrama isocrônico. Em que pese a migração dos átomos de Sr entre as fases minerais, considera-se aqui que este processo tenha cessado logo após a colocação dos corpos e, como tal, a idade mineral (isocrônica) obtida aproxima-se da idade real da formação desses pegmatóides.

A isócrona construída para os pegmatóides da pedreira Itaúna forneceu idade de 1869 ± 18 m.a. para $R.I. = 0,71079 \pm 0,00049$ (Figura 42). Aparentemente não há variações significativas de idade entre os veios concordantes e discordantes (SBWT 1C1, C2), pois todas as amostras se coadunam à isócrona construída. Um único resultado mostrou-se destoante do conjunto (amostra SBWT 1C3), sendo sua idade aparente da ordem de 1230 m.a. (Tabela 2). Há, entretanto, necessidade de análises adicionais para definir eventuais fases pegmatóides mais jovens que o Transamazônico, na área investigada.

Com referência à pedreira Micol, o diagrama Rb-Sr isocrônico indicou idade de 2078 ± 78 m.a. para $R.I. = 0,7156 \pm 0,0018$ (Figura 43). O resultado radiométrico, de boa confiabilidade analítica confirma, uma vez mais, a colocação desta fase fluída e volátil durante os processos tardios do ciclo Transamazônico. Em adição, outra análise em rocha pegmatóide foi efetuada para a amostra APWT 3C que secciona nebulitos da pedreira Catumba, entre Pará de Minas e Itaúna. O resultado Rb-Sr convên-

TABELA 2 - Dados analíticos Rb/Sr para as intrusivas pegmatóides

Nº LAB.	Nº CAMPO	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Rb ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	IDADE * (m.a.)
4948	WT-17E3	113,1	403,4	0,810±0,020	0,73880±0,00100	2460±183
4955	WT-17E7	111,5	245,6	1,320±0,030	0,75660±0,00070	2443±123
4954	WT-17E11	104,8	175,9	1,730±0,030	0,76770±0,00110	2310±106
4947	WT-17E4	173,5	258,0	1,960±0,040	0,77430±0,00080	2273±96
4951	WT-17E1	191,9	224,1	2,500±0,050	0,78910±0,00100	2194±85
4949	WT-17E5	219,7	248,2	2,580±0,050	0,78430±0,00100	1999±80
6504	SB/WT-1B2	140,5	363,9	1,121±0,032	0,74144±0,00011	1948±119
6507	SB/WT-1C2	320,1	107,0	8,869±0,245	0,95419±0,00013	1913±56
6508	SB/WT-1C1	201,4	115,0	5,139±0,143	0,84937±0,00021	1884±59
7460	AP/WT-3C	170,1	330,3	1,497±0,042	0,74933±0,00055	1826±98
6506	SB/WT-1C3	142,1	111,0	3,730±0,105	0,77578±0,00049	1231±49
-	B 6581d	446,0	59,9	22,950	1,36570	2000
-(rep.)	B 6581d	426,0	59,1	22,200	1,36620	2050
-	B 6581d	281,0	279,0	2,940	0,79880	2100

* Razão Inicial = 0,710 para $\lambda_{\text{Rb}} = 1,42\text{E}-11/\text{anos}$

Fig.42-ISÓCRONA Rb/Sr PARA PEGMATÓIDES DA PEDREIRA ITAÚNA

Fig. 43 - ISÓCRONA Rb/ Sr PARA PEGMATÓIDES DA PEDREIRA MICOL

cional (para R.I. = 0,71) foi de 1826 ± 98 m.a. (Apêndice 2) coadunando-se temporalmente às demais atividades acima comentadas.

Finalmente, registre-se a idade encontrada por PINSON et alii (1967) para os "pegmatitos" da pedreira Ferneti. As duas amostras analisadas (B 6581, Tabela 2) indicaram idades de 2,0 e 2,1 b.a. (R.I. = 0,71) e segundo a interpretação daqueles autores, permite clara correlação temporal com as demais atividades ora estudadas no domínio meridional cratônico.

RECONSTRUÇÃO PALEOTECTÔNICA

No contexto do Cráton do São Francisco, o final do Proterozóico Inferior está bem representado pelo evento tectonomagmático Transamazônico (2,1 - 1,8 b.a.), que corresponde a importante período de consolidação crustal da entidade. Associados temporalmente ao ciclo orogênico ocorreram magmatismo de caráter diferenciado, gnaissificação, migmatização e seqüências vulcano-sedimentares, além de mineralizações magmático-sedimentares, hidrotermais e remobilizadas.

No Quadrilátero Ferrífero, o desenvolvimento do Supergrupo Minas foi acompanhado tipicamente por metamorfismo progressivo da facies xisto-verde inferior a anfibolito superior, processo este que atingindo o embasamento cristalino de maneira diferencial causou de um lado retrometamorfismo e, de outro, retrabalhamentos crustais. Falhas de empurrão e cisalhamentos também afetaram a unidade obliterando, em consequência desses processos, suas relações originais com o embasamento.

Em termos paleotectônicos pode-se aventar, para a parte meridional do Cráton do São Francisco, a existência de um embasamento arqueano gnaissificado e migmatizado sobre o qual depositaram-se as rochas do Grupo Nova Lima, em contraposição com um domínio crustal desenvolvido durante o Proterozóico Inferior e cuja tipificação é dada pelos metassedimentos do Supergrupo Minas.

O Complexo de Bação e a maior parte da área investigada onde se expõe o embasamento cristalino arqueano, configurava uma região elevada ao final do Proterozóico Inferior, parcialmente recoberta, transgressivamente, pelo material sedimentar. Conforme apontaram CORDANI et alii (1980), a deposição dos litotipos Minas provavelmente condicionou-se a sistemas de fraqueza antigos que permaneceram ativos até, pelo menos o seu transporte à posição atual (SCHORSCHER 1975, 1980; SCHORSCHER et alii, 1982). Movimentação vertical de blocos do embasamento (Bação, Pará de Minas, Bom Fim, entre outros) e posteriores deslocamentos horizontais teriam originado a complexidade estrutural observada tanto nas seqüências supracrustais arqueanas como no Supergrupo Minas no qual não se observa um padrão deformacional coerente.

Sob a óptica geocronológica, é claramente identificada uma evolução proterozóica inferior em parte do segmento crustal ora investigado, permitindo extrapolações importantes quanto ao quadro paleotectônico. Conforme discutido anteriormente, define-se a existência de "embasamento" seguramente gerado no final ao Proterozóico Inferior, além de retrabalhamentos crustais abrangendo os setores orientais e noroeste da região em estudo. Vale adicionalmente ressaltar, a posição geográfica próxima dessa região do maciço intrusivo Porto Mendes, de natureza calco-alcalina e com idade Rb-Sr isocrônica em torno de 2200 m.a., bem como a estruturação regional do setor sul, segundo E-W, com presença eventual de empurrões para norte. O quadro é coerentemente complementado pelas datações em diques básicos anorogênicos na região de São Tiago e ao norte de Campo Belo indicando valores entre 2150 - 2300 m.a., e que demonstram a existência de uma borda crustal cratonizada (relativamente a um domínio de evolução transamazônica) onde os esforços superimpostos causaram fraturamentos eventualmente portadores deste magmatismo.

Em suma, a existência de um arco magmático do Proterozóico Inferior (ao qual propomos a denominação informal de Cinturão Mineiro), abrangendo parte do domínio meridional do Cráton do

São Francisco, parece ter inequívoca definição no contexto evolutivo, com os reflexos desta atividade geodinâmica configurando o chamado "diastrofismo Minas".

A delimitação de uma província de idade proterozóica inferior bordejando o domínio arqueano, conforme caracterizado na Figura 44, coaduna-se também com o cenário geotectônico exibido por muitos crátons (por exemplo, províncias Churchill e Superior no escudo Canadense), onde os núcleos antigos são delimitados por províncias cujas estruturas são predominantemente mais novas, pelo menos no Proterozóico Inferior.

A literatura específica sobre regimes tectônicos e evolução crustal registra que na transição Arqueano-Proterozóico ocorreram mudanças substanciais relacionadas ao decréscimo de produção de calor terrestre em combinação com o aumento na reciclagem da crosta pré-existente, através de processos tectonomagmáticos (SALOP, 1977; WINDLEY, 1977; KRÖNER, 1982, entre outros). Nesse contexto, as unidades tectônicas supracrustais do Proterozóico Inferior apresentam estilo estrutural sugestivo, em muitos casos, de uma formação condicionada a grandes fraturas num embasamento ensiálico (através de grandes rifts, aulacógenos e feições similares); em outros casos indicando geração em bacias marginais sobre margens continentais extensas a partir do desenvolvimento de faixas dobradas (em parte ensiálicas, em parte simáticas). Estes cinturões seriam responsáveis pela produção de sial juvenil possivelmente através de arcos magmáticos relacionados a zonas antigas de subducção ou obducção.

A partir dessa configuração genérica emerge uma analogia com os metassedimentos do Supergrupo Minas do Quadrilátero Ferrífero que representariam as supracrustais equivalentes a um substrato do Proterozóico Inferior ora identificado geocronologicamente e caracterizando, de maneira integrada, um verdadeiro cinturão móvel tipificado na área em pauta (Figura 44) por retrabalhamentos crustais (regiões de Boa Esperança, oeste de

PROVÍNCIAS DE IDADE

	Brasília
	Urucuana
	Transamazônica
	Arqueana

2,70-Localização de isócronas Rb/Sr e respectiva idade em b. a.

Falha inversa

Base geológica da Fig. 8

0 10 30 km

Fig. 44-PADRÕES GEOCRONOLÓGICOS DA PARTE MERIDIONAL DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO E REGIÕES ADJACENTES

Moeda, Passa-Tempo/Entre-Rios de Minas, Sete Lagoas, Santo Antônio do Monte, Bom Despacho, Carioca, Pará de Minas) combinados com contribuição efetiva de sial juvenil derivado do manto por diferenciação (como na região de Lavras e Itumirim). Plutonismo associar-se-ia temporalmente à essa evolução através da edificação do maciço granítico Porto Mendes, situado geograficamente na borda da extremidade sudoeste da referida província.

De outra parte, um dos aspectos interessantes decorrente da existência de um cinturão móvel do final do Proterozóico Inferior é a possibilidade de efetuar extrapolações a respeito da localização das jazidas de Fe do Quadrilátero Ferrífero.

Conforme recentemente comentado por GOODWIN (1982), a maioria dos depósitos de Fe conhecidos do globo é bordejada por orogenias do Proterozóico Inferior, que são caracterizadas por intenso tectonismo, metamorfismo e intrusão, tratando-se de acumulações em bacias marinhas superficiais de margem continental ou plataformas.

Esses depósitos de Fe situam-se mundialmente perto dos limites ou sobre crâtons arqueanos, constituindo porém parte integrante de cinturões móveis do Proterozóico Inferior os quais experimentaram acumulação precoce de Fe e SiO_2 na margem continental (principalmente no intervalo de tempo 2,5-2,0 b.a.) seguida por deformação regional envolvendo vários graus de transporte tectônico (inclusive "nappes") em direção ao segmento crustal estável, numa analogia com o quadro geológico/geocronológico/geotectônico concebido para a porção meridional do Cráton do São Francisco (SCHORSCHER et alii, 1982).

Outro fato relevante apontado por GOODWIN (op. cit.) é o "trend" delineado pelos "BIF" marinhos superficiais do Proterozóico Inferior, configuração essa que poderia em parte representar um sistema de sutura na tectônica global, pro-

duto de movimentos de placa ou interações de blocos, no período considerado.

Cabe também notar a semelhança entre a situação tectônica ao final do Proterozóico Inferior aqui inferida com aquela reconhecida no estado da Bahia. Nesse sentido, os metassedimentos Minas e sua infraestrutura teriam correspondência no estado da Bahia através, por exemplo, do cinturão supracrustal Contendas-Mirante. No interior de ambos os cinturões acham-se preservados, via de regra, fragmentos granulíticos antigos revelando uma origem parcialmente ensiânica. Quanto à massa continental arqueana adjacente às faixas dobradas transamazônicas, persistem também analogias entre os dois setores mencionados, como o aparecimento de soerguimentos ("intrusões" forçadas, manteamento) no embasamento cratônico na parte meridional ("janela" de Pará de Minas, domos de Bom Fim e Bação) e os núcleos de Sete Voltas e Umburanas (entre outros), estes situados na parte setentrional do Cráton do São Francisco.

Levantamentos regionais e processos de gliptogênese associados e subseqüentes ao ciclo Transamazônico ocorreram certamente sobre a crosta arqueana, como atestam de modo sistemático as determinações K-Ar. No caso específico da região em estudo o levantamento das estruturas explicaria o aparecimento de esforços sobre a massa continental já cratonizada, fraturando-a o que possibilitou a ascensão de magmatismo de caráter básico, através dos condutos formados. Como decorrência desse quadro, a identificação dos diques gerados ao final do Proterozóico Inferior tem grande importância na reconstrução paleotectônica em vista da possibilidade de identificar o domínio cratônico sin-transamazônico.

Por outro lado, a comparação entre padrões geocronológicos Rb-Sr representados na Figura 44, e a definição de províncias de idade servem como demonstração da potencialidade dessa ferramenta interpretativa em termos da identificação do limite

sul do Cráton do São Francisco. Assim, a constatação de regenerações crustais através das idades do Proterozóico Superior na extremidade sudoeste da figura (região de Campos Gerais) e também desde o maciço de "Guaxupé até a região de São João del Rei revela um domínio marginal móvel contraposto à entidade geotectônica estabilizada em tempos pré-brasilianos.

Esta compartimentação é também parcialmente visualizada pelo cenário geocronológico K-Ar dos terrenos metamórficos da área investigada (Figura 45), com o domínio cratônico exibindo sistematicamente idades aparentes pré-brasilianas, salvo nas áreas próximas ao envolvimento geodinâmico das faixas móveis, onde ocorreu sua influência tectonotermal. Entretanto, o fato relevante entre os padrões de resfriamento é dado pela grande área arqueana (ver Figura 44) rejuvenescida isotopicamente, conforme demonstrado pelas idades aparentes em micas e anfibólios, situadas no tempo entre 2100 e 1700 m.a. (Figura 45). Tal quadro revela a antiguidade daquela porção central cratônica que, após sua consolidação, teria sofrido apenas os reflexos tectonotermiais decorrentes do desenvolvimento do *Cinturão Mineiro* ("dias-trofismo Minas").

Adicionalmente, a comparação entre os domínios de idade K-Ar permite dimensionar a abrangência dos setores que sofreram influência termal referente a eventos marginais do Proterozóico Médio e Superior. Num contexto maior, a análise integrada dos dados Rb-Sr isocrônicos (que normalmente refletem épocas maiores de geração de rocha) e idades aparentes K-Ar (representativas dos diversos períodos de resfriamento regional) é, a nosso ver, de importância fundamental para a delimitação da margem sul do Cráton do São Francisco.

4.2.3. PROTEROZÓICO MÉDIO

Os resultados radiométricos Rb-Sr e K-Ar do Proterozóico Médio são escassos na área investigada, restringin-

	PADRÕES DE RESFRIAMENTO	MATERIAIS
		A - Anfibólio
		B - Biotita
		F - Feldspato
		RT - Rocha Total

Fig. 45-PADRÃO GEOCRONOLÓGICO K-Ar PARA OS TERRENOS METAMÓRFICOS DA ÁREA INVESTIGADA

do-se às extremidades sudoeste (domínio do Complexo Campos Gerais) e nordeste (região de Betim- Contagem - Cachoeira dos Macacis).

A rigor, apenas uma idade Rb-Sr acha-se disponível para o setor sudoeste em gnaiss das imediações de Campos Gerais (amostra JC-57; 1334 ± 46 m.a.). Outra idade Rb-Sr pouco mais jovem com 1206 ± 41 m.a., é registrada na literatura para rocha das imediações de Nova Rezende, já fora da área em pauta. Em ambos os casos, trata-se de idades convencionais e, como tal, impossibilitam interpretações seguras a respeito da idade do Complexo Campos Gerais. Entretanto, com base em datação Rb-Sr adicional ora empreendida (amostra SFWT 9.1) que revelou idade aparente semelhante à da amostra JC 57 e também face às relações Rb^{87}/Sr^{86} elevadas das três datações (Tabela 3) consideram-se os resultados, a priori, como válidos geologicamente. Sendo assim, o complexo Campos Gerais, pelo menos no setor estudado, indicaria um envolvimento no ciclo Uruaçuano.

TABELA 3 - Resultados Rb-Sr em rocha total para o Complexo Campos Gerais (ver também Apêndice 2).

Nº LAB	AMOSTRA	LITOLOGIA	Rb^{87}/Sr^{86}	Sr^{87}/Sr^{86}	IDADE (R.I.=0,730) (m.a.)	LOCAL
3747=2191	JC 57	Gnaiss	4,68	0,8195	1334 ± 46	C.Gerais
6116	477	Granitóide	4,70	0,8112	1206 ± 41	N.Rezende
7540	SFWT 9.1	Gnaiss	10,99	0,9362	1308 ± 39	C.Gerais

Esse envolvimento crustal no Proterozóico Médio aparentemente teve seus reflexos atingindo a extremidade sudoeste cratônica, haja visto o padrão radiométrico K-Ar em três amostras (Tabela 4, amostras WT 5 e SFWT 10.2A, esta com duas de terminações) que indicam um resfriamento regional entre 1500 e 1100 m.a.. Por outro lado, o metamorfismo uruaquano pode ser também sugerido com base em idade de 949 ± 28 m.a. obtida em microdiorito intrusivo no maciço granítico Porto Mendes, a qual poderia refletir os esforços geodinâmicos finais do período, impostos sobre área já estabilizada. Situação semelhante é aqui assumida para pegmatito a sul de São Tiago, (SA-267 = 1180 m.a.; DIRAC e EBERT, 1967) (ver Apêndice 5). Adicionalmente, um padrão de resfriamento 1400-1100 m.a. é pontualmente observado a sul de Entre-Rios de Minas e em Itaguara (Figura 45, Tabela 4), através de duas idades em biotita das amostras APWT 30 e JD 5, sendo também registrado a oeste de Belo Horizonte, em rocha granítica (HA 16).

TABELA 4 - Resultados K-Ar referentes ao Proterozóico Médio (ver também Apêndice 1)

Nº LAB.	AMOSTRA	LITOLOGIA	MAT.	IDADE (m.a.)	LOCAL
5509	SFWT 10.2A	Gnaïsse	Anf.	1278 ± 38	B. Esperança
5513	SFWT 10.2A	Gnaïsse	Biot.	1183 ± 36	B. Esperança
4592	WT 5	Gnaïsse	Biot.	1511 ± 45	Sul, Campo Belo
5503	APWT 30	Gnaïsse	Biot.	1105 ± 32	Sul, Entre-R. de Minas
5421	APWT 30	Gnaïsse	Biot.	1046 ± 29	Sul, Entre-R. de Minas
4711	JD 5	Gnaïsse	Biot.	1113 ± 33	Itaguara
-	HA 16	Granito	Biot.	1360 ± 41	Oeste, Belo Horizonte
5471	APWT 2H	Gnaïsse	Biot.	1595 ± 46	Cach. dos Macacos
5454	APWT 6H	Gnaïsse	Biot.	1567 ± 46	Contagem
5415	APWT 7A	Gnaïsse	Biot.	1603 ± 45	Betim

Ainda no âmbito da área investigada, resultados radiométricos do Proterozóico Médio foram também obtidos no setor nordeste, através de análises K-Ar em micas das rochas do embasamento cristalino (amostras APWT 2, APWT 6, APWT 7, Tabela 4). Trata-se de idades aparentes interessantes pois poderiam refletir a amplitude dos eventos termiais relacionados ao desenvolvimento do sistema intracratônico do Espinhaço. Entretanto, cabe notar que estes resultados e aqueles semelhantes situados ao longo da extremidade leste da Figura 45, correspondem geograficamente ao domínio da província geocronológica transamazônica anteriormente discutida podendo, dessa forma, guardar algum relacionamento temporal com os processos tectonotermiais ali desenvolvidos, após a estabilização tectônica regional. Finalmente, no caso da amostra APWT 7, aparentemente a cataclase imposta à rocha não causou perdas significativas de argônio, haja visto sua idade semelhante a do exemplar coletado em Contagem (APWT 6).

4.2.4. PROTEROZÓICO SUPERIOR

As idades radiométricas referentes ao período final do Proterozóico são restritas à metodologia K-Ar e, como tal, refletem o último resfriamento regional. Trata-se, em todos os casos, de idades aparentes para rochas do embasamento em posição de borda no segmento cratônico que revelam rejuvenescimentos dos materiais em decorrência da evolução brasileira marginal. As datações entre 900 e 400 m.a. (Tabela 5) situam-se preferencialmente ao longo da extremidade leste da Figura 45, desde Belo Horizonte até Entre-Rios de Minas, configurando um padrão de resfriamento melhor tipificado no domínio do Quadrilátero Ferrífero (ver item 4.1) e que representa, a grosso modo, uma posição da isócrona de 300°C no final do Proterozóico Superior. Idades aparentes K-Ar dessa época localizam-se também no setor sudoeste, em mediações de Lavras (amostra LAV 1), Perdões (JD 3) e Campos Gerais (SFWT 9.1) e demonstram, novamente, os efeitos termiais dos fenômenos tectonomagmáticos do Proterozóico Superior desenvolvidos na região Andrelândia-São João del Rei e também mais a oeste, no domínio do embasamento da faixa "Araxá-Canastra".

TABELA 5 - Resultados K-Ar referentes ao Proterozóico Superior
(ver também Apêndice 1)

Nº LAB.	AMOSTRA	LITOLOGIA	MAT.	IDADE (m.a.)	LOCAL
	HA 15	granito	Biot.	895±27	W de Belo Horizonte
	HA 15 II	granito	Biot.	800±24	W de Belo Horizonte
	HA 13	Gnaisse	Biot.	550	NE de Brumadinho
	HA 33	Granodiorito	Biot.	493	SSE de Brumadinho
	DTM 5	Gran.Pórf.	Biot.	420	São José Paraopeba
	DTM 6	Gran.Pórf.	Biot.	850	São José Paraopeba
	DTM 7	Gran.Gnais.	K.Felds.	470	São José Paraopeba
	HA 21	Gran.Pórf.	Biot.	514	São José Paraopeba
	HA 24	Gran.Gnaisse	Biot.	462	Casa de Pedra
	HA 26	Granod.Gnaisse	Biot.	790	Jeceaba
4997	LAV 1C	Granod.Gnaisse	Biot.	595±20	Lavras
5493	SFWT 9.1	Gnaisse	RT	518±16	Campos Gerais

Adicionalmente, a caracterização das províncias de idade na parte meridional cratônica e adjacências, conforme visualizada na Figura 44, permite identificar o Cráton do São Francisco como um domínio crustal que atingiu estabilidade tectônica comparativamente com setores marginais ao sul, onde os processos geodinâmicos desenvolveram-se até o Proterozóico Superior.

Nesse contexto, é de se observar que o domínio da faixa "Araxá-Canastra", constituído predominantemente em sua extremidade sudeste por gnaisses, migmatitos e micaxistos, é caracterizado, em termos gravimétricos, por um padrão de distribuição e tipos de anomalias Bouguer que indicam uma acentuação no gradiente gravimétrico, adjacente e um baixo gravimétrico (LESQUER et alii, 1981). Na interpretação desses autores, a feição representaria um espessamento crustal ocorrido no Brasileiro ou

no máximo no Uruaçuano, o que está de acordo com os dados radiométricos disponíveis para o Grupo Canastra e parte de seu embasamento (CORREIA et alii, 1982; CAVALCANTE et alii, 1979; PEREIRA et alii, 1984; este trabalho). Magneticamente este segmento é caracterizado por padrão linear de anomalias em contraste com o padrão menos regular/sub-regular da área cratônica (arqueana) situada ao norte (ALMEIDA, 1981).

Finalmente, é interessante notar que na extremidade sul da Figura 44 aparecem já as extensões do maciço de Guaxupé, de natureza provavelmente alóctone, onde os processos de regeneração crustal (uruauanos e brasileiros) também ocorreram de forma relevante, a maneira das regiões adjacentes ao leste, conforme revela o panorama geocronológico existente na literatura (ver, por exemplo, CORDANI e TEIXEIRA, 1979).

4.2.5. MAGMATISMO BÁSICO ANOROGÊNICO

Trata-se de vulcanismo fissural claramente associado a fraturamentos maiores tendo atingido, em proporções variáveis, todo o segmento crustal considerado. A definição do padrão geocronológico desse magmatismo de caráter anorogênico possibilita uma interpretação acerca das etapas distensivas principais da área investigada, como consequência da mobilidade crustal em faixas móveis adjacentes a segmentos cratonizados. Em adição, o estudo contribui para o equacionamento da evolução geodinâmica do Cráton do São Francisco com base na definição temporal dos esforços ocorridos em seu interior, desde o Proterozóico.

A atividade ígnea é tipificada por diques que, em função de sua possança e expressão retilínea no relevo, permitem fácil individualização nas imagens de radar e fotos aéreas. Alcançam, via de regra, extensões da ordem de dezenas de quilômetros havendo, todavia, determinadas regiões (no setor oriental) onde as ocorrências são inexpressivas na escala em apreço (Figura 46).

SIMBOLOGIA DE IDADE

- 900 - 670
- ▤ 1400 - 950
- 2000 - 1800
- ◆ > 2100 m.a.

LEGENDA

- Estruturas lineagênicas
- Diques básicos
- ⊕ Maciço granítico Porto Mendes

Fig. 46- DISTRIBUIÇÃO ESQUEMÁTICA DAS IDADES K-AR PARA O MAGMATISMO BÁSICO ANOROGÊNICO

Autores vários têm se dedicado ao estudo deste magmatismo abordando-o sob aspectos diversos: BRASIL (1975); MENEZES FILHO et alii (1977), SILVA et alii (1978), CAVALCANTE et alii (1979), PARENTI COUTO et alii (1983), MACHADO FILHO et alii (1984), PEREIRA et alii (1984), OLIVEIRA e MONTES (1984).

Duas áreas destacam-se pela maior incidência dessas rochas intrusivas. A primeira, situa-se entre as cidades de Lavras, Boa Esperança, Formiga, Santo Antônio do Monte, Oliveira e Bom Sucesso, com os diques apresentando-se através de blocos arredondados nas partes elevadas e como extensos afloramentos ao longo do leito dos rios. Constituem corpos isolados ou enxames de diques quase paralelos direcionados no intervalo $N65^{\circ} - 40^{\circ}W$ não guardando, entretanto, relacionamento obrigatório com a foliação ou bandamento das rochas encaixantes.

A outra região aparenta possuir ainda maior incidência desses corpos. Situa-se ao norte de Divinópolis e abrange grosseiramente o domínio entre as cidades de Perdigão, Bom Despacho, Pará de Minas, Esmeraldas, Maravilhas e Cachoeira dos Macacos. Essa região foi estudada originalmente em projeto do DNPM (Brasil, 1975), sendo ali identificadas litologias de diabásio, "granito" e "quartzo escuro" para os diques. Além disso, verificou-se que os diques constituíam sistemas cruzados, de direções NNW e WNW, provavelmente indicando gerações magmáticas de distintas idades. Diques direcionados a NNE e ENE são também observados especialmente a leste de Cachoeira dos Macacos e Esmeraldas (Figura 46).

Em termos gerais, a atividade ígnea compreende desde rochas basálticas e diabásicas e/ou gabróicas até rochas metamórficas (metabasitos). Os tipos ígneos exibem granulação variável, com tonalidades variando de cinza escuro a esverdeada ou preta. Apresentam arranjo geralmente maciço, com dominância de cristais prismáticos de feldspato branco e piroxênio,

bem como de anfibólitos aciculares (MACHADO FILHO et alii, 1984; PEREIRA et alii, 1984). A presença de microfraturas cortando a rocha é comum, às vezes preenchidas por epídoto. Efeitos de metamorfismo dinâmico quando presentes, são representados através da deformação dos prismas de anfibólito, fraturamentos, além de orientação fluxional das massas de saussurita (CAVALCANTE et alii, 1979). Alguns diques exibem textura visivelmente porfirítica (como aquele da rodovia de acesso a Morro do Ferro, pela BR 381), com fenocristais de feldspato de até 5 cm ao longo do eixo de diâmetro maior, dispersos numa matriz de granulação mais fina, isotrópica.

Ao microscópio, os diabásios e gabros possuem como componentes principais plagioclásios transformados, augita, minerais opacos, hornblenda, epídoto, zoisita e clorita. Exibem granulação média e textura ofítica a subofítica e intergranular. O plagioclásio (labradorita) é o mineral dominante, com formato ripiforme, afetado normalmente por saussuritização, albitização, argilização ou sericitização, fenômenos que dependendo da intensidade são responsáveis pela destruição da geminação. O máfico predominante é a augita, representada por cristais subédricos, fraturados, com parcial ou total uralitização. Os minerais opacos são freqüentes e constituem grãos irregulares, bordados por leucoxênio. A maioria dos diabásios tem composição tonalítica sendo caracterizados pela total ausência de olivina.

Conforme ressaltaram PEREIRA et alii (1984) essas rochas, na maioria das vezes, exibem feições texturais e/ou mineralógicas que atestam sua origem ígnea. Plagioclásio e/ou pseudomorfos e relictos de augita seriam primários, com o plagioclásio ostentando ou não geminados de albita. Ambos apresentam-se em forma granular, com o plagioclásio configurando, ocasionalmente, textura porfirítica; seus fenocristais, não geminados, englobam augita e encontram-se substituídos por sericita. Também ocorrem como minerais primários, relictos de augita purpúrea, em placas ofíticas.

Vale, adicionalmente, notar que a elucidação da origem ígnea pode ser dificultada petrograficamente por um metamorfismo posterior, ou mascarada por freqüente alteração de baixo grau ("epimetamorfismo") representada, via de regra, pelos minerais clorita, epídoto e actinolita. No caso da superimposição metamórfica esta alcança a facies anfibolito originando exemplares metabásicos (anfibolitos). Trata-se, em geral, de rochas com granulação variável de fina a grosseira sendo as texturas, em geral, classificáveis como nematoblásticas e granonematoblásticas. A mineralogia comumente observada é representada por hornblenda, uralita, actinolita, augita, pigeonita, plagioclásio, titanita, ilmenita, epídoto-zoisita, biotita, quartzo, clorita, zircão, apatita e opacos (PEREIRA et alii, 1984).

Sob o ponto de vista tectônico e considerando-se as relações geológicas pode-se antever que o magmatismo básico fissural desenvolveu-se em etapas distintas ao longo da área investigada, com base no exame das estruturas no âmbito regional. Tanto os sistemas NW-SE como os NE-SW apresentam contribuição magmática, sendo este último posterior já que desloca o primeiro (MACHADO FILHO et alii, 1984). Na região sudoeste (Figura 46), CAVALCANTE et alii (1979) observaram que os diques "epimetamórficos" de diabásio e gabros de direção NW-SE seccionam o maciço granítico Porto Mendes, datado em cerca de 2200 m.a.. Segundo tais autores, o enxame de diques considerado estaria relacionado à importante mobilidade crustal que atingiu o domínio do Complexo Campos Gerais durante o Proterozóico Médio. Além das duas direções principais, na região de São Tiago, observaram-se sistemas de diques orientados segundo EW e NS, cujas extensões são da ordem de 10 a 15 km. As relações entre estes corpos e aqueles direcionados a NW-SE e NE-SW não foram observadas nos estudos empreendidos.

GEOCRONOLOGIA

Em termos de interpretações de resultados radiométricos K-Ar, via de regra, rochas que tiveram resfriamento rápido (como as fissurais produzem valores de idade muito próximos da época da consolidação magmática, sempre que o material analisado for favorável à retentividade do argônio. Assim, as determinações correspondem, provavelmente, às épocas de colocação das respectivas rochas, refletindo fases tracionais que tiveram contribuição magmática, ocorridas neste setor do Cráton do São Francisco.

Todavia, no caso das datações referentes a metabasitos, as interpretações devem levar em conta a presença da superimposição metamórfica. Como tal, torna-se forçoso considerar um rejuvenescimento isotópico de argônio, sendo possível que algumas idades não revelem a associação geológica correspondente configurando, em verdade, idades mistas produto de perdas parciais (diferenciais) de argônio.

Na área investigada, os estudos radiométricos em rochas magmáticas básicas anorogênicas são praticamente ausentes. Com o intuito de alterar este quadro deficiente realizou-se amostragem regional dispersa, com representação dos principais sistemas de fraqueza com contribuição ígnea, bem como utilizou-se da amostragem em disponibilidade no IGA para a Folha São Tiago (1:50.000), instituição que possuía representantes de todos os sistemas de fraqueza mencionados na literatura. Este critério possibilita, a nosso ver, delinear um comportamento padrão para o magmatismo básico, em função das idades encontradas. No total, são comentadas 21 determinações radiométricas, relacionadas na Tabela 6. Duas amostras desse conjunto foram selecionadas adicionalmente para reanálise (APWT 29D e STG MS 216), tendo sido obtida concordância com os resultados anteriores.

As datações disponíveis para a área investi

TABELA 6 - Dados analíticos K-Ar para o magmatismo básico anorogênico

Nº LAB.	Nº CAMPO	LITOLOGIA	MAT.	%K	Ar ⁴⁰ _{rad} cc $\frac{STP}{g} \times 10^{-6}$	%Ar ⁴⁰ _{atm}	IDADE (m.a.)
5475	STG/MS-247	epidiabásio	PLAG.	0,218	39,42	19,24	2299±67
5477	STG/MS-240	metagabro	PLAG.	0,018	17,56	10,20	2290±65
4509	WT-9	epidiabásio	PLAG.	2,250	358,70	0,49	2141±66
5538	STG/MS-252	metagabro	ANF.	0,576	85,27	7,01	2049±61
5494	STG/MS-252	metagabro	PLAG.	0,249	17,19	9,86	1235±44
5480	STG/MS-213	metadiabásio	RT	0,325	42,57	2,06	1900±57
5443	JS/WT-03	metadiabásio	MAF	0,232	29,62	10,24	1871±56
5416	AP/WT-31C	metadiabásio	RT	0,358	44,87	3,65	1853±57
5478	STG/MS-163	metagabro	PLAG	0,754	57,74	3,67	1333±40
5499	AP/WT-29D	metadiabásio	RT	2,718	147,44	1,03	1034±31
5529=5499	AP/WT-29D	metadiabásio	RT	2,718	151,92	0,73	1058±32
5440	AP/WT-23C	epigabro	PLAG	2,893	147,45	0,63	986±37
5473	SF/WT-06B	epimicrodiorito	PLAG	1,797	87,13	3,17	947±28
5490	STG/MS-148	metadiabásio	ANF	1,081	47,16	13,00	873±28
5474	WT/HS-5	epidiabásio	PLAG	2,435	89,81	5,38	763±22
5423	AP/WT-04	epidiabásio	RT	0,959	34,58	4,76	749±22
5476	STG/MS-229	metagabro	PLAG	1,081	36,96	4,97	717±22
5527	STG/MS-216	epidiabásio	PLAG	1,565	51,54	7,97	695±21
5566=5527	STG/MS-216	epidiabásio	PLAG	1,565	50,10	33,17	679±24
5442	WT-1173/1055	epidiabásio	PLAG	3,501	110,06	2,39	669±20
5534	WT-1173/1063	epidiabásio	RT	2,290	59,55	4,68	568±17

gada (Figura 46) delinearam quatro conjuntos maiores de idade distribuídos no tempo ao longo do Proterozóico, entre 2300 e 570 m. a.. No futuro, com maior número de resultados radiométricos serão possíveis novas subdivisões ou melhor definição dos ápices para o magmatismo. Na figura mencionada, os conjuntos acham-se representados por simbologia própria o que permite considerações interessantes sobre as épocas de fraturamento regional.

Petrograficamente, caracterizaram-se dois agrupamentos distintos, o primeiro constituído por rochas básicas com incipiente metamorfismo (hidrotermalismo, retrometamorfismo), aqui denominados de "epidiabásios", e o segundo por metabasitos, termo genérico aqui empregado para rochas intrusivas (anorogênicas), porém que apresentam metamorfismo da facies anfibolito.

Analisando-se os aspectos petrográficos dominantes da suite de rochas submetida a processamento geocronológico (Tabela 7), verifica-se a imposição de importantes procesos de transformação secundária. Sericitização, argilização, albitização, epidotização e carbonatização estão intensamente desenvolvidos nos plagioclásios dos "epidiabásios", sendo também freqüente a uralitização, porém em intensidade variável. Metasomatismo significativo (microclinização) foi constatado em dois exemplares ("epidiabásio" SFWT 06B e metadiabásio APWT 29D).

Texturalmente, os "epidiabásios" apresentam o padrão subofítico a ofítico com variações para blastosubofítico a hipdiomórfico-granular. Por outro lado, os metabasitos apresentam texturas predominantemente grano-nematoblásticas e subordinamente granoblásticas. Texturas reliquias ígneas (padrão subofítico) foram ainda observadas em dois exemplares (STGMS 240 e 213).

Com base no quadro petrográfico, aparente mente não há diferenças marcantes nos processos de transformação/

TABELA 7 - Aspectos petrográficos principais do magmatismo básico anorogênico

AMOSTRA	LITOLOGIA	MINERALOGIA PRINCIPAL	TRANSFORMAÇÕES/OBSERVAÇÕES	"TREND"	IDADE (m.a.)
WT 9	epidiabásio	Plag., Qzo., Clinopirox., Anf., Biot.; text. subofítica (reliq.)	Sericitiz., Albitiz., Argiliz. (intensas), Uralitiz. (frequente)	NW	2140
STG-MS 247	epidiabásio	Plag., Qzo., Clinopirox., Anf.; text. subofítica (reliq.)	Argiliz., Sericitiz., Carbonatiz. (intensas), Uralitiz. (frequente)	NE	2300
SFWT 068	epimicrodiorito	Plag., Microcl., Qzo., Clinopirox., Anf.; text. hipidiomórf. intergran. (reliq.)	Sericitiz., Epidotiz. (intensas), Microcliniz., Uralitiz. (parcial)	NW	950
APWT 4	epidiabásio	Plag., Qzo., Clinopirox., Anf., Clor.; text. subof. a ofítica (reliq.)	Sericitiz., Carbonatiz., Uralitiz. (intensas)	NE	750
WT MS 05	epidiabásio	Plag., Qzo., Clinopirox., Anf., Clor.; text. subofítica, local/granofítica (reliq.)	Sericitiz., Argiliz., Carbonatiz., Epidotiz., Uralitiz. (intensas)	-	760
WT/1173-1055 WT/1173-1063	epidiabásio	Plag., Anf., Clinopirox., Clor.; text. ofítica (reliq.)	Saussuritiz., Epidotiz., Uralitiz. (intensas), Cloritiz. (parcial)	NW	670 570
STG MS 240	metagabro	Plag., Qzo., Actinol., Pirox., Clor.; text. granonematoblástica	Sericitiz., Carbonatiz. (frequente) Uralitiz. (intensa)	NE	2290
STG MS 213	metadiabásio	Plag., Qzo., Actinol., Pirox.; text. granonematoblástica	Uralitiz. (frequente) Sericitiz. (incipiente)	EW	1900
JSWT 03	metadiabásio	Plag., Qzo., Anf., Carbon.; text. granonematoblástica	Carbonatos (bem formados)	-	1370
APWT 31C	metadiabásio	Plag., Qzo., Anf., Carbon.; text. granonematoblástica	-	-	1850
STG MS 163	metagabro	Plag., Qzo., Anf., Carb.; text. granoblástica	Sericitiz., Argiliz., (frequentes)	-	1330
STG MS 252	metagabro	Plag., Qzo., Anf.; text. granonematoblástica	Sericitiz. (incipiente)	EW	2050/ 1230
APWT 29D	metadiabásio	Plag., Qzo., Anf., Microcl.; text. granonematoblástica	Microcliniz. (frequente)	NW	1030/ 1060
STG MS 148	metadiabásio	Plag., Qzo., Anf.; text. granonematoblástica	Sericitiz., Argiliz. (intensas)	NS	370
STG MS 229	metagabro	Plag., Qzo., Anf.; text. granonematoblástica	Sericitiz., Argiliz. (intensas)	NS	720

alteração entre "epidiabásios" e metabasitos. Entretanto, no caso dos metabasitos as alterações concentram-se nos plagioclásios estando os anfibólios normalmente bem preservados. Relativamente às idades aparentes K-Ar desses corpos, não há também distinções quanto às intensidades dos fenômenos mencionados. Aparentemente tais processos poderiam vincular-se essencialmente ao hidrotermalismo/retrometamorfismo (de baixo grau) inerentes à consolidação magmática dos corpos.

O conjunto de "epidiabásios" ocorre aparentemente por toda a extensão da área em pauta (Figura 46) estando representados, por exemplo, no setor ocidental - Porto Mendes, Campo Belo, Formiga (amostras SFWT 06B, WT 9, WTHS 05) - na quadrícula de São Tiago (STG-MS 216, 247), na região de Pará de Minas (amostras WT 1173-1055, WT 1173-1063, APWT 04) e nas imediações de Passa Tempo (APWT 23C). Com base nos dados radiométricos disponíveis não fica claro um condicionamento geocronológico/estrutural para o magmatismo, já que as idades (em nº de 9) abrangem no tempo três dos conjuntos caracterizados correspondendo, indistintamente, aos sistemas NW-SE e NW-SW.

O conjunto de datações para os metabasitos (10 valores) restringe-se geograficamente, até o momento, à quadrícula de São Tiago (amostras STG-MS 240, 213, 163, 252, 148 e 229) e à extremidade sudeste da área investigada, a sul de Entre-Rios de Minas (amostras JSWT 03, APWT 31C, APWT 29D). Em termos de representatividade cronológica, os resultados incluem-se nos quatro conjuntos de idades (ver Figura 46) estando caracterizados tanto nos sistemas de fraqueza principais (NW-SE, NE-SW) como também nos sistemas NS e EW.

Em que pese as diferenças interpretativas em relação às idades obtidas nos "epidiabásios" e metabasitos fica claramente demonstrada a antiguidade do fragmento crustal considerado, cuja estabilidade tectônica foi atingida já no Proterozóico Inferior. Nesse sentido, é interessante ressaltar que os

valores radiométricos entre 2,3 e 2,0 b.a. (Tabela 6) atestam a existência de esforços tracionais na crosta rígida arqueana durante a evolução do *Cinturão Mineiro*, anteriormente definido. Conseqüentemente a situação geográfica desses corpos serve de diagnóstico para o esboço paleotectônico do Proterozóico Inferior, relativamente à identificação das áreas crustais cratonizadas. Por outro lado, nos casos dos metagabros STG-MS 240 (idade de cerca de 2,3 b.a.) e STG-MS 252 (idade em anfibólio, com 2050 m. a.) a formação dos corpos seria de época ainda mais antiga, face ao metamorfismo superimposto.

Os resultados geocronológicos do intervalo 2000 - 1800 m.a. foram obtidos somente em rochas metabásicas. Tais idades associam-se preferencialmente a eventos dínamo-termais e/ou tensionais ocorridos na área investigada, em época contemporânea ao "diastrofismo Minas". Como tal, servem também como indício importante no sentido de caracterizar a abrangência geográfica da evolução transamazônica, na parte meridional do Cráton do São Francisco. A observação da Figura 46 revela que esses diques situam-se na região de Bom Sucesso e ao sul de Entre-Rios de Minas, domínio este interno ao aqui chamado *Cinturão Mineiro*, conforme esboço anterior da Figura 44.

Aparentemente, há certa tendência de concentração dos resultados nos dois agrupamentos mais jovens (1400 - 950; 900 - 650 m.a.). O primeiro provavelmente estaria relacionado aos esforços distensivos vinculados ao desenvolvimento, em região adjacente, do sistema Espinhaço. As rochas com idades nesse intervalo geocronológico ocorrem na quadrícula de São Tiago e ao sul de Entre-Rios de Minas (Figura 46). Cabe, todavia, ressaltar que pelo menos num caso (amostra STG-MS 252, analisada em plagioclásio) confirmou-se perda significativa de argônio do mineral haja visto sua idade aparente transamazônica, obtida em anfibólio (Tabela 6). Assim, o valor radiométrico de cerca 1230 m. a. não tem necessariamente validade geológica. De outra parte, pelo

menos uma idade aparente no microdiorito SFWT 06B (950 m.a., Tabela 6), intrusivo no maciço granítico Porto Mendes, relaciona-se à evolução da faixa "Araxá-Canastra", em sua etapa terminal.

Já o conjunto mais jovem possui representação geocronológica em maior área geográfica. Seus registros foram constatados, até o momento, nas imediações de Formiga, ao sul de Pará de Minas, a sudeste de Pitangui e também na quadrícula de São Tiago. Essas idades aparentes entre 900 e 650 m.a., obtidas em "epidiabásios" e metabásicas, vinculam-se tanto a fases distensivas precoces da geodinâmica brasileira como ao próprio desenvolvimento das faixas móveis marginais ao Cráton do São Francisco ("Araxá-Canastra" e Ribeira). Em adição, vale também ressaltar a importância estratigráfica da idade aparente do "epidiabásio" WT-HS 05 (763±22 m.a.) que condiciona uma idade máxima para a Formação Sete Lagoas do Grupo Bambuí, na região de Formiga.

De outra parte, o tratamento integrado das idades radiométricas K-Ar (Tabela 8) existentes em intrusivas básicas e afins associadas ao fraturamento do Cráton do São Francisco (Figura 47) indica várias épocas importantes de atuação dos esforços tanto interna como marginalmente àquela unidade.

Conforme observaram PARENTI COUTO et alii (1983), resultados radiométricos K-Ar entre 2040 e 1320 m.a. foram obtidos para a região de Salvador e Ilhéus, havendo concentração aparente de valores nos períodos 1720-1450 e 1200-800 m.a. Datações isoladas, dispersas preferencialmente em regiões de terrenos arqueanos forneceram as idades mais antigas, como a amostra EC-AG 03 com 2010 m.a. (imediações de Uauá) e aquelas já comentadas na área investigada. Tais resultados revelam a existência de esforços distensivos em blocos rígidos de crosta continental pré-existente, vinculados à evolução de cinturões transamazônicos.

No âmbito do sistema Espinhaço e do seu em-

TABELA 8 - Dados analíticos K-Ar em rochas básicas do Cráton do São Francisco (PARENTI COUTO et alii, 1983).

Nº LAB.	Nº CAMPO	LITOLOGIA	MAT.	%K	Ar ⁴⁰ rad	Co ³⁷ g	Ar ⁴⁰ atm	IDADE (m.a.)
					$\frac{STP}{g} \times 10^{-6}$			
2606	SALV-A	diabásio	RT	0,96	76,37		11,44	1366±15
2578	SALV-B	diabásio	RT	1,04	109,1		3,94	1649±17
2581	SALV-B	diabásio	PLAG	1,44	109,8		4,13	1331±14
2609	F-3	diabásio	PLAG	0,58	43,54		13,75	1317±15
2612	ONDINA-2	diabásio	RT	0,57	64,43		31,72	1723±21
2627	ONDINA-2a	diabásio	RT	0,46	40,23		9,59	1451±15
2467	ONDINA-2a	diabásio	PLAG	0,47	46,62		4,06	1584±23
2610	R-VERM-1a	diabásio	RT	0,32	47,74		16,00	2038±23
2861	ILHEUS-7km	diabásio	RT	0,53	20,02		10,67	779±24
2821	SCV-11	diabásio	RT	0,48	20,60		27,62	866±63
2864	O-60	diabásio	RT	0,65	30,03		12,47	914±17
2755	BA-69-4C	diabásio	PLAG	0,75	43,32		5,20	1087±16
2763	O-70-C	diabásio	PLAG	0,76	49,34		7,64	1178±43
2732	CÁ-79	diabásio	PLAG	0,99	41,59		68,69	915±14
2804	UNA-700C	diabásio	RT	0,74	83,55		4,78	1732±34
4351	GS-WB-61.2	diabásio	RT	0,21	20,80		14,54	1599±36
-	66-OB-22	metabasito	RT	0,75	49,7		5,5	1204±58
-	66-OB-27	metabasito	RT	0,40	20,2		40,9	968±48
-	66-GD-18	metabasito	RT	0,32	10,38		21,8	686±39
-	66-OB-2	metabasito	RT	0,26	6,91		21,3	587±19
-	66-GD-19	metabasito	PLAG	0,34	8,42		57,2	540±19
-	B-19	gabro	PLAG	0,25	15,10		91,8	1111±56
-	AQ	gabro	RT	0,30	0,30		72,8	501±25
4520	JM-BA-43E	diabásio	RT	0,63	20,15		6,2	680±14
1829	PFL-19	metabasito	RT	5,75	123,0		0,52	480±5
1827	PFL-DATAS	metabasito	RT	0,37	17,80		6,14	944±46
852	PB-CI-4	metabasito	ANF.	0,19	12,8		7,43	1221±40
875	PB-CI-7	metabasito	RT	0,48	42,0		11,20	1462±45
906	PB-CI-11	metabasito	RT	0,27	20,9		11,50	1328±38
902	PB-CI-9	metabasito	RT	0,36	23,6		22,80	1194±34
901	PB-CI-10	metabasito	RT	0,71	107,5		1,97	2084±54
885	PB-CI-3	metabasito	RT	0,40	26,1		2,3	1187±35
391	OB-U-PF-F1	gabro	PLAG	0,15	4,4		55,4	646±33
4876	ECAG-03	gabro	RT	0,19	27,6		12,5	2014±72
4589	WT-9	diabásio	PLAG	2,25	358,6		0,49	2141±34
4989	AM-3	gabro	RT	0,66	33,21		17,16	980±21
4978	AM-8	gabro	RT	1,72	64,65		5,79	774±12
4981	AM-6	gabro	RT	0,69	40,35		25,62	1098±11
4982	AM-2	básica	RT	0,47	42,97		5,8	1502±21
5174	AM-1	básica	RT	0,57	45,00		47,4	1363±45
5151	AM-5	diabásio	RT	1,09	3,81		62,5	38±4
5150	AM-15	diabásio	RT	0,67	17,74		23,0	581±10

basamento as idades aparentes K-Ar mostraram grande variação. Num contexto amplo, idades da ordem de 1600 m.a. (amostra GS-WB 61.2) ou pouco mais antigas, poderiam vincular-se à época da implantação e desenvolvimento do sistema intracratônico, cuja influência fez-se sentir também em setores da área investigada (conjunto de idade entre 1400-950 m.a.).

Aparentemente, observando o conjunto global de resultados radiométricos, há certa tendência de concentração de idades em dois grupos, entre 1500-1000 m.a. e 700-500 m.a.. Trata-se, em muitos casos, de datações em metabasitos e, como tal, revelam a época de eventos preferencialmente dínamo-termiais da evolução do sistema Espinhaço. O agrupamento radiométrico mais antigo parece exibir concentração no tempo 1200-1000 m.a., sendo contemporâneo ao metamorfismo desenvolvido nas rochas da cordilheira Espinhaço.

O conjunto datado entre 800-500 m.a., além de ocorrer ao longo do sistema Espinhaço, aparece representado nas proximidades da borda do Cráton (ver também Figura 46). Essas idades confirmam a influência do desenvolvimento das faixas marginais brasileiras em termos de imposição de esforços na massa cratônica. No caso dos metabasitos do sistema Espinhaço ocorreu pronunciada difusão de argônio mesmo em rochas da infraestrutura, ao longo da referida cadeia.

Finalmente, é interessante notar que o Cráton do São Francisco foi praticamente poupado aos efeitos de importante reativação tectônica ocorrida no Meso-Cenozóico, na plataforma Sul-Americana, pois apenas uma idade K-Ar (AM 5, Tabela 8) indicou cerca de 90 m.a.. Tal situação demonstra claro contraste com as áreas sujeitas ao envolvimento brasileiro (como o Nordeste ou Sudeste do Brasil), onde muitas datações em rochas básicas integram-se ao contexto da reativação. Também no Cráton Amazônico a mobilidade crustal parece ter sido maior no Meso-Cenozóico, comparativamente ao Cráton do São Francisco. Ali, algu-

mas dezenas de rochas básicas datadas produziram idades aparentes no intervalo de tempo 150-250 m.a. (TEIXEIRA, 1980), revelando a existência de importantes esforços sofridos pela unidade geotectônica, em época contemporânea à abertura e formação dos oceanos Atlântico norte e sul.

4.2.6. GRUPO BAMBUÍ

Pretende-se neste item comentar os principais trabalhos geocronológicos efetuados nas litologias do Grupo Bambuí em Minas Gerais para estabelecimento realista do quadro radiométrico existente, na expectativa de um melhor entendimento da evolução geológica da unidade. Antes, porém, da discussão proposta algumas considerações preliminares devem ser efetuadas para um entendimento adequado da problemática associada à metodologia radiométrica.

O PROBLEMA DAS DATAÇÕES RADIOMÉTRICAS EM SEDIMENTOS

Genericamente, apesar dos sedimentos pré-cambrianos conterem determinados estromatólitos, quase sempre eles possuem valor restrito ou pequena potencialidade como marcões cronológicos precisos. Nesse sentido, o método Rb-Sr aplicado em sedimentos argilosos marinhos tem-se prestado para a definição de eventos e correlações entre seqüências semelhantes (CLAUER, 1976).

KAWASHITA (1972), numa abordagem pioneira sobre os problemas de amostragem geocronológica em rochas do território brasileiro, estabeleceu certos critérios para a coleta e tipo de materiais mais favoráveis para determinações Rb-Sr. É de fundamental importância, por exemplo, que o material esteja isento de alterações intempéricas, seja representativo da unidade sedimentar e tenha composição química suficientemente variável para proporcionar boa distribuição dos pontos analíticos em diagrama isocrônico.

É necessário também coletar as amostras relativamente próximas entre si, de preferência numa mesma camada da unidade. De outra parte, como a homogeneização isotópica torna-se mais difícil à medida que aumenta o tamanho das partículas minerais, a datação de eventos de homogeneização de Sr deve basear-se nos minerais de argila, já que a componente detrítica introduz grande incerteza com respeito à relação Sr^{87}/Sr^{86} .

THOMAZ FILHO (1976) e CORDANI et alii (1978) ratificaram a capacidade do método radiométrico em rochas sedimentares argilosas de formações paleozóicas e eo-mesozóicas propondo modelos interpretativos de diagramas isocrônicos os quais foram, posteriormente, utilizados em depósitos pré-cambrianos. O método radiométrico empregado nesses trabalhos utiliza-se de amostras em rocha total e em fração fina (granulação inferior a 2 microns), bem como de frações provenientes do ataque com HCl diluído (lixiviado e resíduo insolúvel).

Os modelos interpretativos conduzem à constatação de que as isócronas de sistemas em rocha total, obtidas em amostras de rochas pelíticas sem metamorfismo (a partir de seleção criteriosa baseada na composição mineral e conteúdo de Rb e Sr), derivadas de um mesmo ambiente deposicional, referem-se a eventos responsáveis pela homogeneização isotópica do Sr entre os minerais da rocha. Tais isócronas fornecem a idade absoluta de deposição da unidade sedimentar, semelhante à idade estratigráfica, segundo a escala do tempo geológico. Já as isócronas amostrais, incluindo fração fina, lixiviado e resíduo (em HCl), indicam a idade absoluta do último processo diagenético* e/

* "O conceito de diagênese é aquele adotado por CORDANI et alii (1978), que relaciona ao termo todos os processos que levam a modificações de um sedimento imediatamente após a deposição, como também quaisquer transformações físicas ou químicas ocorridas posteriormente, em condições ambientais brandas não metamórficas."

ou metamorfismo imposto sobre a unidade sedimentar, ambos condizentes com uma homogeneização isotópica de Sr entre os constituintes mineralógicos inferiores a 2 microns.

Entretanto, o emprego dos métodos radiométricos em rochas sedimentares possui certos problemas interpretativos críticos envolvendo o tipo de material depositado que pode possuir idades diversas (dependendo da área-fonte). Além disso, há possibilidade de ocorrerem processos de desgaseificação incompleta de argônio, no caso do sistema da rocha sedimentar possuir minerais de elevada retentividade de argônio ou, até mesmo, difusões de argônio à temperatura ambiente (quando existirem minerais desfavoráveis) e rejuvenescimentos isotópicos estes vinculados, por vezes, a deformações, falhamentos, reativações e intrusões. Trata-se, em todos os casos, de idades aparentes que podem ser muito mais jovens que a idade de sedimentação.

Finalmente, com relação ao emprego do método Pb - modelo em rochas sedimentares, seu valor interpretativo prende-se às inferências sobre a fonte de Pb, contribuindo para o esclarecimento da gênese das mineralizações desse elemento. O tratamento integrado das composições isotópicas em diagramas de evolução de chumbo (do tipo CUMMING e RICHARDS, 1975) proporciona a definição temporal em termos do comportamento do chumbo, desde sua separação do manto e introdução na crosta, além de considerações a respeito da época de sua incorporação definitiva às galenas.

DISCUSSÃO DOS DADOS RADIOMÉTRICOS

Os estudos radiométricos em rochas do Grupo Bambuí nas proximidades da área investigada e em seu interior são ainda escassos. As datações Rb-Sr existentes restringem-se ao setor ocidental, sendo provenientes das imediações de Cedro do Abaeté (isôcrona Rb-Sr) e Formiga (duas análises Rb-Sr). Afora essas determinações apenas três análises de composição isotópica

de Pb acham-se disponíveis, sendo duas das imediações de Sete Lagoas e uma das imediações de Moema. (a oeste de Bom Despacho).

Entretanto, face ao objetivo deste capítulo, os comentários abrangerão de maneira sintética o conjunto global de dados radiométricos, sendo tal procedimento necessário para estabelecimento do cenário geocronológico atual da cobertura sedimentar. Com vistas a facilitar a visualização geográfica, o leitor deve recorrer à Figura 48 na qual acham-se representadas as principais localidades referidas no texto.

Considerações sobre a idade do Grupo Bambuí têm sido observadas na literatura com base em diferentes métodos e deduções, desde o século passado. A utilização de fósseis tem sido a praxe de inúmeros trabalhos desde que as estruturas organosedimentares foram descobertas por volta da década de sessenta na porção meridional da unidade, apesar das dificuldades de fixação de um intervalo temporal restrito, inerentes à própria paleontologia: CLOUD e DARDENNE (1973), na região de Vazante (MG) atribuíram idade entre 950 e 1350 m.a. para estruturas organosedimentares existentes no Grupo Paranoá, que é aqui admitido como unidade pré-Bambuí. MARCHESE (1974b), estudando os estromatólitos da região de Sete Lagoas, inferiu o período de tempo entre 650 e 850 m.a. para a idade de deposição do Grupo Bambuí.

Em termos subjetivos, pode-se aventar para determinadas regiões que o Grupo Bambuí iniciou seu desenvolvimento por volta de 1000 m.a. atrás, com base na cronologia das unidades lito-estratigráficas sotopostas. No noroeste do estado da Bahia, por exemplo, o limite temporal inferior para os processos de sedimentação da unidade (apesar das restrições inerentes a qualquer generalização sobre a cronoestratigrafia das várias "bacias" da unidade) é inferido a partir da idade K-Ar de 1100 ± 55 m.a. obtida num gabro intrusivo na cobertura Chapada Diamantina, a nordeste de Brotas de Macaúbas (JARDIM DE SÁ et alii, 1978). Ademais, a Formação Caboclo da referida cobertura, datada na lo-

Fig.48- ÁREA DE OCORRÊNCIA DOS GRUPOS BAMBUI E UNA, NO CRÁTON SÃO FRANCISCO

calidade de Morro do Chapéu, possui idade Rb-Sr isocrônica de cerca de 960 m.a. (BRITO NÉVES et alii, 1979).

No estado de Minas Gerais, idade de K-Ar de 980 ± 21 m.a. foi reportada por PARENTI COUTO et alii (1983) para um gabro da região de Santa Luzia. Sua situação geológica condiciona uma idade máxima para a Formação Paraopeba, base do Grupo Bambuí. Raciocínio análogo pode ser efetuado com base em datação de dique básico no embasamento cristalino, que porém não afeta a cobertura de plataforma. Sua idade K-Ar de 673 ± 22 m.a. (HS WT 05) fixa o limite temporal inferior para a sedimentação da Formação Sete Lagoas, na região de Formiga (Tabela 6). Novamente, extrapolação semelhante pode ser efetuada com base em duas outras idades K-Ar brasileiras (amostras 1173-1055 e 1063, Tabela 6) obtidas em "epidiabásios" que intrudem os metassedimentos Rio das Velhas da região de Pitangui-Onça do Pitangui (Apêndice 4) sem, no entanto, afetarem as rochas do Grupo Bambuí, expostas nas proximidades.

Determinações Rb-Sr para o Grupo Una, na região de Lajes do Batata, município de Jacobina (BA) induzem à definição da idade deposicional da Formação Bebedouro. Ali os resultados obtidos em fração fina e em duas rochas carbonáticas associadas são coerentes com a etapa diagenética tardia dos sedimentos basais da unidade, em consonância com os dados difratométricos (CORDANI et alii, 1978). As camadas argilosas exibem illita como principal mineral de argila, com índice de Kübler de $\approx 9,0$, índice de Esquevin entre 0,35 e 0,42 (illita aluminosa), e a idade obtida, de 886 ± 11 m.a. (para uma razão inicial de 0,7304) é indicativa de que a homogeneização isotópica do Sr afetou até mesmo os carbonatos, a nível de unidade litológica.

Mais recentemente, reinterpretações do conjunto de dados isotópicos da Formação Bebedouro acham-se disponíveis, com a adição de novas amostras (FREITAS MACEDO, 1982; BORNHOMME, 1982). Em diagrama isocrônico, um dos níveis estudados

apresenta duas idades com, respectivamente, 960 ± 31 m.a. (R.I. = $0,723 \pm 0,004$) e 896 ± 30 m.a. (R.I. = $0,731 \pm 0,003$). A idade mais antiga (960 m.a.) corresponderia possivelmente à época da diagênese precoce, sendo a mais jovem (cerca de 900 m.a.), relativa à diagênese tardia da Formação Bebedouro. Alternativamente, seis frações inferiores a 2 microns analisados pelo método K-Ar revelaram idades entre 880 e 900 m.a. aproximando-se, portanto, da época da diagênese tardia apontada pelas idades Rb-Sr.

O conjunto radiométrico relativo à formação basal do Grupo Una é completado por outras análises Rb-Sr em isócronas que revelaram idades de 667 ± 30 m.a. e 570 ± 7 m.a. (FREITAS MACEDO, op. cit.). Datações K-Ar então empreendidas indicaram também valores brasileiros sendo um reflexo termal desse evento orogênico na Chapada do Irecê.

Os resultados geocronológicos em rochas do Grupo Bambuí revelam que os eventos terminais ao ciclo Brasileiro foram de maior relevância na cobertura, especialmente no estado de Minas Gerais. Conseqüentemente, a grande maioria das determinações disponíveis (Rb-Sr e K-Ar) reflete este envolvimento, com as amostras coletadas para processamento geocronológico Rb-Sr situando-se nos campos da diagênese avançada, anquimetamorfismo e mesmo epimetamorfismo. Verifica-se assim que os processos de rehomogeneização isotópica de Sr ocorreram em tempos distintos de uma área para outra, consoante condições evolutivas finais no intervalo de tempo 600-450 m.a..

Os estudos iniciais sobre a cristalinidade das illitas nos metassedimentos do Grupo Bambuí datam da década de setenta (SCHÖLL, 1973; BONHOMME, 1976) tendo como objetivo caracterizar zonas sem metamorfismo, teoricamente mais favoráveis de fornecer, via geocronologia, a época da sedimentação.

Na região de Cedro do Abaeté (MG), as análises Rb-Sr (Tabela 9) em frações argilosas do tipo illita/clori-

TABELA 9 - Dados analíticos Rb-Sr para rochas do Grupo Bambuí em Cedro do Abaeté e Formiga

Nº LAB.	Nº CAMPO	MAT.	Rb(ppm)	Sr(ppm)	Rb ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	REF.
	A-749	FF	206,5	18,0	33,99	0,9259	1
	A-750	FF	202,3	18,4	32,51	0,9174	1
	A-751	FF	219,6	19,1	34,04	0,9203	1
	A-752 I	FF	208,3	30,4	20,11	0,8453	1
	A-752 II	FF	222,9	30,0	21,84	0,8480	1
	A-753 I	FF	207,9	52,2	11,66	0,8168	1
	A-753 II	FF	189,9	51,0	10,89	0,8100	1
	R-753	RT	145,8	55,6	7,65	0,7833	1
	A-754	FF	205,5	61,1	9,82	0,7959	1
	A-896	FF	198,4	49,8	11,65	0,8067	1
	A-897	FF	186,6	38,7	14,13	0,8271	1
	A-755	FF	181,3	36,7	14,48	0,8292	1
	A-756	FF	201,5	61,7	9,52	0,7770	1
	R-756	RT	173,8	56,0	9,05	0,7772	1
	A-757	RT	199,0	71,2	8,14	0,7677	1
	A-758	RT	218,0	30,7	20,91	0,8787	1
	R-754	RT	150,8	75,9	5,78	0,7639	1
3963	EX-2	*RT	63,3	177,2	1,04	0,7221	2
3964	EY-5	*RT	68,8	133,5	1,49	0,7253	2

* Sed. clástico/químicos

REF.: 1 - BONHOMME, 1976 (Cedro do Abaeté)
2 - PARENTI COUTO et alii, 1981 (Formiga)

ta/esmectita alinharam-se na idade de 439 ± 19 m.a. para relação inicial (R.I.) de 0,7122, ao passo que outras frações de tipo preponderantemente illítico/clorítico alinharam-se em 541 ± 17 m.a. (R.I. = 0,7172) (Figura 49). No mesmo diagrama, alguns dados referentes a frações finas e rocha total delinearam reta isocrônica de idade em torno de 600 m.a.. Tal comportamento é devido ao fato de que as amostras com participação de ferromagnesianos possuem comportamento semelhante às biotitas no que concerne às migrações isotópicas que ocorrem até as últimas fases tectônicas, ao passo que as illitas puras tendem a conservar seu estado isotópico primordial. Assim, as idades aparentes mais jovens (540 e 440 m.a.) devem referir-se às épocas de rehomogeneização isotópica (diagêneses tardias ou mesmo fenômenos de alteração hidrotermal/intempérica) posteriores à sedimentação.

Por outro lado, a representação neste diagrama das duas análises Rb-Sr disponíveis para a Formação Sete Lagoas (região de Formiga) coaduna-se melhor com o alinhamento de cerca de 600 m.a.. Com efeito, PARENTI COUTO et alii (1981) interpretaram as duas amostras integrando-as ao conjunto da chamada Formação Paraopeba, datada, neste trabalho, através de isócrona Rb-Sr com aproximadamente 640 m.a.. Ressalte-se, contudo, que os dados de Formiga têm pouca valia, face não haver um diagrama isocrônico específico para cada afloramento.

Fig. 49 - DIAGRAMA ISOCRÔNICO Rb/Sr PARA AMOSTRAS DAS IMEDIAÇÕES DE CEDRO DO ABAETÉ (BONHOMME, 1976, RECALCULADO)

De outra parte, os resultados K-Ar, também processados por BONHOMME (op. cit.) em frações finas de rochas daquela região (Tabela 10), refletem a idade mínima de fenômenos tardios vinculados à ação do ciclo Brasileiro, coerentemente ao padrão radiométrico Rb-Sr.

TABELA 10 - Dados analíticos K-Ar para frações finas de Cedro do Abaeté

Nº CAMPO	% K ₂₀	Ar ⁴⁰ _{rad} (10 ⁻⁶ cm ³ /g STP)	% Ar ⁴⁰ _{atm}	IDADE (m.a.)
A 753	5,30	104,4	94,3	516
A 756	5,08	91,7	92,7	478

Adicionalmente, amostras de frações finas e de um carbonato de Januária e João Pinheiro foram também estudadas por BONHOMME (op. cit.), em termos de grau de cristalinidade. As amostras de Januária evidenciaram essencialmente illita pura e em João Pinheiro, predominaram illita e vermiculita. O índice de Kübler para as amostras de Januária é de $\approx 6,7$ e de $\approx 5,4$ para as de João Pinheiro. Este último valor inclui-se já no campo do anquimetamorfismo. Em ambos os casos, o índice de Esquevin foi maior que 0,30 indicando uma illita aluminosa (CORDANI et alii, 1978).

A idade encontrada de 641 (RI=0,7082±0,0047) define para aqueles autores a época da completa homogeneização de Sr no mínimo para as frações finas, que teria ocorrido em Ja

nuária durante condições de ambiente diagenético, e no caso de João Pinheiro, já durante o anquimetamorfismo. Segundo BONHOMME (1982), apesar do valor da relação inicial ser próximo dos valores medidos para o Sr sedimentar marinho para aquela época, aparentemente só este critério não é suficiente para teste temporal da diagênese precoce ou tardia das amostras, em vista de outros exemplos conhecidos na literatura.

Valores radiométricos brasileiros foram também demonstrados para pelitos da Formação Sete Lagoas nas imediações de São Francisco (MG). O estudo detalhado em 42 amostras (THOMAZ FILHO e BONHOMME, 1979; THOMAZ FILHO e QUEIROZ LIMA, 1981), através dos métodos Rb-Sr e K-Ar, revelou a existência de dois episódios metamórficos: 695 ± 12 m.a. (R.I. = $0,7077 \pm 0,0009$) para rochas totais e 610 ± 9 m.a. (R.I. = $0,7097 \pm 0,0014$) para as frações finas. Apesar das amostras registrarem índices de cristalinidade de illita já dentro do campo do anquimetamorfismo, aparentemente a maioria das amostras em rocha total alinhou-se na isócrona mais antiga, que corresponderia à época do episódio mais intenso, segundo aqueles autores. Cabe, todavia, notar que tal interpretação é deficiente pois integrou dois carbonatos ao conjunto analisado. São justamente esses pontos que definem as relações iniciais das isócronas e, conseqüentemente, as idades.

As 13 datações K-Ar empreendidas por THOMAZ FILHO e BONHOMME (op. cit.) indicaram valores entre 650 e 540 m. a., com média em 600 m.a.. Este padrão radiométrico é semelhante ao de outras datações K-Ar, como na região de Cedro do Abaeté ou no oeste mineiro (entre Paracatu e São Gotardo), onde HASUI e ALMEIDA (1970) reportaram 4 datações em filitos cujas idades, concentradas no intervalo de tempo 640-590 m.a., refletiriam o tectonismo e metamorfismo do ciclo Brasileiro, já no domínio da faixa Brasília.

Folhelhos da "Formação Sete Lagoas" na serra de Poço Verde, Vazante (MG), foram também submetidos a data-

ções Rb-Sr (AMARAL e KAWASHITA, 1967). A idade isocrônica obtida foi de 590 ± 60 m.a. para relação inicial de 0,83. O alto valor da razão inicial foi interpretado como decorrente de material vindo de área fonte composta por rochas bastante antigas. Conforme reportaram posteriormente CORDANI et alii (1978), ali as argilas contêm essencialmente illita com índice de Kübler = 4,0 (campo do anquimetamorfismo) e um índice Esquevin entre 0,15 e 0,30 (indicando illitas magnesianas, abertas a trocas químicas). Acrescente-se que na zona de Vazante, CAMPOS NETO (1984) individualizou o domínio do chamado Grupo Paranoá, caracterizado por tectonismo importante que se desenvolveu ao longo de toda a borda oeste do Cráton do São Francisco. Pelo exposto, torna-se evidente que uma homogeneização isotópica de Sr ocorreu em larga escala ao nível da unidade datada.

Novas amostragens geocronológicas para processamento Rb-Sr em facies representativas do Grupo Bambuí em Minas Gerais foram realizadas por PARENTI COUTO et alii (1981), que identificaram uma série de valores de idade (640 ± 15 m.a.; 620 ± 40 m.a. e 590 ± 40 m.a.) dispostos de acordo com a sucessão estratigráfica observada: Formações Paraopeba (basal), Três Marias e Pirapora (de topo). Na opinião desses autores, tais idades estariam representando, em primeira aproximação, os eventos deposicionais das formações analisadas, embora exista certo recobrimento face aos erros experimentais.

Finalmente, registre-se duas outras idades K-Ar obtidas para ardósias do Grupo Paranoá nas imediações de Vazante e São Gotardo (MG), com valores de 753 ± 23 m.a. e 403 ± 12 m.a., respectivamente (HASUI e ALMEIDA, 1970). A cifra maior, segundo os autores citados, é explicada pela presença de argônio remanescente nos detritos recristalizados dos metassedimentos, já que, para a mesma região, AMARAL e KAWASHITA (1967) encontraram idade Rb-Sr isocrônica de cerca de 600 m.a. obtida em folhelhos, interpretando-a como reflexo de tectonismo brasileiro. Por outro lado, a idade em torno de 400 m.a. foi interpretada como de-

corrente de perdas de argônio pelas fases minerais da rocha.

No estado da Bahia, determinações radiométricas em rochas da sequência carbonática-pelítica do Grupo Bambuí e Grupo Una foram também efetuadas (FREITAS MACEDO, 1982). As idades revelam, uma vez mais, a influência de episódios epimetamórficos/anquimetamórficos/diagenéticos contemporâneos ao ciclo Brasileiro. Os resultados encontrados para duas áreas estudadas do Grupo Bambuí são os seguintes:

1) Fazenda Cachoeira: 606 ± 47 m.a. (R.I. = $0,7076 \pm 0,0071$) e idades K-Ar variando entre 554 e 574 m.a..

2) Localidade de Porto Novo: 558 ± 40 m.a. (R.I. = $0,7191 \pm 0,0053$) e idades K-Ar entre 532 e 560 m.a..

De outra parte, as datações Rb-Sr disponíveis para a unidade superior do Grupo Una (Formação Salitre) revelaram idade Rb-Sr isocrônica de 766 ± 19 m.a. para relação inicial de $0,7076 \pm 0,0004$, idade essa interpretada como de uma homogeneização isotópica precoce do sistema Rb-Sr. Idades K-Ar também realizadas demonstraram novamente a influência brasileira nas amostras estudadas daquela formação (FREITAS MACEDO, op. cit.).

Cabe, por último, mencionar que as tentativas de definição da época de deposição do Grupo Bambuí e unidades cronocorrelatas, tiveram também apoio de outras metodologias. Na verdade, os trabalhos pioneiros na cobertura (AMARAL, 1966, 1968; CASSEDANE e LASSERE, 1969) utilizaram-se do método Pb-Pb em galeñas, estudando a composição isotópica do elemento com o objetivo de se obterem informações a respeito da gênese dos depósitos de Pb da região de Vazante, Itacarambi, Tiros e Funchal.

Recentemente, tais determinações foram reinterpretadas por PARENTI COUTO et alii (1981) e IYER (1983), integrando-as a novo conjunto de análises especialmente realizadas,

algumas coletadas na área investigada (Sete Lagoas, Moema, Pains). Esses autores lançaram tais análises em diagramas que incluem as curvas de evolução isotópica do Pb, conforme modelo III, de estágio simples, preconizado por CUMMING e RICHARDS (1975). Através desses gráficos, sugeriram que o chumbo associado ao Grupo Bambuí, de modo geral, evoluiu em 2 estágios principais: no primeiro, sua composição isotópica teria evoluído de forma simples, no manto, até a época de 2000 m.a. (1850 ± 150 m.a.), época quando teria ocorrido sua separação e introdução na crosta. É interessante notar que esta idade corresponde ao padrão geocronológico K-Ar obtido para as rochas do embasamento cristalino e a diversos resultados Rb-Sr isocrônicos e convencionais da área investigada os quais são aqui considerados como integrantes de uma província de idade proterozóica inferior. Por outro lado, o segundo estágio evolutivo teria acarretado o crescimento das razões isotópicas de chumbo, com a conclusão do processo há 600 m.a. atrás (650 ± 50 m.a.), quando da incorporação definitiva do Pb às galenas.

EVOLUÇÃO GEOCRONOLÓGICA

Dentre os métodos radiométricos utilizados no Grupo Bambuí, o Rb-Sr em isócrona (rocha total e fração fina) tem-se revelado o mais promissor. Quando apoiado em estudos de cristalinidade da illita possibilita definir, para materiais não metamórficos, a época de sedimentação da cobertura plataformal. Outra alternativa, é a procura (e datação) de intrusivas anorogênicas no embasamento das seqüências inferiores do Grupo Bambuí que serviriam de referência temporal para início do processo sedimentar. Entretanto, em ambas as situações deve-se ter em mente a possibilidade de a deposição da unidade não ter sido sincrônica em todos os domínios do Cráton do São Francisco restringindo, assim, a existência de um conjunto radiométrico homogêneo. Acrescente-se ainda que a influência termal do ciclo Brasileiro foi expressiva no referido grupo, mascarando a obtenção de idades representativas em termos da deposição sedimentar.

Em síntese, o estudo geocronológico e em parte paleontológico da cobertura sedimentar Bambuí indica que seu desenvolvimento ocorreu no Proterozóico Superior sendo sua idade brasileira, em determinados setores. Inferências geocronológicas a partir de rochas básicas intrusivas nas unidades litoestratigráficas que são sotopostas à cobertura asseguram que o início de seu desenvolvimento, em determinados setores, ocorreu por volta de 1000 m.a. atrás. Esta hipótese está em concordância com idade aparente K-Ar de 980 m.a. para dique na Formação Paraopeba (PARENTI COUTO et alii, 1983), e com os estudos paleontológicos no Grupo Paranoá, de idade proterozóica média.

As dificuldades no estabelecimento de correlações estratigráficas entre o Grupo Una e o Grupo Bambuí no estado de Minas Gerais decorre, em parte, do quadro geocronológico distinto entre as duas unidades. Na Chapada do Irecê, a Formação Bebedouro indicou idade de sedimentação por volta de 900 - 960 m.a., tratando-se de idades Rb-Sr isocrônicas confiáveis analiticamente e coerentes com as demais informações geocronológicas e paleontológicas comentadas anteriormente. Além disso, até alguns resultados K-Ar, ali também disponíveis, revelaram-se com idades próximas de 900 m.a. corroborando com o raciocínio de que, em determinados casos, as datações K-Ar em frações argilosas de sedimentos seriam mais sensíveis a eventos de diagênese tardia do que as idades isocrônicas Rb-Sr. Já a facies carbonática do Grupo Una (Formação Salitre) indicou cerca de 770 m.a..

Por outro lado, em Minas Gerais, as seqüências carbonáticas do Grupo Bambuí (região de Januária) indicaram idade de sedimentação por volta de 640 m.a.. A baixa relação inicial Sr^{87}/Sr^{86} obtida, a criteriosa amostragem efetuada e a grande distância do afloramento em relação aos cinturões marginais ao Cráton confere representatividade geológica ao resultado radiométrico. Acresce que na região de Formiga um dique básico de geração pré-Bambuí indicou cerca de 760 m.a., condicionando uma idade máxima para a sedimentação do Grupo Bambuí em sua extremidade meridional.

Este padrão geocronológico para a unidade é corroborado pelo estudo de PARENTI COUTO et alii (1981) que interpretaram o conjunto de análises Rb-Sr como referentes às idades respectivas de deposição das chamadas Formações Paraopeba, Três Marias e Pirapora.

Conforme exposto no decorrer deste item, os vários setores radiometricamente estudados nos estados de Minas Gerais e Bahia revelam, em sua maioria, através de idades aparentes K-Ar (e subordinadamente Rb-Sr) a influência do ciclo Brasileiro (tectonismo, metamorfismo). Esta influência ocorreu, inclusive, em setores do Grupo Bambuí distantes da borda cratônica fato refletido, principalmente, pelas idades aparentes K-Ar.

Finalmente, o cenário geocronológico disponível é complementado pelas análises de composição isotópica de chumbo indicativas de que a evolução do elemento associado ao Grupo Bambuí, de modo geral, ocorreu em dois estágios principais: sua separação do manto e introdução na crosta há cerca de 2000 m.a. (época do "diastrofismo Minas") e sua incorporação às galeas há cerca de 600 m.a. atrás, por remobilização a partir do embasamento.

A Figura 50 e o Quadro síntese abaixo (Tabela 11) reúnem as principais informações disponíveis em termos de idade para o Grupo Bambuí e outras unidades comentadas no texto. Na terceira coluna da Tabela mencionada, apresentam-se as interpretações decorrentes do acervo geocronológico existente. Na última coluna, acham-se relacionados os intervalos de idade sugeridos com base no conteúdo fossilífero das unidades.

Fig. 50-VISÃO ESQUEMÁTICA DA COBERTURA CRATÔNICA BAMBUÍ,
COM BASE NO PADRÃO DE IDADE

TABELA 11 - Quadro-síntese de idades para os Grupos Bambuí e Una

LOCAL	IDADE ISOCRÔNICA Rb-Sr (m.a.)	INTERPRETAÇÃO	IDADE K-Ar (m.a.):*	INTERVALO PALEONTOLÓGICO (m.a.)
MG-Vazante (Gr. Paranoá)	590(Ro=0,83)	metamorfismo	-	950 - 1350
MG-Vazante e São Gotardo	-	-	750** - 400	-
MG-Paracatu e São Gotardo	-	metamorfismo	640 - 590	-
MG-7 Lagoas	-	-	-	650 - 850
MG-7 Lagoas (Vila de São Francisco)	695(Ro=0,7077); 610(Ro=0,7097)	metamorfismo	650 - 540	-
MG-Formiga (Fm. 7 Lagoas)	-	idade mínima	670(bas.intr.)	-
MG (Fm. Pirapora)	590	diagênese	-	-
MG (Fm. Três Marias)	620	diagênese	-	-
MG (Fm. Paraopeba)	640	diagênese	-	-
MG-Santa Luzia (Fm. Paraopeba)	-	idade mínima	980 (gb.intr.)	-
MG-Cedro do Abaeté	450(Ro=0,7122); 550(Ro=0,7172) 610	diagênese	510 - 480	-
MG-Januária e João Pinheiro	640(Ro=0,7082)	diagênese	-	-
BA-Faz. Cachoeira	605(Ro=0,7076)	metamorfismo	550 - 570	-
BA-Porto Novo	560(Ro=0,7191)	anquimetamorfismo	530 - 560	-
BA-Lajes do Batata (Fm. Salitre)	770(Ro=0,7076)	diagênese	530 - 570	-
BA-Lajes do Batata (Fm. Bebedouro)	870(Ro=0,7304); 960(Ro=0,723); 900(Ro=0,731)	diagênese	880 - 900	-
(Fm. Bebedouro)	670; 570	metamorfismo	540 - 660	-

* Idades mínimas
** s/significado geológico

CAPÍTULO 5

CONCLUSÕES

Com o objetivo de melhor situar o leitor na problemática da evolução crustal antiga são sintetizadas neste capítulo as principais idéias sobre o tema efetuando-se, adicionalmente, com base no potencial interpretativo da informação geocronológica da área investigada, as extrapolações inerentes no âmbito do Cráton do São Francisco.

5.1. CONSIDERAÇÕES SOBRE EVOLUÇÃO CRUSTAL

O crescimento da crosta continental pode ocorrer por adição de material do manto, por readição de material reciclado através do manto, ou mesmo através de redistribuição de rochas devido a processos sedimentares e tectônicos. Entretanto, os maiores mecanismos de crescimento da crosta continental são as adições magmáticas a partir do manto, colisões de microcontinentes e refusão de material que sofreu subducção, em margens continentais ativas.

Em que pese este quadro conceitual relativamente claro persiste um amplo debate na literatura sobre os processos de formação da crosta primitiva arqueana. MOORBATH e TAYLOR (1981), por exemplo, tecendo considerações sobre tal assunto assinalam que durante os primeiros 800 m.a. da história terrestre, turbulência mecânica e termal resultante do impacto de planetesimos e/ou convexão global do manto poderiam ter impedido a produção de uma crosta siálica continental. Os dados geocronológicos disponíveis indicam que somente por volta de 3,8 b.a. teria

aparecido a crosta continental espessa e estável, diferenciada do ponto de vista geoquímico e metamórfico. Por sua vez, a existência de fragmentos continentais (relativamente pequenos) teria ocorrido pouco após, entre 3,7 e 3,5 b.a. sendo que gradativamente teria havido aumento em volume da crosta durante o Arqueano tardio.

Com efeito, há certo consenso de que o intervalo mais importante de crescimento continental teria ocorrido entre 3,1 e 2,7 b.a., haja visto os vários exemplos conhecidos que comprovam a individualização, nesse período, de protocontinentes de dimensões aproximadas de vários milhares de quilômetros (Rodésia, Kaapvaal, sul da Índia, Sibéria, oeste da Austrália, Província Superior do Canadá entre outros). Nesse sentido, os poucos dados paleomagnéticos disponíveis sugerem a possibilidade de rápidos movimentos polares (APW) há 3,0 b.a., pelo menos, podendo significar uma astenosfera menos viscosa e uma litosfera mais móvel do que em tempos posteriores (KRÖNER, 1982; HARGRAVES e ONSTOTT, 1982).

Apesar dos fragmentos crustais mais antigos conhecidos indicarem cerca de 3,8 b.a. (MOORBATH et alii, 1973), é provável que a crosta primordial do planeta ter-se-ia formado anteriormente (CONDIE, 1982). Esta hipótese é reforçada por analogia com idades obtidas em amostras de rochas lunares (4,3 - 4,5 b.a.) representantes de uma crosta primitiva com ampla distribuição naquele satélite (ver, por exemplo, FAURE e POWELL, 1972). Por outro lado, a adoção para a história precoce da Terra de um esquema similar àquele satélite, com o aparecimento de uma crosta primordial, ainda é assunto de considerável debate. De qualquer forma, mesmo considerando a existência de uma crosta inicial cobrindo toda a superfície do planeta, esta teria sido envolvida na intensa dinâmica inicial da Terra, e teria sido reciclada para o manto, em episódios sucessivos de fragmentação e subducção.

A propósito desta temática, as evidências geocronológicas e isotópicas associadas de Sr, Pb e Nd são especialmente úteis na discussão dos processos de crescimento continental ou de retrabalhamento. Neste contexto, duas proposições fundamentais têm sido aventadas para a evolução da crosta continental.

Uma delas admite que todo o material que constitui a crosta continental atual tenha sido diferenciado a partir do manto no Arqueano e, desde então, sofreu retrabalhamentos sucessivos. Em outras palavras, o material separou-se do manto naquela época antiga e a seguir veio sofrendo regenerações e remobilizações, sem qualquer adição posterior significativa (ARMSTRONG, 1968). Contrapondo-se a este raciocínio existe o modelo que advoga um volume inicial de crosta continental formado no Arqueano, volume este que cresceu com o tempo através da adição episódica de material diferenciado do manto (por exemplo, MOORBATH, 1982). É a teoria da acreção continental, ou seja, aumento de volume com o tempo, em relação a núcleos pré-existentes.

Os dados isotópicos de Nd, Sr e Pb somados às informações geológicas e geoquímicas parecem indicar que os processos de acreção a partir do manto/crosta inferior foram predominantes durante a evolução terrestre comparativamente às reciclagens de material crustal que também teriam ocorrido, embora em escala subordinada. As estimativas quantitativas, em termos de volume de crosta continental produzida em cada ciclo maior -CADS- (Crustal Accretion Differentiation Superevents) (MOORBATH, 1977), revelam que ao final do Arqueano cerca de 50 a 60% da massa total da crosta continental atual estariam formados e através de processos geodinâmicos sucessivos, nos cinturões móveis, ocorreria gradativo aumento aos atuais 100%. Segundo KRÖNER (1981) a produção em escala global de granitóides entre 3,0 e 2,5 b.a. não somente aumentou o tamanho e espessura da crosta inicial como também, provavelmente, levou a um resfriamento substancial do manto alterando, assim, o padrão convectivo de suas células.

De outra parte, em virtude da produção elevada de calor devida ao decaimento radioativo durante a história primitiva terrestre, a mistura convectiva em suas partes mais externas teve provavelmente maior eficiência em relação ao presente, sendo as "placas" existentes (litosfera oceânica adicionada) possivelmente mais finas, menores e muito mais numerosas (WINDLEY, 1981). Segundo MOORBATH e TAYLOR (1981), é provável que a razão crescimento/retrabalhamento crustal tenha diminuído com o tempo em virtude da diminuição na produção de calor da Terra, ao passo que a frequência e a escala de colisão continental tenham aumentado com o tempo, à medida que a crosta continental foi sendo criada.

Numa ilustração esquemática sobre o assunto, os primeiros modelos geotectônicos que serviram de paralelo para a evolução de várias áreas arqueanas do globo referiram-se ao escudo Canadense, onde os padrões de distribuição das assembléias litológicas tipicamente arqueanas sugerem uma história de desenvolvimento crustal a partir de vários núcleos primitivos que atuariam como centros de crescimento continental (ENGEL e ENGEL, 1964; GOODWIN, 1968; HURLEY e RAND, 1969). Mais recentemente, os trabalhos de MOORBATH e TAYLOR (op. cit.), WINDLEY (1977, 1981), ALLEGRE (1982), CONDIE (1981, 1982), KRÖNER (1981, 1982), HARGRAVES (1981) e MOORBATH (1982), entre outros, têm abordado em detalhe o tema da evolução crustal antiga na busca de melhor entendimento, sendo de fundamental importância para qualquer esquema a consideração da história termal, dos dados geofísicos e paleomagnéticos, da velocidade e mecanismos de crescimento crustal, além da caracterização das feições geológicas e aspectos geoquímicos típicos das seqüências rochosas daquele período de tempo.

Face ao exposto e numa consulta abrangente sobre a temática evolutiva arqueana e proterozóica inferior advêm claras analogias com o quadro concebido para a parte meridional do Cráton do São Francisco. Com efeito, os dados disponíveis avaliados para esta síntese sugerem uma mobilidade generalizada

zada entre 3,0 e 2,6 b.a. atrás correspondendo, a nosso ver, à principal etapa temporal de crescimento continental. Em escala ampla, no âmbito da entidade geotectônica seria possível aventar para o período de tempo processos geodinâmicos em que os fragmentos continentais seriam adicionados a partir do manto por magmatismo e destruídos parcialmente por subducção (e então reciclados no manto). Contemporaneamente, ocorreriam colisões entre os fragmentos até a formação de massas continentais maiores, como consequência de gradativa aglutinação crustal.

No contexto litológico acham-se também representadas no Cráton do São Francisco as típicas associações calcó-alcalinas bimodais (por exemplo, no Quadrilátero Ferrífero, em Minas Gerais e Brumado-Aragé, na Bahia) sendo que, no presente caso, a maior proporção é dada pelas rochas granodioríticas e tonalíticas intrudidas em níveis crustais inferiores, que após a deformação e metamorfismo transformaram-se em gnaisses e migmatitos da facies anfibolito. Tais rochas tendem a possuir baixas relações iniciais, conforme demonstrado pelos diversos exemplos deste trabalho (ver, adicionalmente, CORDANI et alii, 1985), implicando num pequeno período de residência crustal desde a sua derivação do manto.

A origem desse magmatismo granitóide estaria condicionada ao desenvolvimento de plumas do manto em associação com expressivo "rifteamento" crustal, que condicionou as acumulações de "greenstone belts". A existência de esforços multilaterais nessas seqüências é tipicamente demonstrada pelos complexos dobramentos, redobramentos, falhamentos, encurtamento crustal, etc. que as atingiram.

Com a estabilização da litosfera arqueana teria ocorrido soerguimento expressivo com conseqüente erosão da massa continental individualizando-se assim, no Proterozóico Inferior, diversos núcleos cratonizados maiores no interior de áreas onde a atividade tectonomagmática desenvolvia-se em sua ple

nitudo, através dos cinturões *Mineiro* (em Minas Gerais) e Salvador-Juazeiro e Correntina-Guanambi, na Bahia (ver Figura 5).

5.2. EVIDÊNCIAS ISOTÓPICAS SOBRE A EVOLUÇÃO CRUSTAL NA REGIÃO MERIDIONAL DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO

A construção das curvas de evolução da razão Sr^{87}/Sr^{86} no tempo geológico, relativas aos conjuntos rochosos selecionados para o presente estudo geocronológico, permitem esclarecer pontos importantes acerca da origem dos materiais e sua evolução crustal.

A quase totalidade dos conjuntos radiométricos interpretados sob esse ponto de vista indica aparentemente dois padrões de crescimento da relação isotópica Sr^{87}/Sr^{86} durante a evolução geotectônica, ambos tipificando materiais diferenciados diretamente do manto/crosta inferior e caracterizando, como um todo, acreções episódicas condizentes com um expressivo espessamento crustal no Arqueano.

O primeiro padrão é identificado para os conjuntos rochosos de Lavras-Itumirim (1), Itumirim (2), Itaúna-Itatiaçu (3) e Perdões-Formiga (4), vinculando-se a isócronas de referência, exceto o de Itumirim que representa amostragem a nível de afloramento. Na Figura 51 as relações isotópicas iniciais obtidas situam-se abaixo ou sobre a linha de evolução teórica da razão Sr^{87}/Sr^{86} no manto, durante o tempo geológico (ver, por exemplo, FAURE, 1977), indicando que os materiais derivaram-se diretamente do manto superior/crosta inferior nas épocas assinaladas. Já a configuração das linhas (razões) de crescimento Rb-Sr guardando certo paralelismo, sugere fonte semelhante, em termos de conteúdo de Rb, no intervalo de tempo 2,96 - 2,14 b.a. . Nesse modelo evolutivo, as seguidas acreções/diferenciações ocorri-

Fig. 51 - CURVAS DE EVOLUÇÃO DA RAZÃO Sr^{87}/Sr^{86} NO TEMPO GEOLOGICO (MODELO I)

das durante cerca de 1 b.a. teriam origem em reservatório similar no manto superior/crosta inferior, de forma a explicar as adições (juvenis) mais antigas produzindo relações atuais Sr^{87}/Sr^{86} mais elevadas e as mais jovens, valores gradativamente menores.

Duas outras curvas de evolução decorrentes de isócronas de referência de conjuntos rochosos da região de Esmeraldas-Cachoeira dos Macacos (5) e Conceição do Pará-Pitangui-Pará de Minas (6) indicam, dentro desse mesmo padrão identificado, linhas evolutivas com razões Rb-Sr mais elevadas comparativamente com aquelas já referidas. Provavelmente, este comportamento dever-se-ia a uma diferenciação mais intensa a partir de um reservatório-fonte no manto, portador de maior razão Rb-Sr.

O segundo padrão é caracterizado pelas linhas de crescimento Rb-Sr relativas aos conjuntos de Boa Esperança, Alto de Jacarandá, Desterro de Entre-Rios/Oliveira, Bom Despacho, Moura Coelho e Entre-Rios de Minas. Trata-se na maioria, de diagramas isocrônicos a nível de afloramento permitindo, portanto, boa confiabilidade às interpretações. Na Figura 52 é apresentado o comportamento geral das curvas de evolução ressaltando-se, de maneira clara, as razões iniciais Sr^{87}/Sr^{86} situadas acima da linha de crescimento do manto (L.C.M.), em claro contraste com os conjuntos anteriormente discutidos (Figura 51). De modo a facilitar o entendimento entre as relações dos conjuntos de A a F aqui delimitados é feita uma ampliação (Figura 52A), com a representação gráfica adicional dos erros experimentais alcançados nas diversas análises.

Com base nas relações isotópicas iniciais Sr^{87}/Sr^{86} , situadas acima da linha de evolução teórica da referência da relação no manto durante o tempo geológico, fica demonstrado um modelo evolutivo fortemente alicerçado em retrabalhamentos crustais tanto no Arqueano como no Proterozóico Inferior (Figura 52A). Nos casos dos afloramentos de Boa Esperança (A) e Alto Ja

Fig. 52-CURVAS DE EVOLUÇÃO DA RAZÃO Sr^{87}/Sr^{86} NO TEMPO GEOLÓGICO (MODELO 2)

Fig. 52 A - AMPLIAÇÃO PARCIAL DA FIGURA 52

carandã (B), as linhas de crescimento da razão Rb-Sr construídas (retas contínuas) permitem claramente estimar a idade dos materiais-fonte diferenciados do manto em época pouco anterior, por comparação com outras linhas de crescimento disponíveis na área em pauta (notar, por exemplo, retas tracejadas I e II). Uma estimativa desse tipo pode ser efetuada também para outros conjuntos portadores de elevadas relações iniciais (pontos C, D, F), caso se adote a hipótese do primeiro modelo evolutivo antes discutido (paralelismo das linhas de crescimento Rb-Sr), embora no caso específico do afloramento de Entre-Rios de Minas (ponto F) não seja possível descartar, com base meramente na relação inicial Sr^{87}/Sr^{86} , uma origem primária para os materiais analisados devido à posição daquele ponto ligeiramente acima da L.C.M..

Entretanto, com referência ao conjunto da pedreira Moura Coelho, datado em 2,75 b.a., a elevada relação inicial Sr^{87}/Sr^{86} obtida (ponto E, Figura 52A) é sugestiva de uma origem a partir de refusão de material sedimentar mais antigo, pois mesmo o retrabalhamento (naquela época) de rochas do conjunto mais antigo constatado na área (conjunto Perdões-Formiga, datado de 2,96 b.a., ver Figura 51) não produziria razão isotópica tão elevada como aquela registrada através do ponto E. A hipótese aventada para o conjunto da pedreira Moura Coelho é corroborada pela elevada razão inicial também obtida para a isócrona do perfil Desterro de Entre-Rios/Passa-Tempo, cuja posição é também registrada graficamente na Figura 52A (ponto G). Ressaltem-se, nesse caso, os elevados erros experimentais da medida isotópica decorrentes da distribuição desfavorável das amostras no diagrama isocrônico mas, de qualquer modo, evidenciando a existência de eventuais outros conjuntos rochosos originados da refusão de materiais com prolongada vivência crustal.

Em síntese, a análise integrada dos dois diagramas (Figuras 51 e 52) possibilita propor uma evolução crustal durante o Arqueano e Proterozóico Inferior caracterizada por sucessivas acreções/diferenciações, em conjugação com processos su-

bordinados de retrabalhamento crustal. Aparentemente, o quadro isotópico descrito configura dois períodos maiores de saída de material do manto, dada a distribuição no tempo dos pontos relativos às razões iniciais entre 3,0 - 2,6 b.a. e 2,4 - 2,1 b.a. (concentração temporal aqui destacada através dos domínios tracejados na Figura 52A). A nosso ver, o Arqueano tardio seria condizente com a principal etapa de espessamento crustal (formação e aglutinação da massa continental) ao passo que no Proterozóico Inferior ocorreria o desenvolvimento do *Cinturão Mineiro*, de natureza parcialmente ensiálica. Os reflexos da atividade desse cinturão seriam adicionalmente destacados na área em pauta pelo padrão radiométrico K-Ar, conforme comentado em capítulos anteriores.

5.3. SÍNTESE SOBRE A EVOLUÇÃO GEOLÓGICA REGIONAL

Inicialmente, cabe um breve comentário sobre a visão adquirida pelo autor ao detalhar o quadro geocronológico do domínio meridional do Cráton do São Francisco. Desde os trabalhos pioneiros a nível regional, no início da década de setenta, no Quadrilátero Ferrífero, verificou-se que a geocronologia ali revelou grande heterogeneidade nos resultados devido à complexidade geológica regional (HERZ, 1970). Este cenário tem praticamente permanecido até o presente, apesar da continuidade dos estudos radiométricos inclusive através de metodologias de alto valor interpretativo, como o U-Pb em zircões.

A execução, através deste trabalho, do detalhamento geocronológico na área a oeste do Quadrilátero Ferrífero assume, nesse sentido, grande importância, pois naquele setor os efeitos térmicos brasileiros não foram constatados na maioria das idades obtidas em rochas da infraestrutura. Tal situação favorável possibilita extrapolar os resultados ora obtidos para áreas adjacentes, como também para aquelas situadas na parte se-

tentrional cratônica, regiões onde a intensidade daquela superimposição metamórfica mascarou as idades K-Ar e, até mesmo, as idades Rb-Sr em rocha total. A nosso ver, a contribuição maior da ferramenta radiométrica está justamente no estudo de áreas-chave dentro de uma mesma ambientação tectônica, como o presente caso, em que a potencialidade das interpretações geocronológicas fica demonstrada através do emprego sistemático da metodologia em terrenos metamórficos arqueanos de evolução policíclica.

O conjunto de dados radiométricos avaliado para a presente síntese definiu as épocas principais de eventos tectonomagmáticos desenvolvidos na porção meridional do Cráton do São Francisco, ratificando a importância fundamental do Arqueano e Proterozóico Inferior no contexto da evolução geotectônica.

Vale, adicionalmente, ressaltar que as interpretações evolutivas efetuadas para a área investigada encontram uma série de semelhanças em relação às sínteses geocronológicas existentes no âmbito do Cráton do São Francisco (JARDIM DE SÁ et alii, 1978; INDA e BARBOSA, 1978; CORDANI e IYER, 1979; BRITO NEVES et alii, 1980; MASCARENHAS e SÁ, 1982; MASCARENHAS et alii, 1984; CORDANI et alii, 1985), o mesmo ocorrendo na escala global, conforme foi apontado em considerações anteriores acerca da evolução crustal antiga. Neste esboço tentativo do quadro geotectônico pode ser estabelecido para a área investigada que a partir da "cicatrização" tectônica de fragmentos crustais gerados em vários eventos, por volta do Arqueano tardio (3,0 - 2,6 b.a.), uma extensa massa de crosta continental foi fisicamente constituída. Posteriormente, no Proterozóico Inferior, um evento geodinâmico maior desenvolveu-se ao longo da extremidade sul daquele domínio cratonizado, sendo a ele relacionados importantes processos de acreção de material derivado do manto/crosta inferior e retrabalhamentos crustais. A supraestrutura equivalente do cinturão móvel constituído seria representada pelos metassedimentos do Supergrupo Minas, cuja posição atual teria ori-

gem em deslocamentos horizontais significativos após a deformação orogenética.

Na parte setentrional do fragmento que viria a se constituir como uma entidade cratônica pré-brasileira — o Cráton do São Francisco — os terrenos metamórficos de idade arqueana e proterozóica inferior também possuem grande extensão, conforme pode ser observado na Figura 5. As diversas idades Rb-Sr isocrônicas no intervalo temporal 3,1 - 2,6 b.a. atestam a importância deste período da região centro-oriental da Bahia com a produção no final do Arqueano de uma crosta siálica extensa, produto da coalescência dos vários fragmentos crustais gerados em sucessivos eventos, em conjugação com extensivo episódio de plutonismo granítico (CORDANI et alii, 1985; BRITO NEVES et alii, 1980). Nos ciclos subseqüentes ao Arqueano a crosta previamente formada influenciou de modo decisivo na natureza e evolução dos processos geodinâmicos, sendo regenerada/retomada e acrescida de formas distintas. Nesse sentido, o quadro geral de organização das estruturas do Proterozóico Inferior sugere a existência de dois cinturões móveis na parte setentrional do Cráton (ver Figura 5), ambos com boa representação de supracrustais (Jacobina, Serrinha, Contendas-Mirante), o que habilita uma comparação com o aqui chamado *Cinturão Mineiro*.

De modo geral, estas faixas (em parte ensiálicas, em parte simáticas) podem ser consideradas como verdadeiras zonas de articulação entre os núcleos arqueanos. Em decorrência desse desenvolvimento, esforços compressivos sobre estes núcleos estáveis geraram fraturas profundas por onde ocorreu eventual contribuição magmática básica. Contemporaneamente à evolução proterozóica inferior teriam ocorrido soerguimentos expressivos da massa continental já cratonizada expondo, em consequência, terrenos gnáissicos de alto grau, como aqueles tipicamente representados pelo Complexo de Jequié na Bahia (CORDANI e BRITO NEVES, 1982). É provável que domínios de composição similar ocorram também sobre a província arqueana da parte meridional cratônica,

haja visto as ocorrências verificadas por este autor durante os trabalhos de campo.

Ao término dos processos transamazônicos, a infraestrutura dos cinturões móveis foi exposta à superfície, à maneira das porções arqueanas, configurando a estabilização tectônica regional. Durante o Proterozóico Médio, partes da região sofreram a sedimentação Espinhaço condicionada a sistema intracratônico que teve discreta contribuição magmática, posteriormente submetida a metamorfismo de baixo grau. No Proterozóico Superior, tanto no âmbito do Cráton do São Francisco como nos sistemas marginais, as unidades geotectônicas desenvolvidas aparentam possuir uma origem ensiânica e, provavelmente, não levaram a adições significativas de material à crosta continental. Como reflexo dessa situação tectônica, a cobertura plataformar Bambuí sofreu efeitos tectonotermiais, como também diversos setores do embasamento da entidade geotectônica.

CAPÍTULO 6

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALLEGRE, C. (1982) Les premiers jours de la Terre. Pour la Science, Paris, 51:72-78.

ALMEIDA, F.F.M. (1967) Observações sobre o pré - Cambriano na região central de Goiás. Bol.Paran.Geociênc., Curitiba, 26:19-22.

ALMEIDA, F.F.M. (1968) Evolução tectônica do Centro-Oeste Brasileiro no Proterozóico Superior. An.Acad.brasil. Ciênc., 40 (suplemento):285-295.

ALMEIDA, F.F.M. (1976) Estruturas do Precambriano Inferior Brasileiro. XXIX Congr.Bras.Geol., Ouro Preto, MG, Resumos, p.201-202.

ALMEIDA F.F.M. (1977) O cráton do São Francisco. Rev. Bras.Geoc., 7(4):349-364.

ALMEIDA, F.F.M. (1981) O cráton do Paramirim e suas relações com o do São Francisco. Simpósio sobre o cráton do São Francisco e suas faixas marginais, Salvador, BA, Anais, parte I:1-9.

ALMEIDA, F.F.M.; AMARAL, G.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K. (1973) The precambrian evolution of the South American cratonic margin south of Amazon river. In: A.E.M. NAIRN and F.G.STEHLI (ed.) The Ocean basins and margins. New York, Plenum. v.1, p.441-446.

- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B. (1976) The upper precambrian of South America. Bol. IG-USP, 7:45-80.
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; DAVINO, A.; HARALYI, N.L.E. (1980) Informações geofísicas sobre o oeste mineiro e seu significado tectônico. An.Acad.brasil.Ciênc., 52(1):49-60.
- ALMEIDA, F.F.M. e HASUI, Y. (1984) O pré-cambriano do Brasil. São Paulo, SP, Ed. Edgard Blücher Ltda., 388p.
- AMARAL, G. (1966) Isótopos de chumbo e gênese das jazidas de Vazante e Itacarambi. XX Congr.Bras.Geol., Rio de Janeiro, RJ, Anais, p.45-46.
- AMARAL, G. (1968) Aplicação do estudo da composição isotópica do chumbo a problemas metalogenéticos: resultados preliminares para galenas de depósitos do Grupo Bambuí. XXII Congr.Bras.Geol., Belo Horizonte, MG, Anais, p.131-138.
- AMARAL, G.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K.; REYNOLDS, J.H. (1966) Potassium-Argon dates of basaltic rocks from Southern Brazil. Geoch.Cosm.Acta, 30:159-189.
- AMARAL, G. e KAWASHITA, K. (1967) Determinações de idade do Grupo Bambuí pelo método Rb-Sr. XXI Congr.Bras.Geol., Curitiba, PR, Anais, p.214-217.
- ANHAEUSSER, C.R. (1982) Archean greenstone terranes: geologic evolution and metallogenesis. Rev.Bras.Geoc., 12(1/3):1-6.
- ARAÚJO, A.G.; LIMA, J.O.A.; LITWINSKI, N. (1982) Mapa geológico do estado de Minas Gerais; escala 1:1.000.000 Projeto Diagnóstico Ambiental - Mapa 1 (Geologia). Secretaria de Ciência e Tecnologia/Fundação Centro Tecnológico de Minas Gerais, Belo Horizonte.

- ARDEN, J.W. e GALE, N.H. (1974) Separation of trace amounts of uranium and thorium and their determination by mass spectrometric isotope dilution. Anal.Chem., 46: 2-9.
- ARMSTRONG, R.L. (1968) A model for the evolution of strontium and lead isotopes in a dynamic earth. Reviews of Geophysics, 6:175-199.
- ASSIS, L.C. e MARINI, O.J. (1983) Contribuição à controvérsia da correlação Espinhaço-Minas. II Simp.Geol.Minas Gerais, Geologia do pré-Cambriano, Belo Horizonte, MG, Anais, p.361-375.
- BAPTISTA, M.B.; BRAUN, O.P.G.; CAMPOS, D.A. (1984) (Coord.) Léxico estratigráfico do Brasil. DNPM, Brasília, DF, 541p.
- BARBOSA, O. (1954) Evolution du Geosinclinal Espinhaço. 18th Geol.Congr., Alger., Sec. XIII:2-37.
- BESANG, C.; EBERLE, W.G.; LAHNER, L.; LENS, H.; MOLLAT, H.; MÜLLER, P.; PAULSEN, S. (1977) Radiometrische Altersbestimmungen an Gesteinen aus Minas Gerais und Espírito Santo/Brasilien. Hannover, Geol.JB.Heft., 24: 149-179.
- BIONDI, J.C. e SCHRANK, A. (1980) Sequência vulcânica cálcio-alcalina em Piumhi, MG; considerações para identificação. XXXI Congr.Bras.Geol., Camboriú, SC, Anais, 4: 1933-1944.
- BONHOMME, M. (1976) Mineralogie des fractions fines et datations Rubidium-Strontium dans le Group Bambuí (MG, Brésil). Rev.Bras.Geoc., 6(4):211-222.

- BONHOMME, M. (1982) The use of Rb-Sr and K-Ar dating method as a stratigraphic tool applied to sedimentary rocks and minerals. *Prec.Res.*, 18:5-25.
- BRANCO, J.J.R. e COSTA, M.T. (1961) Roteiro da excursão Belo Horizonte/Brasília. Instituto de Pesquisas Radioativas, Publicação nº 15. XIV Congr.Bras.Geol., Belo Horizonte, MG, Resumos, p.117.
- BRASIL-DNPM (1975) Relatório de reconhecimento geológico/geoquímico Pitangui, Papagaios, Pequim - Minas Gerais. Belo Horizonte, DNPM/CPRM, 80p. [Relatório do Arquivo Técnico da DGM, 2420 - Convênio Geofísica Brasil / Alemanha].
- BRAUN, O.P.G. e BATISTA, M.B. (1978) Considerações sobre a geologia pré-cambriana da região sul-sudeste e parte da centro-oeste do Brasil. Reunião Preparatória Simp.Cráton do São Francisco e suas faixas marginais, Salvador, BA, Secr.Minas Energia do Est.Bahia, Publ.Esp., 3:225-368.
- BRITO NEVES, B.B.; KAWASHITA, K.; DELHAL, J. (1979) A evolução geocronológica da cordilheira do Espinhaço; dados novos e integração. *Rev.Bras.Geoc.*, 9(1):71-85.
- BRITO NEVES, B.B.; CORDANI, U.G.; TORQUATO, J.R.F. (1980) Evolução geocronológica do pré-cambriano do Estado da Bahia. In: Geologia e recursos minerais do Estado da Bahia. Textos básicos, SME-BA, p.1-101.
- BRUNI, M.A.L.; BRUNI, E.C.; ROCHA, A.J.D.; SANTOS, E.J.; ALMEIDA, J.T.; BATISTA, J.J.; SÁ, V.R. (1976) Texto explicativo para a carta geológica do Brasil ao Milionésimo (Folha Aracajú SC-24). Brasília, DNPM, 227p.

CAMPOS NETO, M.C. (1979) Contribution a l'étude des brasilides-lithostratigraphie et structure des groupes Canastra, Paranoá et Bambuí dans l'Ouest-Nord-Ouest de l'état de Minas Gerais (Brésil). Université Pierre et Marie Curie, 155p. [Thèse de 3^e Cycle] [inédito]

CAMPOS NETO, M.C. (1984) Geometria e fases de dobramentos brasileiros superpostos no oeste de Minas Gerais. Rev. Bras.Geoc., 14(1):60-68.

CASSEDANNE, J.P. e LASSERE, M. (1969) Étude géologique et analyse isotopique par la méthode au plomb de quelques galènes du Brésil. Bull.B.R.G.M., Sér. 2, Sec.4(1): 71-87.

CAVALCANTE, J.C.; CUNHA, H.C.S.; CHIEREGATI, L.A.; KAEFER, L.Q.; ROCHA, J.M.; DAITX, E.C.; COUTINHO, M.G.N.; YAMAMOTO, K.; DRUMOND, J.B.V.; ROSA, D.B.; RAMALHO, R. (1979) Projeto Sapucaí, Estados de São Paulo, Rio de Janeiro e Minas Gerais; relatório final de geologia. Brasília, DNPM, São Paulo, CPRM, 299p. [Sér.Geologia, 4. Seção Geologia Básica, 2].

CLAUER, N. (1976) Les isotopes de strontium dans les minéraux et les roches sédimentaires. Application à l'étude géochronologique des séries azoïques précambriennes de l'Afrique de l'Ouest. Mém.Sci.Géol., Strasbourg, 45, 256p. [inédito]

CLOUD, P. e DARDENNE; M.A. (1973) Proterozoic age of the Bambuí Group in Brazil. Geol.Soc.Am.Bull., 84(5):1673-1676.

CONDIE, K.C. (1981) Archaean Greenstone Belts. Elsevier, Amsterdam, 434p.

- CONDIE, K.C. (1982) Plate tectonics and crustal evolution. New York, Pergamón Press, 288p.
- CORDANI, U.G. e BRITO NEVES, B.B. (1982) The geologic evolution of South America during the Archaean and early Proterozoic. Rev.Bras.Geoc., 12(1/3):78-88.
- CORDANI, U.G. e IYER, S.S. (1979) Geochronological investigation on the Precambrian granulitic terrain of Bahia, Brazil. Prec.Research, Amsterdam, 9:255-274.
- CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K.; MÜLLER, G.; QUADE, H.; REIMER, V.; ROESLER, H. (1980) Interpretação tectônica e petrológica de dados geocronológicos do embasamento no bordo sudeste do Quadrilátero Ferrífero, MG. An.Acad. brasil.Ciênc., 52(4):785-799.
- CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K.; THOMAZ FILHO, A. (1978) Applicability of the Rubidium-Strontium Method to shales and related rocks. Contributions to the Geologic Time Scale. AAPG.Studies in Geology, 6:93-117.
- CORDANI, U.G.; SATO, K.; MARINHO, M.M. (1985) The geologic evolution of the ancient granite-greenstone terrane of Central-Southern Bahia, Brazil. Precambrian Research, 27:187-213.
- CORDANI, U.G. e TEIXEIRA, W. (1979) Comentários sobre as determinações geocronológicas existentes para as regiões das Folhas Rio de Janeiro, Vitória e Iguape. In: Carta Geológica do Brasil ao milionésimo, Folhas SF-23, SF-24 e, SG-23, Rio de Janeiro, Vitória e Iguape. MME/DNPM, Brasília, p.175-207.

- CORREIA, C.T.; KAWASHITA, K.; GIRARDI, V.A.V. (1982) Datações Rb-Sr e K-Ar em rochas metamórficas da região de Cássia (MG) e considerações sobre seu significado tectônico. An.Acad.brasil.Ciênc., 54(4):673-677.
- COSTA, L.A.M.; ANGEIRAS, A.G.; VALENÇA, J.G.; STEVANAZZI, V. (1970) Novos conceitos sobre o Grupo Bambuí e sua divisão em tectonogrupos. Inst.Geol.Univ.Fed.Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS, Bol.Geol., 5:3-34.
- COSTA, M.T. (1978) Mapa tectônico do estado de Minas Gerais. Instituto de Geociências Aplicadas. Secretaria de Estado de Ciência e Tecnologia, Belo Horizonte. (sem texto explicativo). Coordenador: M.T.Costa.
- COSTA, P.C.G. (1978) Geologia das folhas de Januária, Mata do Jaíba, Japoré e Mange. XXX Congr.Bras.Geol., Recife, PE, Anais, 1:83-97.
- CUMMING, G.L. e RICHARDS, J.R. (1975) Ore lead isotope rations in a continuously changing earth. Earth Planet. Sci.Lett., 28:155-171.
- DARDENNE, M.A. (1978) Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí, no Brasil Central. XXX Congr.Bras.Geol., Recife, PE, Anais, 2:597-610.
- DERBY, O.A. (1880) Reconhecimento geológico do vale do Rio São Francisco. Rel.Com.Hydrog.Rio São Francisco, Rio de Janeiro, Anexo, 24p.
- DERBY, O.A. (1905) Notas geológicas sobre o estado da Bahia. Bol.Secr.Agric.Viação Industr.Obras Públ., Salvador, 7(1/3):12-31.
- DERBY, O.A. (1906) The serra do Espinhaço, Brazil. J.Geol., 14(3):394-401.

- . 177
- DIRAC, F.M. e EBERT, H. (1967) Isotopic ages from the Pegmatite Provinces of eastern Brazil. *Nature*, 215:948-949.
- DORR II, J.V.N. (1969) Physiographic, stratigraphic and structural development of Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *Geol.Survey Prof.Paper*, 641(4):1-110.
- DORR II, J.V.N. e BARBOSA, A.L.M. (1963) Geology and ore Deposits of the Itabira District, MG, Brazil. *U.S.Geol. Survey Prof.Paper*, 341-C. 110p.
- DORR II, J.V.N.; GAIR, J.E.; POMERONE, J.B.; RYNEARSON, G.A. (1957) Revisão da estratigrafia pré-cambriana do Quadrilátero Ferrífero. *Div.Fom.Prod.Min.*, Avulso,nº81, 31p.
- EBERT, H. (1955) Pesquisas na parte sudeste de Minas Gerais e no Nordeste. *Rel.An.Dir.Div.Geol.Mineral*, ano de 1954, DNPM, Rio de Janeiro, p.79-89.
- EBERT, H. (1956) A tectônica do sul do estado de Minas Gerais e regiões adjacentes. *Rel.An.Dir.Div.Geol.Mineral.*, ano de 1956, DNPM, Rio de Janeiro, p.97-107; 136-137.
- EBERT, H. (1958) Discordâncias pré-Cambrianas em Carandaí, Minas Gerais. *Bol.Div.Geol.Mineral.*, Rio de Janeiro, 183, 48p.
- EBERT, H. (1963) The manganese-bearing Lafaiete - Formation as a guide-horizon in the Precambrian of Minas Gerais. *An.Acad.brasil.Ciênc.*, 35(4):545-559.

EBERT, H. (1971) Os Paraibides entre São João del Rei, Minas Gerais e Itapira, São Paulo, e a bifurcação entre Paraibides e Araxaides. XXV Congr. Bras. Geol., São Paulo, SP. Resumo das Comunicações, Bol. 1:177-178.

EBERT, H. (1984) Os Paraibides entre São João del Rei, Minas Gerais e Itapira, São Paulo, e a bifurcação entre Paraibides e Araxaides. SBG, Núcleo São Paulo, Publ. 12: 72-103.

ENGEL, A.E.J. e ENGEL, C.G. (1964) Continental accretion and the evolution of North America. Advan. Frontiers Geol. Geophys., p.17-37.

FAURE, G. (1977) Principles of Isotope Geology. Smith - Wyllie Intermediate Geology series, New York, John Wiley and Sons, 464p.

FAURE, G. e POWELL, J.L. (1972) Strontium isotope geology. Springer-Verlag, New York, 188p.

FOGAÇA, A.C.C.; ABREU, P.A.A.; SCHORSCHER, H.D. (1984) Estratigrafia da sequência supracrustal arqueana na porção mediana-central da Serra do Espinhaço. XXXIII Congr. Bras. Geol., Rio de Janeiro, RJ, Anais, 6:2654-2667.

FONSECA, M.J.G.; SILVA, Z.C.G.; CAMPOS, D.A.; TOSATTO, P. (1979) Folhas Rio de Janeiro (SF-23), Vitória (SF-24) e Iguape (SG-23). In: Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo. Brasília, DNPM, p.1-174.

FREITAS MACEDO, M.H. (1982) Les systèmes isotopiques rubidium-strontium et potassium-argon dans les argiles extraites de sédiments carbonatés. Application à la datation du Protérozoïque sédimentaire du Brésil dans les États da Bahia et Santa Catarina. Institut de Geologie, Strasbourg, 119p. [Tese de engenheiro-doutor] [inédito]

- FRITZSONS JR., O.; BIONDI, J.C.; CHABAN, N. (1980) Geologia da região de Piumhi (MG). XXXI Congr.Bras.Geol., Camboriú, SC, Anais, 5:2906-2917
- FUCK, R.A. e MARINI, O.J. (1979) Projeto São Felix, Geologia da Folha Córrego São Bento, Brasília. Convênio FUB/ELETRONORTE, 49p. (inédito).
- FUCK, R.A. e MARINI, O.J. (1981) O Grupo Araxá e unidades homotaxiais. Simpósio sobre o cráton do São Francisco e suas faixas marginais, Salvador, BA, Anais, parte IV: (Faixa Brasília) 118-129.
- GOODWIN, A.M. (1968) Archean protocontinental growth and early crustal history of the Canadian Shield. XXIII Intern.Geol.Congr., Praga, Tcheco-Eslováquia, 1:69-89.
- GOODWIN, A.M. (1981) Precambrian perspectives. Science, 213:55-61.
- GOODWIN, A.M. (1982) Distribution and origin of precambrian banded iron formation. Rev.Bras.Geoc., 12(1/3): 457-462.
- GROSSI SAD, J.H.; PINTO, C.P.; DUARTE, C.L. (1983) Geologia do distrito manganesífero de Conselheiro Lafaiete, MG. II Simp.Geol.Minas Gerais, Belo Horizonte, MG. Bol. nº 3 - Geologia do pré-Cambriano, Anais, p.259-270.
- GUILD, P.W. (1957) Geology and Mineral Resources of the Congonhas district, Minas Gerais, Brazil. U.S.Geological Survey.Prof.Pap., 290:1-90.
- HARDER, E.C. e CHAMBERLIN, R.T. (1915) The geology of central Minas Gerais, Brasil. J.Geol., Chicago, 23(4): 341-424.

- HARGRAVES, R.B. (1981) Precambrian tectonic style: a liberal uniformitarian interpretation. In: A. Kröner, (ed.) Precambrian Plate Tectonics., Amsterdam, Elsevier, p.21-56.
- HARGRAVES, R.B. e ONSTOTT, T.C. (1982) Early precambrian paleomagnetism. Rev.Bras.Geoc., 12(1/3):7.
- HASUI, Y. e ALMEIDA, F.F.M. (1970) Geocronologia do Centro-Oeste brasileiro. Bol.Soc.Bras.Geol., 19(1):5-26.
- HEILBRON, M. (1983) Dados preliminares sobre a geologia e o metamorfismo da área entre Itutinga e Madre de Deus (MG). II Simp.Geol.Minas Gerais, Belo Horizonte, MG. Bol. n° 3 - Geologia do pré-Cambriano, Anais, p.387-401.
- HERZ, N. (1970) Gneissic and igneous rocks of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. U.S.Geological Survey Prof.Paper, Washington, 641-B:01-58.
- HERZ, N. (1978) Metamorphic rocks of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. U.S.G.S. Prof.Pap., Washington, 641C, 81p.
- HERZ, N.; HURLEY, P.M.; PINSON, W.H.; FAIRBAIRN, H.W. (1961) Age measurements from a part of the Brazilian Shield. Geol.Society of America Bull., 72:1111-1120.
- HIGGINS, W.M. (1971) Cataclastic rocks. U.S.Geol.Survey, Prof.Paper 687, Washington, 77p.
- HURLEY, P.M. e RAND, J.R. (1969) Pre-drift continental nuclei. Science, 164:1229-1242.
- INDA, H.A.V. e BARBOSA, J.F. (1978) Texto explicativo para o mapa geológico do estado da Bahia. Sec.Minas Energia, Bahia, 137p.

- INDA, H.A.V.; SCHORSCHER, H.D.; DARDENNE, M.A.; SCHOBBE-NHAUS, C.; HARÁLYI, N.E.; BRANCO, P.C.A.; RAMALHO, R. (1984) O cráton do São Francisco e a faixa de dobramentos Araçuaí. In: Geologia do Brasil. Texto explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da área Oceânica Adjacente incluindo depósitos Minerais. DNPM/MME, Brasília, p.193-248.
- IYER, S.S. (1983) A discussion on the Lead Isotope Geochemistry of Galena from the Bambuí Group, Minas Gerais, Brazil. Mineralium Deposita. 1983. Springer Verlag 1984, p.1-6.
- JAHN, B. e SCHRANK, A. (1983) The geochemistry of komatiites and associated rocks from Piumhi, southeastern Brazil. Prec.Res., 21:1-20.
- JARDIM DE SÁ, E.F.; MCREATH, I.; BRITO NEVES, B.B.; BARTELS, R.L. (1976) Novos dados geocronológicos sobre o cráton do São Francisco no estado da Bahia. XXIX Congr. Bras.Geol., Ouro Preto, MG, Anais, p.185-204.
- JARDIM DE SÁ, E.F.; MCREATH, I.; BRITO NEVES, B.B.; BARTELS, R.L.; KAWASHITA, K. (1978) Reconnaissance geochronology of the infrastructure of part of the São Francisco Craton in the state of Bahia, Brazil. J.Mineral., vol. Djalma Guimarães, 7:87-96.
- KARFUNKEL, B. e KARFUNKEL, J. (1976) Estudos petro-faciológicos do Grupo Macaúbas na porção mediana da serra do Espinhaço, MG. XXIX Congr.Bras.Geol., Ouro Preto, MG, Anais, 2:179-188.
- KAWASHITA, K. (1972) O método Rb-Sr em rochas sedimentares. Aplicação para as bacias do Paraná e Amazonas. Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, 111p. [Tese de Doutorado] [inédito].

KAWASHITA, K.; SATO, K.; SONOKI, I.K. (1983) Um sistema de aquisição e processamento de dados "on line" num espectrômetro de massa do Centro de Pesquisas Geocronológicas, CPGeo, do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. Publicação interna do CPGeo, 14p. [inédito].

KEHRER, P. (1972) Zur Geologie der Itabirite in der südlichen Serra do Espinhaço (Minas Gerais, Brasilien). Geol. Rundschau, 61:216-249.

KRÖNER, A. (1981) Precambrian Plate tectonics. Elsevier, Amsterdam, 781p.

KRÖNER, A. (1982) Archaean to early proterozoic tectonics and crustal evolution: a review. Rev.Bras.Geoc., 12(1/3): 15-31.

LADEIRA, E.A. (1980) Metallogenesis of Gold at the Morro Velho Mine and in Nova Lima District, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. University of Western Ontario, 272p. [Ph.D. Thesis] [inédito]

LADEIRA, E.A. (1981) Primeiras lavas com almofadas ("pillows") encontradas no Superggrupo Rio das Velhas, de idade arqueana, no Quadrilátero Ferrífero e no Distrito de Pitangui, Minas Gerais. Ciências da Terra, 1(1):12-14.

LADEIRA, E.A. e ROESER, H.M.P. (1983) Petrography of the Rio das Velhas Greenstone Belt, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. Zbl.Geol.Paläont., Stuttgart, Teil I, 1983(3/4):430-445.

- LADEIRA, E.A.; ROESER, H.M.P.; TOBSCHALL, H.J. (1983) Evolução petrogenética do cinturão de rochas verdes Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero, MG. II Simp.Geol. Minas Gerais, Belo Horizonte, MG. Bol. nº 3 - Geologia do pré-Cambriano, Anais, p-149-165.
- LESQUER, A.; ALMEIDA, F.F.M.; DAVINO, A.; LACHAUD, J.C.; MAILLARD, P. (1981) Signification structurale des anomalies gravimétriques de la partie sud du Cráton de São Francisco (Brésil). Tectonoph., 76:273-293.
- MACHADO FILHO, L.; RIBEIRO, M.W.; GONZALEZ, S.R.; SCHENI NI, C.A.; PALMEIRA, R.C.B.; GATTO, C.M.P.P.; SANTOS NETO, A.; SOUZA JÚNIOR, J.J.; PIRES, J.L.; TEIXEIRA, W.; MARTINS, V.M.F.; CASTRO, H.E.F.; HERTER, A.M.R. (1984) Geologia: In: Brasil - DNPM. Projeto RADAMBRASIL. Folhas SF-23 Rio de Janeiro e SF-24 Vitória, Rio de Janeiro (Levantamento de Recursos Naturais, 32) [no prelo].
- MARCHESE, H.G. (1974a) Litoestratigrafía y petrología del grupo Bambuí en los estados de Minas Gerais e Goiás, Brasil. Rev.Bras.Geoc., 4:173-190.
- MARCHESE, H.G. (1974b) Estromatolites "jymnosolenidos" en el lado oriental de Minas Gerais. Rev.Bras.Geoc., 4:257-271.
- MARINI, O.J.; FUCK, R.A.; DANNI, J.C.; DARDENNE, M.A. (1981) A evolução geotectônica da faixa Brasília e do seu embasamento. Simpósio sobre o cráton do São Francisco e suas faixas marginais, Salvador, BA, Anais, parte IV:100-115.

- MARINI, O.J.; FUCK, R.A.; DANNI, J.C.M.; DARDENNE, M.A.; LOGUÉRCIO, S.O.Ć.; RAMALHO, R. (1984) As faixas de dobramentos Brasília, Uruaçu e Paraguai-Araguaia e o Maciço Mediano de Goiás. In: Geologia do Brasil. Texto explicativo do Mapa Geológico do Brasil e Área Oceânica Adjacente, incluindo Depósitos Minerais. Escala 1: 2.500.000. MME/DNPM, cap. VI, p.251-328. C.Schobbenhaus Filho et alii [coordenadores].
- MASCARENHAS, J.F.; CORDANI, U.G.; SATO, K. (1984) Mapa geocronológico do Estado da Bahia. XXXIII Congr.Bras. Geol., Rio de Janeiro, RJ, Resumos, p.139.
- MASCARENHAS, J.F.; PEDREIRA, A.J.; MISI, A.; MOTTA, A.C.; SILVA SÁ, J.H. (1984) Província São Francisco. In: O pré-cambriano do Brasil". São Paulo, SP, Ed. Edgard Blücher Ltda., p.46-122.
- MASCARENHAS, J.F. e SÁ, J.H.S. (1982) Geological and metallogenic patterns in the archaean and early proterozoic of Bahia State, Eastern Brazil. Rev.Bras.Geoc., 12(1/3):193-214.
- MEHNERT, K.R. (1968) Migmatites and the origin of granitic rocks. New York, Elsevier Pub.Comp. 325p.
- MENEZES FILHO, M.R. e MATTOS, G.M.M. (1978) Formação Paraopeba. Estruturas primárias características de ambiente deposicional em plataforma carbonatada. XXX Congr. Bras.Geol., Recife, PE, Anais, 2:824-827.
- MENEZES FILHO, M.R.; MATTOS, G.M.M.; FERRARI, P.G. (1977) Projeto Três Marias - relatório final. Belo Horizonte, DNPM/CPRM, 6v. (Relatório do Arquivo Técnico da DGM, 2703) v.1-2.

MEYER, C. (1981) Ore-forming processes in geologic History. Econ.Geol. 75th Anniv.Vol., p.6-41.

MINAS GERAIS (1978a) Mapa geológico da Folha Montes Claros, escala 1:500.000. Secretaria de Estado de Ciência e Tecnologia. Instituto de Geociências Aplicadas, Belo Horizonte. [elaborado pela equipe técnica da Diretoria do IGA/SECT]

MINAS GERAIS (1978b) Mapa geológico da Folha Belo Horizonte, escala 1:500.000. Secretaria de Estado de Ciência e Tecnologia. Instituto de Geociências Aplicadas, Belo Horizonte. [elaborado pela equipe técnica da Diretoria do IGA/SECT]

MINAS GERAIS (1982a) Mapa geológico da Folha Esmeraldas, escala 1:50.000. Secretaria de Ciência e Tecnologia. Instituto de Geociências Aplicadas, Belo Horizonte. [elaborado pela equipe técnica da Diretoria de Geologia do IGA]

MINAS GERAIS (1982b) Mapa geológico da Folha Cachoeira dos Macacos, escala 1:50.000. Secretaria de Ciência e Tecnologia. Instituto de Geociências Aplicadas, Belo Horizonte. [elaborado pela equipe técnica da Diretoria de Geologia do IGA]

MINAS GERAIS (1982c) Mapa geológico da Folha Contagem, escala 1:50.000. Secretaria de Ciência e Tecnologia. Instituto de Geociências Aplicadas, Belo Horizonte. [elaborado pela equipe técnica da Diretoria de Geologia do IGA]

MINAS GERAIS (1982d) Mapa geológico da Folha Belo Horizonte, escala 1:50.000. Secretaria de Ciência e Tecnologia. Instituto de Geociências Aplicadas, Belo Horizonte. [elaborado pela equipe técnica da Diretoria de Geologia do IGA]

- MISI, A. (1976) As sequências Bambuí no estado da Bahia e as mineralizações de chumbo-zinco associadas. Instituto de Geociências da Universidade Federal de Bahia, 80p. [Tese de Livre-Docência] [inédito]
- MISI, A. (1979) O Grupo Bambuí no estado da Bahia. XXX Congr.Bras.Geol., Recife, PE, Anais, 4:2548-2561.
- MOORBATH, S. (1975) Evolution of Precambrian crust from Strontium isotopic evidence. Nature, 254:395-398.
- MOORBATH, S. (1977) Ages, Isotopes and evolution of Precambrian Continental crust. Chem.Geol., 20:151-187.
- MOORBATH, S. (1982) Crustal evolution in the early Precambrian. Rev.Bras.Geoc., 12(1/3):39-44.
- MOORBATH, S.; O'NIONS, R.K.; PANKHURST, R.J. (1973) Early Archaean age for the Isua Iron Formation, West Greenland. Nature, London, 245:138-139.
- MOORBATH, S. e TAYLOR, P.N. (1981) Isotopic evidence for continental growth in the precambrian. In: A.Kröner (ed.), Precambrian plate tectonics, Elsevier, Amsterdam, p.491-525.
- MORAES, L.J. e GUIMARÃES, D. (1930) Geologia da região diamantífera do Norte de Minas Gerais. DFPM, Rio de Janeiro, RJ, Bol. 19:115-138.
- OLIVEIRA, E.P.; FONSECA, E.G.; MARQUES, N.M. (1984) Petrografia e geoquímica de uma suite de diques máficos transamazônicos da região de Virginópolis, Minas Gerais. XXXIII Congr.Bras.Geol., Rio de Janeiro, Anais, 9:4155-4165.

- OLIVEIRA, E.P. e MONTES, M.L. (1984) Os enxames de diques máficos do Brasil. XXXIII Congr.Bras.Geol., Rio de Janeiro, RJ, Anais, 9:4137-4154.
- PARENTI COUTO, J.G. (1982) Contribuição ao estudo do Proterozóico Superior (rifeano) da região meridional do cráton do São Francisco (Brasil): redefinição estratigráfica e correlação Brasil/África. XXXII Congr.Bras.Geol., Salvador, BA, Anais, 1:269-279.
- PARENTI COUTO, J.G.; ALECRIM, J.D.; PINHEIRO, J.D. (1978) Reconhecimento geológico-geoquímico das Formações Três Marias e Pirapora (Grupo Bambuí). XXX Congr.Bras.Geol., Recife, PE, Anais, 5:2059-2073.
- PARENTI COUTO, J.G. e BEZ, L. (1981) A glaciação Jequitai: um guia estratigráfico para o pré-cambriano superior no Brasil. Rev.Bras.Geoc., 11(1):17-21.
- PARENTI COUTO, J.G.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K.; IYER, S.S.; MORAES, N.N.P. (1981) Considerações sobre a idade do Grupo Bambuí com base em análises isotópicas de Sr e Pb. Rev.Bras.Geoc., 11(1):5-18.
- PARENTI COUTO, J.G.; TEIXEIRA, W.; CORDANI, U.G. (1983) Considerações sobre as principais épocas de fraturamento do cráton do São Francisco, com base em datações K-Ar de rochas básicas. II Simp.Geol.Minas Gerais, Belo Horizonte, MG. Bol. nº 3 - Geologia do pré-Cambriano, Anais, p. 38-49.
- PEREIRA, A.D.C.; FONSECA, E.G.; BRAZ, E.R.C.; CARMO, U. F.; ORTIZ, L.R.C.; SOUZA JÚNIOR, J.J.; OLIVEIRA, F.C.; FREIRE, F.A.; MARQUES, N.M.G.; REIS, V.A.; SIGA JÚNIOR, O. (1984) Geologia. In: Brasil - DNPM. Projeto RADAMBRASIL. Folha SE-23 Belo Horizonte, Rio de Janeiro (Levantamento de Recursos Naturais, v.3, 7) [no prelo].

- PFLUG, R. e RINGER, F. (1973) Estratigrafia e evolução geológica da margem SE do Cráton Sanfranciscano. XXVII Congr. Bras. Geol., Aracaju, SE, Anais, 2:5-19.
- PFLUG, R.; SCHOBENHAUS FILHO, C.; RINGER, F. (1969) Contribuição à geotectônica do Brasil Oriental. Recife, SUDENE, Div. Geol., 59p. (Brasil, SUDENE, Ser. Especial, 9).
- PINSON, W.H.; WHITTEMORE, D.O.; FAIRBAIRN, H.W.; HURLEY, P.M. (1967) Rb-Sr whole rock ages on rocks near Sete Lagoas, MG, Brazil. Annual Report MIT, p.37-39.
- PIRES, F.R.M. (1977) Geologia do distrito manganêsífero de Conselheiro Lafaiete, Minas Gerais. Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio de Janeiro, 344p. [Tese de Mestrado] [inédito].
- PIRES, F. (1979) Structural geology and stratigraphy at the junction of the Curral and Moeda Syncline, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. Michigan Technological University, 220p. [Tese de Doutorado] [inédito]
- QUÉMENEUR, J. e BARAUD, R. (1983) Estrutura do embasamento arqueano e geologia econômica da área pegmatítica de São João Del Rei, MG. II Simp. Geol. Minas Gerais, Belo Horizonte, MG. Bol. nº 3 - Geologia do pré-Cambriano. Anais, p.449-460.
- RIBEIRO, A. (1983) Dados atuais do mapeamento geológico - estrutural da Folha Itumirim, MG. II Simp. Geol. Minas Gerais, Belo Horizonte, MG. Bol. nº 3 - Geologia do pré-Cambriano, Anais, p.461-468.
- RIMANN, E. (1917) A kimberlita no Brasil. An. Esc. Minas, Ouro Preto, 15:27-32.

SALOP, L.J. (1977) Precambrian of the northern Hemisphere. New York, Elsevier, 382p.

SCHOBENHAUS, C.; ALMEIDA CAMPOS, D.; DERZE, G.R.; ASMUS, H.E. [Coordenadores] (1984) Geologia do Brasil. Texto explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da Área Oceânica adjacente incluindo Depósitos Minerais. Escala 1:2.500.000. M.M.E./DNPM, 501p.

SCHOBENHAUS FILHO, C.; OGUINO, K.; RIBEIRO, C.L.; OLIVA, L.A.; TAKANOHASHI, J.T. (1975) Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Folha Goiânia (SE-22). Brasília, DNPM, 87p.

SCHÖLL, W.U. (1972) Der südwestliche Randbereich der Espinhaço-Zone, Minas Gerais, Brasilien. Geol.Rdschau., 61:201-216.

SCHÖLL, W.H. (1973) Sedimentologie und Geochemie der Bambuí-Gruppe am SE-Rand des São Francisco - Beckens, Minas Gerais, Brasilien. Heidelberg, Universität Heidelberg, 301p. [tese de Doutorado]

SCHÖLL, W.U. (1976) Sedimentologia e geoquímica do Grupo Bambuí na parte sudeste da bacia do São Francisco. XXIX Congr.Bras.Geol., Ouro Preto, MG, Anais, 2:207-231.

SCHÖLL, W.U. e FOGAÇA, A.C.C. (1979) Estratigrafia da Serra do Espinhaço na região de Diamantina (MG). I Simp. Geol.Minas Gerais, Diamantina, MG, Anais, p.55-73.

SCHORSCHER, H.D. (1973) Zur liegenden Abgrenzung der präkambrischen Minas-Gruppe, am Beispiel des Raumes Itabira, Minas Gerais, Brasilien. Münster.Forsh.Geol.Paläont., 31/32:29-53

- SCHORSCHER, H.D. (1975) Entwicklung des polymetamorphen präkambrischen Raumes Itabira, Minas Gerais, Brasilien. Ruprecht-Karl-Universität, Heidelberg. 304p. [Tese de Doutorado] [inédito].
- SCHORSCHER, H.D. (1976) Polimetamorfismo do pré-cambriano na região de Itabira, Minas Gerais, Brasil. XXIX Congr. Bras.Geol., Belo Horizonte, MG, Resumos, p.194-195.
- SCHORSCHER, H.D. (1978) Komatiitos na estrutura "Greenstone Belt" série Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. XXX Congr.Bras.Geol., Recife, PE, Bol. 1:292-293.
- SCHORSCHER, H.D. (1979a) Evolução arqueana e proterozóica do Quadrilátero Ferrífero e de partes meridionais da Serra do Espinhaço. I Simp. sobre a geologia do cráton do São Francisco e de suas faixas marginais, Salvador, BA, Resumos (s/ paginação).
- SCHORSCHER, H.D. (1979b) A evolução geotectônica e petrogenética do embasamento arqueano do Quadrilátero Ferrífero. An.Acad.brasil.Ciênc., 51:767-768.
- SCHORSCHER, H.D. (1980) Geotectonic evolution of the Quadrilátero Ferrífero, Brazil. In: XXVI Intern.Geol. Congr., Paris, Abstracts, 2:613.
- SCHORSCHER, H.D. e LETERRIER, J. (1980) Metassomatic formation of granitic rocks. XXVI Intern.Geol. Congr., Paris, Abstracts, 1:87.
- SCHORSCHER, H.D.; SANTANA, F.C.; POLONIA, J.C.; MOREIRA, J.M.P. (1982) Quadrilátero Ferrífero - Minas Gerais State: Rio das Velhas greenstone belt and Proterozoic rocks. Excursions Annex, ISAP, 44p.

- SIGA JÚNIOR, O.; TEIXEIRA, W.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K.; DELHAL, J. (1982) O padrão geológico-geocronológico das rochas de alto grau da parte setentrional da faixa Ribeira, a norte do Rio de Janeiro. V Congr.Lat-am.Geol., Buenos Aires, Argentina, Actas, I:349-369.
- SILVA, A.S.; MIGNON, R.A.; NEVES, S.B.; LEÃO, E.; PIMENTEL, E.C. (1978) Folha SE-23 Belo Horizonte. In: Carta Geológica do Brasil ao milionésimo, Brasília, DNPM. C.Schobbenhaus Filho [Coordenador].
- SILVA, J.M.R.; SEIXAS, S.R.M.; PIMENTEL, G.B.; SANTOS, R.G.; SIGNORELLI, N.; COUTINHO, M.G.N.; ROCHA, J.M. (1978) Projeto Mantiqueira-Furnas; relatório final. Belo Horizonte, DNPM/CPRM. 7v. (Relatório do Arquivo Técnico da DGM) 2788 p.
- SPRY, A. (1974) Metamorphic Textures. Pergamon Press Ltd., New York, 350p.
- STEIGER, R.H. e JAGER, E. (1977) Subcommittee on Geochronology: convention on the use of decay constants in geochronology and cosmochronology. A.A.P.G.Studies in Geology, 8:67-71.
- STRECKEISEN, A. (1976) Classification of the common igneous rocks by means of their chemical composition: a provisional attempt. N.Jb.Mineral., p.1-15.
- TARNEY, J.; WEAVER, B.L.; WINDLEY, B.F. (1982) Geological and geochemical evolution of the archaean continental crust. Rev.Bras.Geoc., 12(1/3):53-59.
- TAYLOR, P.N.; JONES, N.W.; MOORBATH, S. (1984) Isotopic assesment of relative contributions from crust and mantle sources to the magma genesis of precambrian granitoid rocks. Phil.Trans.R.Soc.London A 310:605-625.

- TAYLOR, P.N.: MOORBATH, S.; GOODWIN, R.; PETRYKOWSKI, A. C. (1980) Crustal contamination as an indicator of the extent of early Archaean continental crust: Pb isotopic evidence from the late Archaean gnaisses of west Greenland. *Geochim.Cosmochim. Acta*, 44:1437-1453.
- TEIXEIRA, N.A. (1978) Geologia, petrologia e geoquímica da sequência vulcano-sedimentar do Morro do Ferro, Fortaleza de Minas, MG. Brasília, UnB.[Tese de Mestrado] [inédito]
- TEIXEIRA, N.A. e DANNI, J.C.M. (1978) Contribuição à estratigrafia do Grupo Araxá na região de Passos, MG. XXX Congr.Bras.Geol., Recife, PE, Anais, 2:700-710.
- TEIXEIRA, N.A. e DANNI, J.C.M. (1979a) Geologia da raiz de um greenstone belt na região de Fortaleza de Minas, Minas Gerais. *Rev.Bras.Geoc.*, 9(1):17-26.
- TEIXEIRA, N.A. e DANNI, J.C.M. (1979b) Petrologia das lavas ultrabásicas e básicas da sequência vulcano-sedimentar Morro do Ferro, Fortaleza de Minas, Minas Gerais. *Rev. Bras.Geoc.*, 9(2):151-158.
- TEIXEIRA, W. (1980) Significação tectônica do magmatismo básico e alcalino, de idade fanerozóica, na região Amazônica. XXXI Congr.Bras.Geol., Camboriú, SC, Anais, p.2760-2772.
- TEIXEIRA, W. (1982) Geochronology of the Southern part of the São Francisco Craton. *Rev.Bras.Geoc.*, 12(1/3): 268-277.
- THOMAZ FILHO, A. (1976) Potencialidade do método Rb-Sr para datação de rochas sedimentares argilosas. Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, 128p. [Tese de Doutorado] [inédito].

- THOMAZ FILHO, A. e BONHOMME, M. (1979) Datations isotopiques Rb-Sr et K-Ar dans le Group Bambuí, à São Francisco (MG) au Brésil. Phase métamorphique brésilienne synchrone de la première phase panafricaine. C.R.Acad.Sc. Paris, t.289, Série D-1221-1224.
- THOMAZ FILHO, A. e QUEIROZ LIMA, V. (1981) Datação radio-métrica de rochas sedimentares pelíticas pelo método Rb-Sr. Bol.Tec.Petrobrás, Rio de Janeiro, 24(2):109-119.
- THORPE, R. (1983) Mineração Morro Velho S.A. 5p. (datilografado) (inédito) [Comunicação escrita à Diógenes S. Vial].
- TROUW, R.A.J. (1983) Novos dados sobre os Grupos São João Del Rei, Carrancas e Andrelândia. II Simp.Geol.Minas Gerais, Belo Horizonte, Bol. nº3 - Geologia do pré-Cambriano, Anais, p.469-477.
- TROUW, R.A.J.; RIBEIRO, A.; PACIULLO, F.V.P. (1983) Geologia estrutural dos Grupos São João Del Rei, Carrancas e Andrelândia, Sul de Minas Gerais. An.Acad.brasil. Ciênc., 55(1):71-85.
- WERNICK, E.; ARTUR, A.C.; FIORI, A.P. (1981) Reavaliação de dados geocronológicos da região nordeste do estado de São Paulo e unidades equivalentes dos estados de Minas Gerais e Rio de Janeiro. III Simp.Reg.Geol., Curitiba, PR, Anais, p.328-342.
- WINDLEY, B.F. (1977) The evolving continents. New York, John Wiley and Sons, 385p.
- WINDLEY, B.F. (1981) Precambrian rocks in the light of the plate tectonic concept. In: A.Kröner (ed.), Precambrian Plate Tectonics. Elsevier, Amsterdam, p.1-20.

WINDLEY, B.F. e BRIDGWATER, D. (1971) The evolution of Archean low and high-grade terrains. Geol.Soc.Australia Sp.Publ., 3:33-46.

WINKLER, H.G.F. (1976) Petrogenesis of metamorphic rocks. New York, Springer Verlag, 4th ed., 334p.

APÊNDICES

APÊNDICE 1 - DADOS ANALÍTICOS K-Ar PARA A ÁREA INVESTIGADA

Nº LAB. (SPK)	Nº DE CAMPO	LITOLOGIA/MATERIAL	%K	Ar ⁴⁰ _{rad} (*10 ⁻⁶) (ccSTP/g)	Ar ⁴⁰ _{atm} (%)	IDADE (m.a.)
4851	WT-3A2	anfibolito/anf	0.173	37.76	5.10	2559±125
5505	AP/WT-11D	diop-hbl-gns ton/anf	1.189	230.29	1.89	2390±72
5452	AP/WT-11D	diop-hbl-gns ton/bio	6.906	882.48	4.28	1846±55
5438	JS/WT-01J	anfibolito/anf	0.186	31.84	8.80	2256±80
4475	WT-17A	hbl-bio-gnaïsse/hbl	1.795	288.90	0.60	2161±162
4474	WT-17A1	bio-hbl-gnaïsse/bio	6.967	987.60	0.53	1996±60
4467	WT-17C	bio-hbl-gnaïsse/bio	6.892	921.90	1.04	1926±58
4462	WT-18	bio-gnaïsse/bio	6.687	1068.00	0.99	2144±64
5429	JS/WT-02	anfibolito/rt	0.199	30.97	6.87	2111±95
4456	WT-12B	anfibolito/anf	0.787	119.20	11.19	2077±62
4447	WT-12A	gnaïsse granít/bio	0.725	83.90	6.04	1763±82
4441	WT-8	hbl-bio-gnaïsse/bio	5.399	794.50	1.23	2041±61
5486	SF/WT-14A	hbl-bio-gns qzodior/bio	3.887	568.69	1.89	2036±61
5540	AP/WT-1K	gnaïsse granod /anf	0.361	52.56	1.38	2027±61
5511	AP/WT-25A	anfibolito/anf	0.583	83.25	15.68	2005±60
4593	WT-16	bio-gnaïsse/bio	7.059	1003.00	0.70	1999±60
4440	WT-7.1	bio-gnaïsse/bio	6.917	982.40	1.08	1998±60
5444	AP/WT-14	anfibolito/anf	0.203	28.16	10.37	1982±60
5524	AP/WT-14	anfibolito/anf	0.203	27.94	3.47	1960±60
4458	WT-14	hbl-bio-gnaïsse/bio	6.194	848.40	0.57	1954±59
4498	WT-21.1	bio-gns granod/bio	5.785	767.20	0.74	1917±57

APÊNDICE 1 - (continuação)

Nº LAB. (SPK)	Nº DE CAMPO	LITOLOGIA/MATERIAL	%K	Ar ⁴⁰ _{rad} (*10 ⁻⁶) (ccSTP/g)	Ar ⁴⁰ _{atm} (%)	IDADE (m.a.)
5459	AP/WT-9ACK	gnaïsse granít/bio	6.517	850.58	1.67	1898±57
4461	WT-15D2	bio-gns granít/bio	5.941	773.60	2.04	1896±60
4459	WT-22	gnaïsse ton/bio	4.396	554.50	4.13	1858±56
4598	WT-24.2	bio-gnaïsse ton/bio	6.963	870.70	0.95	1848±55
5525	AP/WT-22F	gnaïsse granít/bio	6.669	832.50	0.62	1845±55
4718	JD-4	gnaïsse/bio	6.754	842.80	2.34	1845±55
3471	PS-17p	migmatito/anf	0.665	83.80	12.40	1826±24
4510	WT-19.1	bio-gnaïsse/bio	3.431	407.10	1.15	1789±54
5554	AP/WT-10D	gnaïsse granít/bio	5.457	645.95	1.62	1785±53
5516	AP/WT-24B	enderbito/bio	5.543	654.59	1.63	1780±54
1092	MG-321	gnaïsse/bio	6.670	776.70	0.30	1767±50
5470	AP/WT-3L	gnaïsse granít/bio	4.329	501.30	5.66	1760±52
5523	AP/WT-21A	gnaïsse granít/bio	7.195	821.98	0.67	1745±52
4643	WT-25	gnaïsse granít/bio	5.862	660.10	0.32	1729±52
5415	AP/WT-7A	gnç granít catacl/bio	5.992	601.04	9.81	1603±48
5471	AP/WT-2H	gnaïsse granít/bio	5.879	585.33	1.63	1595±48
5454	AP/WT-6H	gnaïsse ton/bio	6.581	637.23	1.20	1567±47
4592	WT-5	bio-gnaïsse/bio	4.594	421.90	7.09	1511±45
-	HA-16	granito/bio	-	-	-	1360±41
5509	SF/WT-10.2A	gnaïsse granít/anf	2.324	161.71	2.26	1278±38

APÊNDICE 1 - (conclusão)

Nº LAB. (SPK)	Nº DE CAMPO	LLLITOLOGIA/MATERIAL	%K	Ar ⁴⁰ _{rad} (*10 ⁻⁶) (ccSTP/g)	Ar ⁴⁰ _{atm} (%)	IDADE (m.a.)
5513	SF/WT-10.2A	gnaïsse granít/bio	4.494	291.61	1.16	1183±35
4711	JD-5	gnaïsse/bio	6.315	377.60	4.16	1113±33
5503	AP/WT-30	gnaïsse granod/bio	7.568	448.20	12.85	1100±33
5421	AP/WT-30	gnaïsse granod/bio	7.568	416.75	3.74	1046±31
-	HA-15	granito/bio	-	-	-	895±27
-	HA-1511	granito/bio	-	-	-	800±24
-	DTM-6	granito/bio	-	-	-	850
5548	AP/WT-12G	gnaïsse ton/bio	6.270	244.50	1.33	798±24
-	HA-26	granito/bio	-	-	-	790
5519	AP/WT-27C	bio-gnaïsse ton/bio	7.139	271.15	1.77	780±23
4722	JD-3	gnaïsse/bio	6.963	246.20	5.00	737±22
-	DTM-7	granito/bio	-	-	-	640
-	DTM-7	granito/kfelds	-	-	-	470
4997	LAV-1C	gnaïsse granod/bio	7.082	193.90	4.02	595±18
-	HA-13	granito/bio	-	-	-	550
5493	SF/WT-9.1	gnaïsse catacl/rt	4.624	107.76	1.90	518±15
-	HA-21	granito/bio	-	-	-	514
-	HA-33	granodiorito/bio	-	-	-	493
-	HA-24	granodiorito/bio	-	-	-	462
-	DTM-5	granito/bio	-	-	-	420

APENDICE 2 - DADOS ANALÍTICOS Rb/Sr EM ROCHA TOTAL PARA A ÁREA INVESTIGADA

Nº LAB. (SPR)	Nº DE CAMPO	MATERIAL	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Rb ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	IDADE (m.a.)
4998	WT-4	bio-gnaïsse	81.8	499.5	0.470±0.010	0.72909±0.00050	
5010	WT-5	bio-gnaïsse	101.9	227.6	1.300±0.030	0.76120±0.00090	
4997	WT-6A	bio-gnaïsse	100.1	416.1	0.700±0.010	0.73450±0.00160	
4996	WT-6B	bio-gnaïsse	211.9	109.2	5.750±0.110	0.94100±0.00100	2835±84
5012	WT-7.1	bio-gnaïsse	114.7	195.5	1.710±0.030	0.77440±0.00080	
5005	WT-8	hbl-bio gnaïsse	95.1	670.1	0.410±0.010	0.71760±0.00100	
7352	AP/WT-1D	gnaïsse granod.	68.5	522.4	0.380±0.011	0.71647±0.00027	
7353	AP/WT-1H	gnaïsse granod.	78.1	476.1	0.475±0.013	0.71900±0.00025	
7355	AP/WT-2B	gnaïsse granit.	132.9	178.6	2.170±0.061	0.78501±0.00055	
7357	AP/WT-2E	gnaïsse granit.	133.0	147.3	2.641±0.074	0.81495±0.00019	
7350	AP/WT-1E	aplito	113.6	394.0	0.837±0.024	0.73252±0.00010	
7351	AP/WT-1C	aplito	132.3	355.9	1.079±0.030	0.74038±0.00025	
7354	AP/WT-2G	aplito	151.4	141.2	3.141±0.088	0.83270±0.00020	2806±89
7356	AP/WT-2D	aplito	198.5	129.3	4.520±0.126	0.88343±0.00014	2726±82
7358	AP/WT-2F	aplito	178.0	129.6	4.038±0.113	0.85681±0.00043	2599±80
7359	AP/WT-2I	aplito	117.5	173.9	1.970±0.055	0.78263±0.00014	
6575	SB/WT-1.5	hbl-gns ton.	98.0	520.8	0.546±0.015	0.72459±0.00010	
5011	WT-22	gnaïsse ton.	89.2	228.6	1.130±0.020	0.75580±0.00090	
5013	WT-24.1	bio-gns ton.	162.6	210.1	2.260±0.040	0.79200±0.00110	
5015	WT-24.2	bio-gns ton.	148.4	185.9	2.330±0.050	0.79340±0.00090	
5008	WT-25	gnaïsse granit.	136.1	195.4	2.030±0.040	0.78270±0.00080	
5155	WT-26.2(r)	bio-gns catacl.	99.8	130.5	2.240±0.040	0.84410±0.00150	

APÊNDICE 2 - (continuação)

Nº LAB. (SPR)	Nº DE CAMPO	MATERIAL	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Rb ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	IDADE* (m.a.)
5019	WT-26.2	bio-gns catacl.	99.8	130.5	2.240±0.040	0.84070±0.00130	2548±78
5018	WT-26.1	bio-gns catacl.	172.8	101.8	5.000±0.100	0.88930±0.00110	
6502	SB/WT-1A3	hbl-gns ton.	126.9	266.7	1.384±0.039	0.75539±0.00033	
6503	SB/WT-1A5	hbl-gns ton.	106.2	547.3	0.563±0.016	0.72313±0.00016	
6576	SB/WT-1.10	hbl-gns ton.	77.7	717.6	0.314±0.009	0.71273±0.00034	2894±91
6574	SB/WT-1.4	hbl-gns ton.	89.9	621.0	0.419±0.012	0.71684±0.00036	
6573	SB/WT-1.1	hbl-gns ton.	145.6	714.1	0.591±0.017	0.72246±0.00010	
6577	SB/WT-1A2	hbl-gns ton.	124.5	564.9	0.639±0.018	0.72486±0.00023	
6509	SB/WT-2C	hbl-gns granod.	88.8	483.9	0.532±0.015	0.73188±0.00007	
6510	SB/WT-2D	hbl-gns granod.	124.3	181.1	2.002±0.056	0.78719±0.00027	
6520	SB/WT-2H	hbl-gns granod.	124.9	355.3	1.022±0.029	0.75050±0.00019	
6521	SB/WT-2L	hbl-gns granod.	145.5	131.7	3.239±0.090	0.84091±0.00011	
6522	SB/WT-3C	gnaïsse	77.2	168.6	1.332±0.037	0.76260±0.00010	
6523	SB/WT-3E	gnaïsse	100.6	174.2	1.681±0.047	0.76534±0.00020	
6524	SB/WT-3G	gnaïsse	69.8	215.5	0.940±0.027	0.73843±0.00008	
4953	WT-17B1	bio-gnaïsse	97.4	187.6	1.510±0.030	0.76530±0.00070	
4952	WT-17B4	bio-gnaïsse	95.0	176.8	1.560±0.030	0.77150±0.00140	
5152	WT-17C(r)	bio-hbl-gnaïsse	111.5	182.9	1.770±0.040	0.76650±0.00100	
4992	WT-17C	bio-hbl-gnaïsse	111.5	182.9	1.780±0.040	0.76940±0.00050	
5000	WT-17D2	bio-gnaïsse	83.0	236.9	1.020±0.020	0.74550±0.00130	

APÊNDICE 2 - (continuação)

Nº LAB. (SPR)	Nº DE CAMPO	MATERIAL	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Rb ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	IDADE* (m.a.)
5003	WT-17D3	bio-gnaïsse	73.7	160.6	1.330±0.030	0.75460±0.00080	
5014	WT-14	hbl-bio-gnaïsse	151.5	168.7	2.630±0.050	0.81010±0.00110	
5017	WT-15A1	gnaïsse granít.	156.7	248.9	1.830±0.040	0.77740±0.00110	
5016	WT-15A2	gnaïsse granít.	198.8	364.4	1.590±0.030	0.75040±0.00120	
4950	WT-15B	gnaïsse granít.	153.4	236.4	1.890±0.040	0.77250±0.00070	
5001	WT-15C1	gnaïsse granít.	187.5	196.9	2.780±0.060	0.80410±0.00060	
5002	WT-15C3	gnaïsse granít.	195.7	177.3	3.220±0.060	0.80270±0.00090	2102±75
5007	WT-15D2	bio-gns granod.	198.8	452.7	1.280±0.030	0.74100±0.00060	
4993	WT-18.2	bio-gnaïsse	127.3	183.8	2.020±0.040	0.76870±0.00100	
5154	WT-19.1 (r)	bio-gns granít.	210.6	55.5	11.540±0.220	1.21890±0.00180	
5006	WT-19.1	bio-gns granít.	210.6	55.5	11.530±0.220	1.21660±0.00090	
5009	WT-19.2	bio-gns granít.	211.6	70.0	9.070±0.170	1.08340±0.00510	
4995	WT-19.3	bio-gns granít.	126.2	107.9	3.450±0.070	0.89450±0.00080	
5153	WT-19.5 (r)	bio-gns granít.	296.6	88.6	10.040±0.190	1.07280±0.00170	
4994	WT-19.5	bio-gns granít.	296.6	88.6	10.030±0.190	1.07030±0.00180	
4999	WT-19.6	bio-gns granít.	209.9	90.8	6.880±0.130	0.98840±0.00080	
-	AL-1315	gnaïsse granít.	68.1	10.0	6.711±0.081	0.94044±0.00017	2428±35
-	AL-1316	gnaïsse granít.	25.4	32.2	0.782±0.009	0.73369±0.00007	
-	AL-1317	gnaïsse granít.	33.0	26.1	1.252±0.015	0.75203±0.00009	
-	AL-1320	gnaïsse granít.	33.7	18.3	1.818±0.022	0.77024±0.00010	

APÊNDICE 2 - (continuação)

Nº LAB. (SPR)	Nº DE CAMPO	MATERIAL	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Rb ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	IDADE * (m. a.)
-	AL-1322	gns granít.	57.0	7.8	7.220±0.087	0.92272±0.00013	2092±31
-	AL-1323	gns granít.	45.6	1.8	24.450±0.290	1.55025±0.00020	2393±29
-	AL-1324	gns granít.	36.6	22.4	1.616±0.019	0.76273±0.00007	
7473	AP/WT-9D	gns granít.	405.9	512.2	0.599±0.017	0.72597±0.00035	
7474	AP/WT-9F	gns granít.	144.9	328.6	1.281±0.036	0.74817±0.00015	
7475	AP/WT-9K	gns granít.	146.6	426.5	0.998±0.028	0.73820±0.00040	
7487	AP/WT-9E	gns granít.	115.6	406.4	0.825±0.023	0.73394±0.00019	
7360	AP/WT-3I	gns granít.	118.3	470.0	0.730±0.021	0.72816±0.00035	
7471	AP/WT-8D	gns granít.	101.0	227.5	1.290±0.036	0.74755±0.00023	
7470	AP/WT-8C	gns granít.	107.4	261.0	1.196±0.034	0.75013±0.00022	
7472	AP/WT-8G	gns granít.	111.0	276.3	1.171±0.033	0.75041±0.00041	
-	AL-1308	granito	72.8	7.8	9.220±0.110	1.03142±0.00011	2450±71
-	AL-1309	granito	22.8	36.2	0.623±0.008	0.72523±0.00015	
-	AL-1311	granito	22.2	41.2	0.531±0.007	0.72180±0.00013	
-	AL-1312	granito	55.8	11.6	4.752±0.059	0.86783±0.00009	2373±74
7528	SF/WT-01A	aplito	263.7	61.1	13.029±0.353	1.14499±0.00025	2339±67
7529	SF/WT-01G	aplito	286.7	94.4	9.045±0.249	1.00214±0.00016	2276±66
7530	SF/WT-01C	granodiorito	238.5	116.3	6.065±0.168	0.92919±0.00016	2556±75
7531	SF/WT-01F	granodiorito	265.9	95.8	8.230±0.227	0.95638±0.00016	2119±62
7532	SF/WT-02B	adamelito	237.9	71.7	9.959±0.272	1.08364±0.00036	2628±76

APENDICE 2 - (continuação)

Nº LAB. (SPR)	Nº de CAMPO	MATERIAL	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Rb ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	IDADE* (m.a.)
7533	SF/WT-02C	aplito	257.3	69.0	11.218±0.305	1.10784±0.00017	2484±71
5889	981	enderbito	64.4	262.1	0.710±0.020	0.73220±0.00120	
7227	AP/WT-17A	hbl-gns granit.	105.8	175.4	1.757±0.049	0.77325±0.00011	
7278	AP/WT-17B	hbl-gns granit.	103.9	177.3	1.706±0.048	0.76874±0.00011	
7279	AP/WT-17D	hbl-gns granit.	109.5	159.9	1.996±0.056	0.78029±0.00033	
7280	AP/WT-17I	hbl-gns granit.	117.7	127.2	3.164±0.088	0.82562±0.00027	2635±85
7281	AP/WT-18A	hbl-gns granit.	137.1	124.9	3.213±0.090	0.82235±0.00013	2526±82
7282	AP/WT-18B	hbl-gns granit.	134.8	132.4	2.978±0.083	0.81590±0.00007	
7283	AP/WT-19A	gnaisse granit.	173.6	83.2	6.194±0.171	0.96850±0.00019	
7284	AP/WT-19B	gnaisse granit.	197.0	67.9	8.656±0.237	1.02076±0.00005	
7496	AP/WT-20D	granito	232.8	52.1	13.485±0.366	1.14152±0.00087	2243±65
7285	AP/WT-21C	granito	195.5	127.9	4.510±0.125	0.90616±0.00020	
7286	AP/WT-21D	granito	235.5	136.1	5.108±0.142	0.91108±0.00018	
7287	AP/WT-21J	granito	174.6	138.0	3.714±0.104	0.85179±0.00012	
7288	AP/WT-21N	granito	168.0	153.7	3.208±0.089	0.85195±0.00011	
7558	SF/WT-14B	gnaisse róseo	102.6	383.7	0.776±0.022	0.73074±0.00014	
7559	SF/WT-14D	gnaisse róseo	64.8	377.9	0.497±0.014	0.72379±0.00011	
7560	SF/WT-14.1	gnaisse cinza	60.4	457.8	0.382±0.011	0.71714±0.00015	
7561	SF/WT-14.3	gnaisse cinza	29.1	445.4	0.189±0.005	0.71210±0.00010	
7562	SF/WT-14.6	gnaisse cinza	77.5	348.6	0.645±0.018	0.73190±0.00040	

APÊNDICE 2 - (continuação)

Nº LAB (SPR)	Nº DE CAMPO	MATERIAL	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Rb ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	IDADE * (m.a.)
7563	SF/WT-14.7	gnaisse cinza	58.6	422.2	0.402±0.011	0.71857±0.00023	
7564	SF/WT-14.9	gnaisse cinza	34.0	418.0	0.236±0.007	0.71539±0.00013	
-	R6581a	gnaisse granít.	109.0	186.0	1.714	0.77000	
-	R6581c	granito	157.0	241.0	1.902	0.77030	
-	R6581f	bio-gnaisse	167.0	119.0	4.074	0.83320	2182
-	R6581g	granito	209.0	178.0	3.436	0.81110	2142
-	R6581h	xenólito	92.4	214.0	1.255	0.75730	
7476	AP/WT-10A	gnaisse granít.	67.1	346.1	0.562±0.016	0.72565±0.00021	
7477	AP/WT-10F	gnaisse granít.	146.1	357.5	1.187±0.033	0.74177±0.00008	
7478	AP/WT-10H	gnaisse granít.	105.4	347.5	0.880±0.025	0.73396±0.00018	
7479	AP/WT-10J	gnaisse granít.	231.0	227.5	2.966±0.083	0.80093±0.00017	
7493	AP/WT-15A	granito	220.8	202.2	3.187±0.089	0.79331±0.00013	1925±69
7494	AP/WT-15C	granito	198.2	233.5	2.474±0.069	0.77997±0.00052	
7495	AP/WT-15G	granito	96.8	392.3	0.716±0.020	0.72908±0.00010	
7541	SF/WT-10.2A	gnaisse cinza	98.4	68.0	4.273±0.118	0.91295±0.00034	
7542	SF/WT-10.2	gnaisse róseo	107.6	40.2	7.986±0.034	1.02340±0.00050	
7543	SF/WT-10.3	gnaisse róseo	113.9	57.3	5.870±0.163	0.91477±0.00020	
7544	SF/WT-10.4	gnaisse róseo	120.3	66.3	5.342±0.148	0.88286±0.00033	
7545	SF/WT-10.2B	gnaisse cinza	122.7	44.0	8.309±0.228	1.00711±0.00064	
7546	SF/WT-10.2F	gnaisse cinza	107.8	113.2	2.789±0.078	0.82695±0.00090	

APÊNDICE 2 - (continuação)

Nº LAB (SPR)	Nº DE CAMPO	MATERIAL	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Rb ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	IDADE* (m.a.)
7547	SF/WT-10.2H	gnaisse cinza	96.9	75.9	3.766±0.104	0.90299±0.00051	
7548	SF/WT-10.2J	gnaisse cinza	117.0	38.8	8.987±0.247	1.01012±0.00020	
7550	SF/WT-10.3A	gnaisse branca	102.9	71.4	4.237±0.118	0.86784±0.00024	
7551	SF/WT-10.3B	gnaisse branco	127.2	71.3	5.256±0.146	0.88939±0.00013	
7534	SF/WT-05A	granodiorito	203.6	194.5	3.056±0.086	0.79635±0.00010	2074±73
7535	SF/WT-07B	granito	176.8	141.7	3.646±0.102	0.80622±0.00027	1928±66
7536	SF/WT-07F	granito	160.7	155.0	3.028±0.085	0.80173±0.00023	2214±77
7537	Cerradinho	adamelito	174.8	182.6	2.794±0.078	0.79520±0.00037	2239±80
7538	SF/WT-11	adamelito	274.4	129.9	6.230±0.173	0.90050±0.00030	2176±65
7539	SF/WT-11.1	adamelito	328.1	155.6	6.220±0.173	0.90284±0.00020	2205±66
5891	903	granito	341.4	238.5	4.190±0.120	0.82870±0.00140	2048±70
5914	LAV-1A	gnaisse	149.6	332.4	1.310±0.040	0.74200±0.00100	
5915	LAV-1B	gnaisse	148.7	430.6	1.000±0.030	0.73250±0.00110	
5916	LAV-1C	gnaisse	106.0	528.4	0.580±0.020	0.72000±0.00090	
5839	LAV-1E	gnaisse	55.5	527.5	0.300±0.010	0.71420±0.00180	
5840	LAV-1F	gnaisse	148.7	313.8	1.380±0.040	0.73660±0.00080	
7565	SF/WT-15B	gnaisse cinza	126.1	350.9	1.043±0.029	0.73765±0.00017	
7566	SF/WT-15D	gnaisse cinza	148.8	293.8	1.472±0.041	0.74827±0.00031	
7567	SF/WT-15E	gnaisse cinza	139.0	310.3	1.301±0.037	0.74363±0.00024	
7568	SF/WT-15K	gnaisse cinza	106.6	419.0	0.738±0.021	0.72407±0.00035	

APÊNDICE 2 (conclusão)

Nº LAB (SPR)	Nº DE CAMPO	MATERIAL	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Rb ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	IDADE * (m.a.)
7569	SF/WT-15.2	gnaisse claro	125.4	222.5	1.639±0.046	0.75487±0.00009	
7570	SF/WT-15.4	gnaisse claro	183.6	241.4	2.212±0.062	0.75735±0.00010	
7571	SF/WT-15.1	gnaisse claro	126.6	181.2	2.032±0.057	0.75911±0.00009	
7500	AP/WT-27C	bio-gns ton.	74.9	914.1	0.237±0.007	0.70871±0.00057	
7501	AP/WT-27K	bio-gns ton.	95.9	342.8	0.811±0.023	0.72528±0.00008	
7504	AP/WT-27F	bio-gns ton.	67.6	650.1	0.301±0.009	0.71226±0.00006	
7505	AP/WT-27G	bio-gns ton.	50.0	534.4	0.271±0.008	0.71047±0.00020	
7549	AP/WT-27H	bio-gns ton.	51.7	833.6	0.180±0.005	0.70865±0.00030	
2481	PS-18	gnaisse			4.390	0.87120	2646±83
3950	PS-16	granito			4.530	0.86410	2433±75
5887	1067	gnaisse	348.3	118.6	8.710±0.240	0.96250±0.00100	2051±60
5886	1241B	gnaisse	320.7	89.7	10.660±0.290	1.01810±0.00160	2038±60
7506	AP/WT-29B	leucogranito	166.9	71.9	6.850±0.190	0.90619±0.00013	2037±61
5890	1299	migmatito	176.8	203.8	2.530±0.070	0.78040±0.00120	2000±83
3947	JC-57	gnaisse	127.0	79.5	4.680±0.090	0.81950±0.00120	1334±46**
7540	SF/WT-9.1	gnaisse	192.0	51.7	10.990±0.304	0.93616±0.00025	1308±35**
6116	477***	granitóide	132.9	82.6	4.700±0.130	0.81120±0.00060	1206±41**

Observações:

(*) Razão Inicial = 0.705

(**) Razão Inicial = 0.730

$\lambda_{Rb} = 1.42E-11/\text{anos}$

(***) Datação localizada fora da área estudada
(imediações de Nova Rezende)

APÉNDICE 3: Datos analíticos Pb-Pb

AMOSTRAS	Pb^{206}/Pb^{204}	Pb^{207}/Pb^{204}	Pb^{208}/Pb^{204}
WT 19.1	$29,456 \pm 0,029$	$17,747 \pm 0,018$	$40,682 \pm 0,041$
WT 19.3	$23,222 \pm 0,023$	$16,597 \pm 0,017$	$46,795 \pm 0,047$
WT 19.3	$23,632 \pm 0,024$	$16,674 \pm 0,017$	$40,393 \pm 0,040$
WT 17 B1	$16,124 \pm 0,016$	$15,250 \pm 0,015$	$43,547 \pm 0,044$
WT 17 B4	$16,212 \pm 0,016$	$15,258 \pm 0,015$	$43,066 \pm 0,043$
WT 17 C	$17,512 \pm 0,018$	$15,475 \pm 0,015$	$47,021 \pm 0,047$
WT 17 D3	$16,459 \pm 0,016$	$15,312 \pm 0,015$	$43,013 \pm 0,043$

APÊNDICE 5-LOCALIZAÇÃO DAS DATAÇÕES RADIOMÉTRICAS NA ÁREA INVESTIGADA