UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

GEOCRONOLOGIA Rb-Sr E K-Ar, EVOLUÇÃO ISOTÓPICA
E IMPLICAÇÕES TECTÔNICAS DOS ENXAMES DE DIQUES
MÁFICOS DE UAUÁ E VALE DO RIO CURAÇA, BAHIA,

Luiz Rogério Bastos Leal

Orientador: Prof. Dr. Wilson Teixeira

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

COMISSÃO EXAMINADORA

	nome	ass.
Presidente:	Dr. W. Teixeira
Examinadores:	Dr. V.A.V. Girardi
	Dr. I. McReath

SÃO PAULO
1992

íNDICE

íNDIDE.....	i
íNDICE DE FIGURAS, TABELAS E ANEXOS.....	iii
RESUMO.....	vi
ABSTRACT.....	viii
AGRADECIMENTOS.....	x
 CAPÍTULO I - Introdução.....	 01
I.1 - Apresentação e proposta de trabalho.....	01
 CAPÍTULO II - Métodos de trabalho.....	 06
II.1 - Atividades de campo.....	06
II.2 - Atividades de laboratório.....	08
II.2.1 - Análises petrográficas.....	08
II.2.2 - Análises geocronológicas.....	08
II.2.2.1 - Análises Potássio-Argônio.....	10
II.2.2.2 - Análises Rubídio-Estrôncio.....	11
II.2.2.3 - Procedimento Rb-Sr utilizado nos diques máficos de Uauá e Curaçá.....	12
 CAPÍTULO III - Geologia regional.....	 18
III.1 - Contexto geotectônico.....	18
III.2 - Quadro geológico-evolutivo.....	20
 CAPÍTULO IV - Aspectos geológicos e geocronológicos do Complexo Metamórfico Uauá e Complexo Caraíba.....	 35
IV.1 - O Complexo Metamórfico Uauá.....	35
IV.2 - O Complexo Caraíba.....	45
IV.3 - Diagrama de evolução de Sr.....	54

CAPÍTULO V - O magmatismo básico fissural.....	56
V.1 - O enxame de diques máficos de Uauá.....	56
V.2 - O enxame de diques máficos do ale do rio Curaçá.....	63
V.3 - Análises geocronológicas em diques máficos: problemáticas e sugestões quanto ao procedimento.....	65
V.4 - Geocronologia.....	73
V.4.1 - Análises Rb-Sr.....	73
V.4.2 - Análises Sm-Nd.....	90
V.4.3 - Análises K-Ar.....	92
CAPÍTULO VI - Considerações finais e conclusões.....	97
CAPÍTULO VII - Referências bibliográficas.....	103

ANEXOS

ÍNDICE DE FIGURAS, TABELAS E ANEXOS

FIGURAS

1- Mapa de localização e acesso.....	01
2- Arcabouço geológico do Craton do São Francisco.....	19
3- Esboço geológico do estado da Bahia.....	21
4- Mapa geológico simplificado da porção centro-norte do estado da Bahia.....	24
5- Padrão geocronológico Rb-Sr, U-Pb e Sm-Nd da porção centro-norte do estado da Bahia.....	29
6- Padrão geocronológico K-Ar da porção centro-norte do estado da Bahia.....	32
7- Mapa geológico da região de Uauá.....	36
8- Diagrama isocrônico Rb-Sr para as rochas do Complexo Metamórfico Uauá (CMU).....	40
9- Diagrama isocrônico Rb-Sr para as rochas do CMU.....	40
10- Diagrama isocrônico Rb-Sr para as rochas do CMU.....	41
11- Diagrama isocrônico Rb-Sr para as rochas do CMU.....	41
12- Diagrama isocrônico Rb-Sr para as rochas do CMU.....	43
13- Espectro de idade $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ para biotita do CMU.....	43
14- Esboço geológico da região do Vale do rio Curaçá.....	46
15- Diagrama isocrônico Rb-Sr para as rochas do Complexo Caraíba (CC).....	49
16- Diagrama isocrônico Rb-Sr para as rochas do CC.....	49
17- Diagrama isocrônico Rb-Sr para as rochas do CC.....	51
18- Diagrama isocrônico Rb-Sr para as rochas do CC.....	51
19- Diagrama isocrônico Rb-Sr de referência para as rochas do CC.....	52
20- Diagrama concordia para zircões tonalitos G2 e granitos G3 do CC.....	53
21- Diagrama de evolução de Sr para as rochas do CMU e CC.....	53
22- Diagrama isocrônico Rb-Sr para os diques máficos da primeira geração de Uauá.....	76
23- Diagrama isocrônico Rb-Sr para os diques máficos da primeira geração de Uauá.....	76

24- Diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus Idade (G.a.) para os diques máficos de Uauá e Vale do rio Curaçá.....	78
25- Diagrama isocrônico Rb-Sr de referência para os diques máficos da segunda geração de Uauá.....	78
26- Diagrama isocrônico Rb-Sr para os diques máficos da segunda geração de Uauá.....	80
27- Diagrama isocrônico Rb-Sr para os diques máficos da segunda geração de Uauá.....	80
28- Diagrama isocrônico Rb-Sr para os diques máficos da segunda geração de Uauá.....	82
29- Diagrama isocrônico Rb-Sr para os diques máficos da segunda geração de Uauá.....	82
30- Diagrama de evolução de Sr, mostrando a evolução isotópica do CMU, CC e as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dos diques máficos de Uauá e Curaçá.....	84
31- Diagrama isocrônico Rb-Sr para os diques máficos do Vale do rio Curaçá.....	87
32- Diagrama isocrônico Rb-Sr para os diques máficos do Vale do rio Curaçá.....	87
33- $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ versus Idade (G.a.) para os diques máficos de Uauá e Curaçá.....	91
34- Quadro evolutivo esquemático e métodos geocronológicos utilizados.....	102

TABELAS

1- Amostras analisadas e parâmetros utilizados na separação dos concentrados minerais.....	15
2- Dados geocronológicos Rb-Sr, U-Pb, Sm-Nd e Pb-Pb da porção centro-norte do estado da Bahia.....	33
3- Dados geocronológicos K-Ar para a porção centro-norte do estado da Bahia.....	34
4- Principais características petrográficas e de campo dos diques máficos de Uauá.....	59
5- Principais características petrográficas e de campo dos diques máficos do vale do rio Curaçá.....	64
6- Dados analíticos Rb-Sr dos concentrados minerais e rocha total dos diques máficos de Uauá.....	75
7- Dados analíticos Rb-Sr dos concentrados minerais e rocha total dos diques máficos do vale do rio Curaçá.....	86
8- Dados analíticos Sm-Nd dos diques máficos de Uauá e vale do rio Curaçá.....	90
9- Dados analíticos K-Ar dos diques máficos de Uauá e vale do rio Curaçá.....	94

ANEXOS

- 1- Dados geocronológicos Rb-Sr do Complexo Metamórfico Uauá (CMU) e Complexo Caraíba (CC).
- 2- Dados geocronológicos U-Pb dos terrenos de alto grau do Complexo Caraíba (CC).

RESUMO

Este trabalho visou avaliar e propor alternativas de investigação geocronológicas nas rochas básicas pré-cambrianas, particularmente em enxames de diques máficos. Como aplicação foram efetuadas análises isotópicas K-Ar, Rb-Sr e Sm-Nd nos diques máficos de Uauá e Vale do rio Curaçá, situados na região norte do estado da Bahia. Complementarmente, são apresentados também novos dados geocronológicos K-Ar e Rb-Sr para as rochas gnaíssicas da região de Uauá. Além de proceder-se a reinterpretação dos dados geocronológicos das diversas unidades litológicas da porção centro norte do estado da Bahia, fundamentando assim, a modelagem tectônica.

As rochas gnaíssicas da região de Uauá possuem composição tonalítica a granodiorítica, apresentam idade de formação entre 3,1-3,0 G.a., tendo sido deformadas e metamorfasadas há 2,7 G.a. atrás e durante o ciclo Transamazônico (2,2-1,8 G.a.).

De acordo com os dados geocronológicos, as rochas que compõem o Complexo Caraíba, aflorantes na região do Vale do rio Curaçá, tiveram a sua evolução crustal (formação, metamorfismo e deformação) especialmente centrada no Proterozóico Inferior, entre 2,3-2,15 G.a..

O enxame de diques máficos de Uauá é caracterizado por duas gerações, a primeira com idade de 2,38 G.a. e a segunda com idade de aproximadamente 2,0 G.a.. Estes diques foram variavelmente deformados e metamorfasados pela orogenia Transamazônica entre 2,0-1,9 G.a. atrás, especialmente nos setores marginais ao enxame.

Com base nos dados isotópico de Sr, os diques da primeira geração derivaram de uma fonte mantélica empobrecida na razão Rb/Sr, enquanto que para aqueles da segunda geração, os dados isotópicos de Sr e Nd revelaram uma gênese a partir de uma fonte mantélica levemente enriquecida em Rb X Sr e Nd X Sm. Possivelmente, este diques foram diferentemente contaminados por

materiais crustais mais antigos durante sua colocação na crosta continental.

Os diques máficos da primeira geração se formaram num regime tectônico precoce (anorogênico) no Proterozóico Inferior associados ao desenvolvimento de fraturas extencionais, ao passo que os da segunda geração se formaram durante a evolução do ciclo geotectônico Transamazônico.

Os diques máficos do Vale do rio Curaçá intrudiram a crosta continental há aproximadamente 650-700 M.a. atrás, tendo sido derivados de uma fonte mantélica enriquecida em Rb X Sr e Nd X Sm. Estes diques não apresentam indícios de metamorfismo e deformação e representam um magmatismo intracontinental, interpretado aqui como reflexo da evolução do Sistema de Dobramentos Sergipano, marginal ao Craton do São Francisco, durante o ciclo Brasileiro.

ABSTRACT

This research deals with the evaluation of alternative geochronological techniques applied for Precambrian mafic dykes. Rb-Sr, Sm-Nd and K-Ar methods were performed on mafic dykes belonging to the swarms of Uauá and Curaçá river Valley, both located in the north of the state of Bahia. Besides, integration of radiometric data for the basement rocks is presented in order to establish the main tectonic events of the investigated area, as well as their relationships with the emplacement of the studied mafic dyke swarms.

The gneissic basement rocks of Uauá region (Uauá metamorphic complex), tonalitic to granodioritic in composition, yielded an age between 3,1-3,0 G.a. for their formation. Later, they were deformed and metamorphosed at 2,7 G.a. ago and eventually during the Transamazonico cycle (2,2-1,8 G.a.). On the other hand the formation and metamorphism of the basement rocks belonging to the Caraíba Complex are mainly associated to the Lower Proterozoic (2,3 to 2,15 G.a.).

The mafic dyke swarm of Uauá which cuts the Uauá metamorphic Complex reveals two distinct generations of dykes, as supported by the geochronological data: the first one with Rb-Sr isochron age of 2,38 G.a. and the second with Rb-Sr isochron age of c. 2,0 G.a.. Both generations of dykes were variable deformed and metamorphosed during the Transamazonico orogeny, but in special along the marginal sector of the Uauá dyke swarm.

The first generation Uauá dykes may be originated from a mantle source depleted in Rb X Sr, as suggested by Sr isotopic evidences. For the second generation of dykes Sr and Nd isotopic evidences point to a slightly enriched mantle source for its origin. Nevertheless these younger dykes may be partially contaminated by crustal material because of their extreme high $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initial ratios.

The first generation dykes are interpreted as anorogenic, associated with extension fractures of the crust, which developed during the beginning of the Lower Proterozoic. The second generation dykes are clearly related to the evolution of the Transamazonico cycle, on the basis of field evidences and geochronology.

The Curaçá river Valley dyke swarm intruded the Caraíba Complex at about 0,65-0,70 G.a. ago, as supported by the Rb-Sr isochron ages. These dykes appear to be derived from an enriched mantle source according to the Sr and Nd isotopic evidences. Tectonically, this dyke swarm is interpreted as a reflex intracratonic magmatism associated to the evolution of the Sergipano folded belt which took place marginally to the SFC, during the Brasiliano cycle.

AGRADECIMENTOS

Por mais que eu fizesse, este trabalho não seria concluído, sem o incentivo e colaboração dos vários amigos que me acompanharam durante estes três últimos anos que residi em São Paulo.

Primeiramente, gostaria de agradecer ao orientador, Professor Dr. Wilson Teixeira, Diretor do Centro de Pesquisas Geocronológicas-CPGeO, do Instituto de Geociências-IGC da Universidade de São Paulo, por sua amizade e incansável estímulo no desenvolvimento do trabalho, estando em todos os momentos presente, sugerindo, questionando e ajudando para que o trabalho tivesse êxito.

Agradeço também ao professor L.C. Correa Gomes e aos Professores Drs. H. Conceição e M.A.F. Tanner de Oliveira, por terem me iniciado na pesquisa científica, ainda durante o curso de graduação em geologia na Bahia.

Gostaria ainda de agradecer aos professores Drs. B.B. Brito Neves, I. McReath, K. Kawashita, O. Siga Jr., M.C.H. Figueiredo, C.C.G. Tassinari e M.A.S. Basei, pela colaboração nas diferentes fases da pesquisa, especialmente nos estudos geocronológicos.

Aos colegas e amigos, E. Santos, E. Oliveira, M. D'Agrella e A. Pedreira, agradeço pelos constantes debates e sugestões no decorrer do trabalho. Estes agradecimentos são extensivos ao Dr. E. Piccirillo.

Desejo registrar meus agradecimentos, pela ajuda e amizade do corpo técnico do CPGeO, Ivone e Helen Sonoki, Vani Ribeiro, José Elmano Gouveia, Key Sato, Artur Onoe, Walter Sproesser, Paulo Filho, Mercedes Vergara, Margarida Martins, Décio Rosas e Cláudio Comerlatti. Agradeço especialmente a

Liliane Petronilho pela sua ajuda paciente e competente na execução da parte química das análises Rb-Sr.

Agradeço ao Dr. Enzo Piccirillo pelo acesso às análises isotópicas de Nd e geoquímicas, realizadas no Instituto de Geocronologia e Geoquímica em Pisa, Itália.

Agradeço também ao Dr. Tullis Onstott pela análise isotópica $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ realizada na universidade de Princeton nos Estados Unidos da América.

Agradeço ao Instituto Astronômico e Geofísico-IAG da Universidade de São Paulo e a Secretaria de Minas e Energia do estado da Bahia pelo apoio logístico nas etapas de campo.

Gostaria de agradecer também aos técnicos da gráfica do IGc pela confecção das capas e montagem dos exemplares, bem como ao fotógrafo Jaime pela preparação de slides.

Agradeço também à Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo, pela ajuda financeira para realização dos trabalhos de campo e experimentais, através do processo 89/1845-3.

Agradeço a todos os meus colegas do curso de pós-graduação do IGc-USP, em especial a Edilton Santos, Jeferson Picanço, Maurício Carneiro e Cleuber Moraes, pelos momentos de alegria.

Por fim agradeço a minha namorada Angela Menezes, por seu carinho e apoio constantes no desenvolvimento deste trabalho.

C A P Í T U L O - I INTRODUÇÃO

I.1 - APRESENTAÇÃO E PROPOSTA DE TRABALHO

O presente trabalho faz parte do programa de estudo dos enxames de diques máficos pré-cambrianos do Brasil, que vem sendo realizado de modo integrado desde 1985. O programa está associado ao Projeto de Correlação Geológica Internacional-257 UNESCO/IUGS "Precambrian Mafic Dyke Swarms", concluído em 1991, e cuja temática envolve várias modalidades das ciências geológicas (ex: petrologia, geoquímica, geocronologia, paleomagnetismo, aeromagnetismo, mecanismos de "emplacement", etc.).

O autor deste trabalho, iniciou seus estudos de pós-graduação no Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo em março de 1989, logo após ter concluído seu curso de graduação em geologia na Universidade Federal da Bahia. Inicialmente, este autor dedicou-se a reciclagem com cursos de pós-graduação e trabalhos de campo, seguindo-os os estudos laboratoriais e finalmente interpretação dos resultados obtidos e confecção deste documento.

A importância do tema no estudo dos processos geodinâmicos e tectônicos tem sido destacada por vários autores (e.g. Halls, 1982; Windley, 1984; Collerson & Sheraton, 1986; Halls & Fahrig, 1987), mostrando que os enxames de diques são indicadores importantes da natureza e evolução das fontes mantélicas no tempo geológico, indicadores de esforços em regiões complexamente deformadas, estimadores de níveis de pressão, monitores de deformação associado a zonas de cisalhamento, indutores de subsidência em áreas continentais, podendo ainda refletir a configuração de placas tectônicas (paleo stress). Adicionalmente os diques máficos podem fornecer informações sobre a natureza do magmatismo em rifts, cujos produtos vulcânicos tenham sido cobertos, ou mesmo, destruídos por conseqüentes colisões de placas.

O desenvolvimento dos enxames de diques máficos no interior das massas continentais tem sido atribuído a esforços tracionais atuantes na crosta, envolvendo um braço abortado ("Failed arm") em associação à abertura de um oceano; a eventos de rifteamento inicial ou incipiente numa tentativa de ruptura do continente ou à presença de pontos quentes no manto subcontinental ("hot spots") (e.g. Halls & Fahrig, 1987; Fahrig, 1987; Heaman & Tarney, 1989). Neste aspecto, o campo de stress regional e local participam como principal elemento controlador do processo magmático fissural, onde áreas submetidas a regime tectônico extensional tem revelado íntima associação com este tipo de magmatismo. Por outro lado, regiões onde a componente de stress principal é compressional e/ou cisalhante, o desenvolvimento de enxames de diques pode estar associado a regimes de stress local, nos setores onde a componente extensional do movimento é predominante.

No Craton do São Francisco há diversas ocorrências de enxames de diques e sills máficos de idade pré-cambriana, dentre eles, aqueles situados nas regiões de Uauá, Vale do rio Curaçá, Aroêira, Salvador, Ilhéus-Olivença, Itabuna-Itajú do Colônia, Camacã, Espinhaço-Chapada Diamantina, Pará de Minas e Lavras (e.g. Oliveira & Montes, 1984; Sial et al. 1987).

A semelhança com outros continentes, na América do Sul e particularmente no Brasil os enxames de diques máficos têm recebido maior atenção por parte dos geocientistas, nos últimos cinco anos, principalmente pelo reconhecimento da sua importância no entendimento do quadro evolutivo terrestre. Especialmente no caso da geocronologia, tem havido notável avanço nos anos recentes no que diz respeito à investigação dos sistemas máficos.

A maioria dos enxames de diques máficos pré-cambrianos do mundo, não é muito bem conhecida do ponto de vista geocronológico e, particularmente no caso do Brasil, a cronologia destas rochas, tem sido fundamentada especialmente em relações de campo e, em alguns casos, por dados geocronológicos pelo método K-Ar (em rocha total ou plagioclásio). Como se sabe, este sistema isotópico é facilmente rejuvenescido parcial ou totalmente por eventos termotectônicos mais jovens ou por

processos de alteração. Entretanto, o rumo que as determinações geocronológicas processadas nestas rochas vem tomando nos últimos anos, inclusive no Brasil, tem proporcionado melhor definição cronológica, através da aplicação de metodologias alternativas. É o caso dos métodos: ^{40}Ar - ^{39}Ar (em minerais retentivos das rochas encaixantes tomados nos contatos com os diques), Rb-Sr (em concentrados minerais e, em alguns casos, no sistema rocha total), U-Pb (em zircão e badeleiita), Pb-Pb (no sistema rocha total) e Sm-Nd (em minerais separados e rocha total). A aplicação destas metodologias em associação a dados geológicos e geoquímicos, tem tornado o tema um dos mais importantes no estudo dos processos tectono-magmáticos, no interior das massas continentais em tempos pré-cambrianos.

O estado da Bahia é hoje um dos mais conhecidos do ponto de vista geológico do Brasil. No que tange ao aspecto geocronológico, a geologia pré-cambriana do estado conta com um grande número de determinações por diversos métodos (K-Ar, ^{40}Ar - ^{39}Ar , Rb-Sr, U-Pb, Pb-Pb e Sm-Nd), fato que permitiu a individualização das principais províncias geotectônicas/geocronológicas ali expostas (e.g. Brito Neves et al., 1980; Sato, 1986; Mascarenhas & Garcia, 1989). Contudo, em termos do magmatismo básico fissural, havia uma lacuna em termos de sua cronologia e significado tectônico frente a evolução crustal do pré-cambriano.

Em vista do exposto acima, as finalidades principais deste trabalho foram: 1- Avaliar e aprimorar as técnicas de determinações geocronológicas nas rochas básicas, dentro da disponibilidade analítica do CPGeo/IGc da USP, definindo critérios para aplicação e interpretação de cada metodologia associada a estas rochas 2- Efetuar determinações geocronológicas nos enxames de diques máficos de Uauá e Vale do rio Curacá, situados na região NNE do estado da Bahia; 3- Avaliar os dados geocronológicos pré-existentes, na região de ocorrência dos enxames de diques estudados (embasamento, supracrustais e intrusivas), procedendo a sua interpretação integrada, em busca do entendimento do quadro evolutivo deste setor do Craton do São Francisco.

Finalmente, vale citar ainda que, uma dissertação de mestrado e uma tese de doutoramento, versando respectivamente sobre aspectos geoquímicos e paleomagnéticos do enxame de diques máficos de Uauá, estão em fase de conclusão, respectivamente, no Departamento de Mineralogia e Petrologia do IGc da USP e no Departamento de Geofísica do IAG da USP. Os resultados preliminares destes trabalhos serão sempre que possível comentados, afim de auxiliar o entendimento do tema aqui abordado.

Em termos de localização geográfica, as regiões estudadas situam-se no nordeste do estado da Bahia (Figura-1), no município de Uauá e a leste de Jaguararí, estando limitadas aproximadamente pelos paralelos $9^{\circ} 26'$ e $10^{\circ} 13'$ de latitude sul e os meridianos $39^{\circ} 00'$ e $39^{\circ} 57'$ de longitude oeste de Greenwich (Uauá) e os paralelos $9^{\circ} 15'$ e $10^{\circ} 00'$ de latitude sul e os meridianos $39^{\circ} 45'$ e $40^{\circ} 00'$ de longitude oeste (Curaçá).

O acesso principal às áreas, saindo de Salvador, é iniciado pela BR-324 até o entrocamento com a BR-407, onde esta última é utilizada até o município de Jaguararí. A partir desta localidade existe uma estrada, em parte com pavimentação asfáltica, a qual nos leva ao distrito de Caraíba e à cidade de Uauá.

A área em estudo situa-se no Polígono das Secas do Nordeste Brasileiro, a oeste de uma das regiões mais secas deste polígono: O Raso da Catarina. Apresenta clima quente, semi-árido, com seis meses do ano (abril a novembro) de estio completo, alternado com estação chuvosa que pode ser muito variável. Apresenta precipitações torrenciais, por um lado, e estios prolongados por outro. As regiões estudadas são drenadas pelos rios Curaçá, Vaza Barris e seus afluentes.

Figura 1- Localização da área dos enxames de diques estudados

CAPÍTULO - II MÉTODOS DE TRABALHO

II.1 - ATIVIDADES DE CAMPO

Os trabalhos de campo foram desenvolvidos em duas etapas e tiveram por objetivo: a) o reconhecimento das unidades litoestratigráficas cartografadas e referenciadas na literatura; b) reconhecimento, descrição e amostragem dos enxames de diques máficos da região de Uauá e Vale do rio Curaçá; c) descrição e amostragem dos principais afloramentos do Complexo Metamórfico Uauá e do Complexo Caraíba. Para as etapas de campo, foram utilizados mapas geológicos em diversas escalas, elaborados por entidades governamentais, dentre elas especialmente os da Campanhia de Pesquisa e Recursos Minerais-CPRM, Secretaria das Minas e Energia do Estado da Bahia-SME/BA, Superintendência de Desenvolvimento do Nordeste-SUDENE e Universidade Federal do Rio Grande do Norte-UFRN.

Os mapas utilizados foram:

- Carta Geológica de Uauá e Senhor do Bonfim - Folhas SC.24-V-D e SC.24-Y-B. 1:250.000 - Projeto Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais-CPRM/DNPM (Seixas, 1985; Archanjo & Dalton de Souza, 1985).

- Mapa Geológico do Estado da Bahia. 1:1.000.000 - CPM/SME-Ba (Inda & Barbosa, 1978).

- Mapa Geológico do Distrito Cuprífero do Vale do rio Curaçá. 1:100.000 - CPRM/DNPM (Delgado & Dalton de Souza, 1975).

- Mapa Geológico da região Curaçá-Uauá (1:250.000) e Uauá-Bendegó (1:100.000). Missão Geológica Alemã no Brasil-Superintendência de Desenvolvimento do Nordeste (SUDENE) (Andritzky, 1971).

- Mapas Geológicos das áreas de Riacho de Pedras e Algodões-Bahia. 1:25.000 (Souza, 1984; Fonseca, 1986).

Os mapeamentos realizados a nível regional, tiveram por base forte interpretação de fotografias aéreas e imagens de radar, sendo que aqueles executados em detalhe estão restritos a pequenas áreas. Deste modo, com base nas informações disponíveis, os mapas dos enxames de diques de Uauá e Vale do rio Curaçá serão apresentados em escala regional, com a inclusão das observações relevantes produzidas nos mapeamentos de detalhe.

Nas etapas de reconhecimento de campo, foram visitados afloramentos principalmente nas drenagens e em pedreiras, uma vez que nas regiões estudadas os afloramentos contínuos são raros.

Devido ao alto grau de alteração das unidades geológicas, a amostragem foi dificultada em muitos locais. Foram amostrados 49 afloramentos, tanto dos diques máficos como das encaixantes (gnaisse, migmatitos e granulitos), perfazendo um total de 143 amostras, sendo 92 da região de Uauá e 51 da região de Curaçá.

Para realizar os trabalhos de campo e experimentos geocronológicos, contou-se com o apoio financeiro da Fundação de Amparo a Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP-Processo 89/1845-3), através de concessão de diárias de campo e passagens aéreas. Durante a fase de campo, contou-se ainda com apoio do Instituto Astronômico e Geofísico da Universidade de São Paulo, da Secretaria das Minas e Energia do Estado da Bahia, através da concessão de veículos. A Mineração Caraíba também participou dos estudos através da colocação de um geólogo a disposição e subsidiando a hospedagem em sua Vila residencial nas imediações da mina de cobre de Caraíba.

II.2 - ATIVIDADES DE LABORATÓRIO

II.2.1 - ANÁLISES PETROGRÁFICAS

Os estudos petrográficos foram desenvolvidos em conjunto com a geóloga Angela Beatriz de Menezes, pós-graduanda do IGC/USP, e cuja dissertação abordará os aspectos petrográficos e geoquímicos do enxame de diques máficos de Uauá.

Para este trabalho foram estudadas 67 lâminas delgadas, sendo a maioria (40 lâminas) confeccionadas no setor de lâminação do IGC-USP, e as demais no setor de laminação do Instituto de Geociências da Universidade Federal da Bahia. Do total de lâminas estudadas, 43 são dos diques máficos de Uauá, 11 dos diques do Vale do rio Curaçá e 13 de afloramentos dos gnaisses da região de Uauá.

Os estudos petrográficos tiveram por objetivos, além da caracterização petrográfica dos diversos tipos de diques amostrados, a seleção de amostras para análises geocronológicas, neste segundo caso, foram selecionadas as amostras com feições originais (mineralogia e textura) mais preservadas.

II.2.2 - ANÁLISES GEOCRONOLÓGICAS

Para a realização das análises geocronológicas, foram escolhidas amostras de gnaisses do Complexo Metamórfico Uauá e dos enxames de diques máficos de Uauá e Vale do rio Curaçá, baseando-se na caracterização de campo e petrográfica de cada tipo litológico amostrado.

Foram empregados os métodos K-Ar e ^{40}Ar - ^{39}Ar (em anfibólios e biotitas) e Rb-Sr (rocha total) nas amostras do Complexo Metamórfico Uauá. Já nos diques máficos de Uauá foram

empregadas as metodologias K-Ar (em anfibólios e plagioclásios) e Rb-Sr (em concentrados minerais e rocha total) além do método Sm-Nd (em rocha total). Para os diques do Vale do rio Curaçá foram empregadas as metodologias K-Ar (em plagioclásio), Rb-Sr (em concentrados minerais e rocha total) e Sm-Nd (em rocha total).

As análises pelo método ^{40}Ar - ^{39}Ar foram processadas pelo Dr. T.C. Onstott no Departamento de Ciências Geológicas e Geofísicas da Universidade de Princeton (EUA), enquanto que, as análises Sm-Nd foram realizadas pelo Dr. R. Petrini no Instituto de Geocronologia e Geoquímica em Pisa (Itália). Estas análises foram efetuadas em cooperação científica através dos esforços do grupo de trabalho brasileiro junto ao PICG-257.

A preparação das amostras, para análises K-Ar e Rb-Sr foi realizada no CPGeO/IGc-USP. Seguiu-se o procedimento de rotina deste Centro, envolvendo britagem, quarteação e pulverização em moinho de bola tipo Mixer/Mill-8000, no caso do sistema rocha total. A separação dos concentrados minerais foi feita com auxílio de peneiras e posterior utilização do separador magnético Frantz.

No presente trabalho, não processamos análises geocronológicas nas rochas granulíticas da região do Vale do Rio Curaçá, uma vez que, várias isócronas Rb-Sr de afloramentos já haviam sido obtidas para esta região, através do convênio entre a Secretaria das Minas e Energia do Estado da Bahia e o CPGeO/USP, entre os anos de 1978 e 1986, e publicadas na síntese de Mascarenhas & Garcia (1989). O acervo aqui avaliado inclui ainda algumas determinações U-Pb em zircão em tonalitos e granitos também da região de Curaçá (Gaal et al., 1987) e determinações Sm-Nd e Pb-Pb em basaltos e andesitos do greenstone belt do Rio Itapicuru (Silva, 1987).

II.2.2.1 - DETERMINAÇÕES POTÁSSIO-ARGÔNIO

As determinações executadas pelo método K-Ar foram efetuadas segundo as técnicas descritas por Amaral et al. (1966) com algumas modificações.

A determinação dos teores de potássio dos minerais separados foi feita a partir do ataque químico em duplicata e leitura por fotometria de chama, em aparelho Micronal B-262, com padrão interno de lítio.

A extração de argônio das amostras, foi executada em sistema de ultra-vácuo, em pressões finais geralmente inferiores a 6×10^{-6} mmHg. Aos gases liberados na fusão é misturado uma quantidade conhecida do traçador Ar^{39} (SPIKE), sendo a amostra em seguida purificada em fornos de Cu-CuO e titânio, e após coletada e transferida para o espectômetro de fonte gasosa Nuclide tipo Reynolds MS-1. A leitura dos espectogramas foi feita de forma digital em micro-computador on-line.

As constantes utilizadas nos cálculos de idades seguiram as normas propostas por Seiger & Jager (1977):

$$\lambda K^{40} = 4.962 \times 10^{-10} \text{ anos}^{-1}$$

$$K_{\text{tot}}^{40} = 0.581 \times 10^{-10} \text{ anos}^{-1}$$

$$\text{Ar}^{40}/\text{Ar}^{39} \text{ atm} = 295.5$$

$$k^{40} = 0.01167\% k_{\text{tot}}$$

II.2.2.2 - DETERMINAÇÕES RUBÍDIO-ESTRÔNCIO

Todas as amostras pulverizadas foram inicialmente submetidas a uma dosagem prévia dos elementos Rb e Sr através de fluorescência de raios X (análise semi-quantitativa). Em função dos valores obtidos, foram então selecionadas as amostras mais favoráveis, levando-se em conta a razão Rb/Sr total e a distribuição dos pontos analíticos nos diagramas isocrônicos.

Obedecendo a rotina para análises Rb-Sr do CPGeO, as dosagens quantitativas de Rb_{tot} e Sr_{tot} são efetuadas por fluorescência de raios-X para as amostras com teores destes elementos entre 50 e 500 ppm. Ao passo que, amostras com teores fora deste intervalo, têm suas concentrações determinadas por diluição isotópica, utilizando-se traçadores enriquecidos de Rb^{87} e Sr^{84} , de acordo com os procedimentos descritos em Kawashita (1972).

As rochas gnaíssicas, do presente estudo, mostraram teores de Rb e Sr compatíveis com a resolução da fluorescência de raios X, sendo portanto dosadas quantitativamente por este método. Os diques máficos, por outro lado, necessitaram ser quantificados por diluição isotópica para a determinação precisa dos conteúdos de Rb e Sr. A separação do estrôncio foi feita em colunas de troca iônica, da mesma forma que o rubídio das amostras com teores muito baixos deste elemento.

As medidas da composição isotópica de estrôncio foram feitas em espectrômetro de massa VG-354, dotado de coletor múltiplo opcional (5 coletores) com amplificador Daly e sistema automático.

A reprodutividade analítica para o método geocronológico Rb-Sr no CPGeO-USP, é controlada pela repetição de análises do padrão internacional NBS-987 (carbonato de estrôncio), tendo sido obtido um valor médio de 0.71026 ± 0.00003 no período de análise das amostras aqui estudadas.

Os valores das razões $^{87}Sr/^{86}Sr$ foram normalizados para o valor de $^{87}Sr/^{86}Sr$ igual a 0.1194, tendo sido utilizadas

nos cálculos as constantes propostas por Steiger & Jager (1977), a saber:

$$\lambda_{Rb} = 1.42 \times 10^{-11} \text{ anos}^{-1}$$

$$^{84}Sr/^{86}Sr = 0.056584$$

$$^{87}Rb/^{86}Rb = 2.59265$$

II.2.2.3- PROCEDIMENTO Rb-Sr UTILIZADO NOS DIQUES MÁFICOS DE UAUÁ E CURAÇÁ.

Ao iniciar esta pesquisa, planejava-se fazer uma combinação das metodologias $^{40}Ar-^{39}Ar$ e Rb-Sr para determinar a idade dos enxames de diques máficos de Uauá e Vale do rio Curaçá, uma vez que determinações pelo método K-Ar para diques máficos precambrianos da parte sul do Craton do São Francisco, estudados em detalhe por Teixeira et al., (1988) e Teixeira (1989), apresentaram a corriqueira variação das idades aparentes, sugerindo a ocorrência de fenômenos de excesso e/ou perda de argônio radiogênico. Entretanto, como os trabalhos de campo e petrográficos mostraram que os diques da região do Curaçá apresentam-se fortemente intemperizados e que aqueles da região de Uauá acham-se metamórfisados em intensidades variadas, concentrou-se esforços, no desenvolvimento da técnica de datação de diques máficos pelo método Rb-Sr. Por outro lado, através de cooperação científica com a universidade de Princeton, foi obtida uma análise $^{40}Ar-^{39}Ar$ de controle no embasamento, sendo que algumas outras datações nos diques de Uauá, encontram-se ainda em andamento, sem prazo de conclusão. Em função disso, foram procedidas algumas análises K-Ar no próprio CPGeo para teste comparativo com os resultados Rb-Sr.

O método Rb-Sr aqui apresentado consistiu de 5 etapas, descritas a seguir:

PRIMEIRA ETAPA - AMOSTRAGEM SISTEMÁTICA

Nesta etapa, os enxames foram amostrados sistematicamente, afim de que variações composicionais e texturais pudessem ser reconhecidas. Foram coletadas amostras com cerca de 2-3Kg de peso, preferencialmente nas porções com granulometria variando de média a grosseira, afim de permitir uma boa individualização dos grãos minerais, na etapa de preparação dos concentrados minerais. Nos diques que apresentavam fenocristais de plagioclásio não pode ser empregada esta técnica, uma vez que estes feldspatos poderiam apresentar possivelmente composições química e isotópica diferentes da matriz.

SEGUNDA ETAPA - PETROGRAFIA

Nesta etapa, inicialmente, foram elaboradas lâminas delgadas de todas as amostras coletadas, afim de se investigar a atuação eventual de fenômenos pós-colocação dos diques, tais como metamorfismo, metassomatismo, intemperismo ou mesmo, possíveis modificações deutéricas que tenham ocorrido durante a formação da rocha. Através da análise das lâminas delgadas, a composição mineralógica e o aspecto textural da rocha pode ser determinado.

TERCEIRA ETAPA - SELEÇÃO E PREPARAÇÃO DAS AMOSTRAS

Após criteriosa análise petrográfica e informações de campo, foram selecionadas as amostras para a geocronologia. A preparação da amostra se inicia com a britagem, seguida de peneiramento numa fração granulométrica que seja assegurada boa individualização dos grãos minerais. Para amostras com granulação média a grosseira aconselha-se que a amostra seja reduzida à fração 80 +/- 20 mesh, ou seja, fração 60-80 mesh ou 80-100 mesh. As amostras analisadas neste projeto, foram reduzidas à fração 80-100 mesh. Após esta etapa, a amostra foi lavada com água corrente, para eliminação do pó, com posterior secagem.

Nesta etapa, após a britagem e antes do peneiramento, a amostra foi quarteada e uma pequena fração recolhida para representar a composição total da rocha (a ser também analisada).

QUARTA ETAPA - SEPARAÇÃO DOS CONCENTRADOS MINERAIS

Após a lavagem e secagem da amostra, é então iniciada a etapa de separação dos concentrados minerais. A Tabela-1 com todas as amostras, mostra os concentrados que foram separados para este trabalho, e respectivos teores de Rb e Sr.

Um imã de mão foi utilizado para separar o primeiro concentrado, o qual mostrou-se composto essencialmente de minerais magnéticos, em geral magnetita e titano-magnetita, além de alguns grãos de outros minerais que estão agregados aos minerais magnéticos ou que possuem minerais magnéticos exolvidos, como é o caso observado em alguns grãos de piroxênio dos diques máficos de Uauá. Geralmente este primeiro concentrado revelou, em termos de composição, cerca de 90% de magnetita.

Os outros concentrados minerais foram separados com ajuda de um separador magnético Frantz. Em média, quatro concentrados foram obtidos nesta etapa, sendo os mesmos obtidos a partir de variações sucessivas nos valores de amperagem do separador magnético, mantendo-se constante as inclinações frontal e lateral, como ilustra a Tabela-1. Apesar de todas as amostras analisadas, terem sido separadas com inclinação frontal de 20 graus e a lateral de 15 graus, isto não significa que toda e qualquer amostra deva ser tratada desta forma, pois como destacado inicialmente, a granulação da rocha interfere decisivamente nestas inclinações, uma vez que nas rochas com granulação muito fina são os concentrados mais difíceis de separar, requerendo assim, inclinações maiores.

Os percentuais dos minerais em cada concentrado é variável de amostra para amostra. O segundo concentrado mineral, denominado de concentrado máfico-1 (Tabela-1), mostrou-se composto predominantemente por minerais ricos em ferro e magnésio, atingindo de 75-90% de minerais como piroxênios, anfibólios, olivinas eventualmente micas e outros, dependendo da

	Nº DE CAMPO	INCLINAÇÃO FRONTAL	INCLINAÇÃO LATERAL	AMPERAGEM (A)	CONCENTRADOS	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Rb/Sr
D I Q U E S	LR-34	---	---	----	MAGNETICO	2.7	39.4	0.07
	LR-34	20°	15°	0.45	MAFICO-1	----	-----	----
	LR-34	20°	15°	0.55	MAFICO-2	----	-----	----
	LR-34	20°	15°	0.90	FELSICO-1	3.1	114.9	0.03
	LR-34	20°	15°	0.90	FELSICO-2	5.9	232.7	0.02
	LR-34	---	---	----	ROCHA TOTAL	3.8	107.0	0.04
	LR-33	---	---	----	MAGNETICO	3.8	46.5	0.08
	LR-33	20°	15°	0.45	MAFICO-1	----	-----	----
	LR-33	20°	15°	0.55	MAFICO-2	4.0	31.7	0.13
	LR-33	20°	15°	0.90	FELSICO-1	----	-----	----
	LR-33	20°	15°	0.90	FELSICO-2	3.1	205.2	0.02
	LR-33	20°	15°	----	ROCHA TOTAL	4.2	103.0	0.04
	LR-16B	---	---	----	MAGNETICO	25.7	51.9	0.50
	LR-16B	20°	15°	0.40	MAFICO-1	43.3	33.4	1.30
	LR-16B	20°	15°	0.80	MAFICO-2	----	-----	----
	LR-16B	20°	15°	0.80	FELSICO-1	6.5	216.9	0.03
	LR-16B	---	---	----	ROCHA TOTAL	18.8	108.8	0.17
	LR-16A	---	---	----	MAGNETICO	----	-----	----
	LR-16A	20°	15°	0.40	MAFICO-1	6.7	18.8	0.27
	LR-16A	20°	15°	0.60	MAFICO-2	7.6	36.6	0.21
	LR-16A	20°	15°	0.90	FELSICO-1	6.9	164.2	0.04
	LR-16A	20°	15°	0.90	FELSICO-2	----	-----	----
	LR-16A	---	---	----	ROCHA TOTAL	5.9	92.1	0.06
	LR-38	---	---	----	MAGNETICO	4.3	48.3	0.09
	LR-38	20°	15°	0.45	MAFICO-1	4.6	44.0	0.10
	LR-38	20°	15°	0.50	MAFICO-2	4.4	27.4	0.16
	LR-38	20	15	0.90	FELSICO-1	----	-----	----
	LR-38	20°	15°	0.90	FELSICO-2	1.3	222.8	0.006
	LR-38	---	---	----	ROCHA TOTAL	3.5	112.8	0.03
D I Q U E S	LR-7008	---	---	----	MAGNETICO	6.0	175.9	0.03
	LR-7008	20°	15°	0.40	MAFICO-1	9.1	195.2	0.05
	LR-7008	20°	15°	0.60	MAFICO-2	10.6	118.3	0.09
	LR-7008	20°	15°	0.60	FELSICO-1	11.2	407.1	0.027
	LR-7008	---	---	----	ROCHA TOTAL	10.3	313.2	0.032
	LR-7010	---	---	----	MAGNETICO	19.7	199.2	0.10
	LR-7010	20°	15°	0.40	MAFICO-1	30.1	403.3	0.075
	LR-7010	20°	15°	0.60	MAFICO-2	33.8	476.9	0.070
	LR-7010	20°	15°	0.60	FELSICO-1	47.5	620.2	0.076
	LR-7010	20°	15°	0.90	FELSICO-2	74.3	454.4	0.16
	LR-7010	---	---	----	ROCHA TOTAL	39.5	443.6	0.089

TABELA 1- Amostras dos diques máficos analisadas pelo método Rb-Sr e parâmetros utilizados na separação dos concentrados minerais.

composição da rocha. Já o concentrado máfico-2, apresentou um percentual destes minerais variando de 55-75% nas amostras.

Os concentrados félsicos-1 e félsicos-2 apresentaram maior concentração de plagioclásio e outros minerais pobres em ferro e magnésio (ex: apatita, quartzo, rutilo, etc). O primeiro concentrado é formado por percentuais variando entre 65-80% destes minerais, enquanto que o concentrado félsico-2 apresentou concentrações variando de 80-90% destes minerais. Entretanto, em alguns casos não foi possível a separação do concentrado félsico-2 em vista da pureza alcançada já no concentrado félsico-1 (vide Tabela-1, amostras LR-16B e LR-7008)

QUINTA ETAPA - DETERMINAÇÃO DOS TEORES DE Rb, Sr E RAZÃO $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

Esta etapa é, sem dúvida, uma das mais trabalhosas e demoradas da metodologia apresentada, pois para que os resultados sejam confiáveis, requer além dos cuidados especiais no manuseio das amostras, reagentes químicos puros e calibrados. Além disso, no ataque químico há necessidade de um repouso da amostra (por aproximadamente 10 dias) para homogeneização do ataque por diluição isotópica, mesmo assim foram necessárias algumas repetições de resultados julgados duvidosos.

Os teores de Rb e Sr dos concentrados minerais foram determinados pelo método de diluição isotópica, sendo que todas as amostras foram inicialmente submetidas a análise semi-quantitativas de Rb e Sr por fluorescência de raios X (FR-X), para uma seleção prévia e para auxiliar o processo de adição de spike de Rb e Sr. Aquelas amostras cujos teores de Rb e Sr (analisados por diluição isotópica) apresentaram valores anômalos ou duvidosos, comparativamente com os teores do raio X, foram submetidas a um novo ataque químico e nova spikagem, agora tendo por base o teor obtido na diluição isotópica, afim de obterem-se resultados mais precisos e verdadeiramente confiáveis. Julgamos este procedimento fundamental, uma vez que qualquer pequena variação nas razões $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ das amostras analisadas influencia decisivamente no traçado da isócrona.

A demonstração do potencial do procedimento pode ser observado na Tabela-1, onde os concentrados minerais analisados, produziram variações significativas nos teores de Rb e Sr, possibilitando assim uma suficiente variação das razões Rb/Sr no diagrama isocrônico. É interessante comparar, que os concentrados magnéticos e/ou máficos apresentam os maiores valores da razão Rb/Sr, pois apresentam altos valores de Rb e baixos de Sr (Tabela-1). Por outro lado, os concentrados félsicos-1 e 2, apresentam os menores valores da razão Rb/Sr, fato explicado pelos altos teores de estrôncio nestes concentrados (Tabela-1). Os valores para as rochas totais se aproximam daqueles dos concentrados félsicos, uma vez que, a composição mineralógica da rocha é dominada por plagioclásio.

C A P Í T U L O - III GEOLOGIA REGIONAL

III.1 - CONTEXTO GEOTECTÔNICO

A região objeto de estudo situa-se na porção nordeste do Craton do São Francisco (CSF) (Almeida, 1977) e engloba dois segmentos pré-cambrianos, cujas evoluções geocronológicas datam do Arqueano e Proterozóico Inferior.

O CSF (Figura-2) é uma entidade geotectônica cuja evolução precedeu o ciclo Brasileiro, sendo os ciclos Jequié e Transamazônico os mais representativos de sua evolução (e.g. Cordani & Brito Neves, 1982; Mascarenhas & Garcia, 1989; Teixeira & Figueiredo, 1991). A orogenia brasileira participou do desenvolvimento das faixas de dobramentos marginais: faixa Brasília (a oeste), Araxá-Canastra (a sudoeste), Ribeira (a sul-sudeste), Riacho do Pontal e Rio Preto (a noroeste) e Sergipana (a nordeste). Os efeitos metamórfico e da deformação brasileira atingem diferentes compartimentos geotectônicos, desenvolvendo dobramentos suaves além de rejuvenescimento isotópico de algumas unidades do embasamento (Brito Neves et al., 1980).

Como já referenciado por Cordani & Brito Neves (1982) e Teixeira (1985b), o embasamento de idade arqueana e do proterozóico inferior do Craton está bem exposto em duas regiões principais: na porção central do estado da Bahia, e na porção mais a sul da unidade cratônica, a SW da cidade de Belo Horizonte, no estado de Minas Gerais (Figura-2).

No Proterozóico Médio desenvolveram-se o Supergrupo Espinhaço e sua contraparte plataformar, o Grupo Chapada Diamantina, que repousam em discordância sobre as unidades do embasamento do Craton. São caracterizados pela ocorrência de espessas seqüências clásticas grosseiras (conglomerados), médias (arenitos), finas (folhelhos, siltitos e margas) e químicas (calcários, formações ferríferas e cherts), derivadas dos processos erosivos ocorridos no final do Proterozóico Inferior,

Figura 2- O Craton do São Francisco. 1= Arqueano: (a) Greenstone belts e seqüências supracrustais; (b) Terrenos granito-gnaíssi-co-migmatíticos (em parte do Proterozóico Inferior); (c) Fragmentos cratônicos envolvidos por cinturões do Proterozóico Inferior. 2= Proterozóico Inferior: (a) Terrenos de alto grau; (b) Terrenos granito-gnaíssi-co-migmatíticos; (c) Sequências supracrustais. 3= Proterozóico Médio: Sistema de dobramentos Espinhaço e coberturas sedimentares associadas. 4= Proterozóico Superior: (a) Supracrustais (M) Macaúbas; (b) Coberturas plataformas (B) Bambuí; (U) Una; (RP) Rio Pardo; (CV) Canudos-Vaza Barreis. 5= Fanerozóico. 6= Limites aproximados do Craton definidos no Proterozóico Superior. Adaptado de Teixeira & Figueiredo (1991).

após a estabilização cratônica, pós-orogénia Transamazônica (Mascarenhas, 1990).

Tanto na Bahia, como em Minas Gerais, as sequências Espinhaço e Chapada Diamantina iniciam-se por um vulcanismo ácido à intermediário, incluindo fácies subvulcânicas e intrusivas, o qual é seguido por erosão e sedimentação predominantemente continental, subsidência e alargamento da bacia (Schobbenhaus et al., 1984). Os estágios finais da evolução do sistema Espinhaço são marcados pela intrusão de diques e sills de composição básica, datados pelo método K-Ar com idade aparente de aproximadamente 1.1 G.a. (Jardim de Sá, 1981).

O Proterozóico Superior no CSF é caracterizado pela definição dos limites da unidade cratônica, representado pela evolução das faixas de dobramentos marginais e pela sedimentação de extensas coberturas plataformais como do Supergrupo São Francisco (Bambuí, Una, Miaba, Vaza Barris e Rio Pardo) (Figura-2).

III.2 - QUADRO GEOLÓGICO-EVOLUTIVO

No estado da Bahia, o CSF caracteriza-se por apresentar vasta exposição de unidades litoestratigráficas evoluídas no Arqueano e Proterozóico Inferior (Figura-3). Estas sequências podem ser definidas como associações pré-Espinhaço, ou seja, unidades litoestratigráficas anteriores ao início do Proterozóico Médio, quando as sequências de rifts e bacias intracratônicas correlativas dos Supergrupo Espinhaço e posteriormente o Supergrupo São Francisco, no Proterozóico Superior, foram estabelecidas. Genericamente, neste contexto, são reconhecidos três tipos de terrenos (Figuras-2 e 3):

1- Terrenos de alto grau metamórfico, formando núcleos individualizados, como o Complexo Jequié no sudoeste do

Figura 3- Esboço geológico do estado da Bahia. 1= Coberturas fanerozóicas; 2= Metassedimentos do Proterozóico Superior: Supergrupo São Francisco (Miaba, Vaza Barris, Una, Rio Pardo, Bambuí e Macaúbas); 3= Metassedimentos do Proterozóico Médio: Supergrupo Espinhaço; 4= Supracrustais do Proterozóico Inferior e Arqueano (greenstone belts e sequências vulcano-sedimentares); 5= Cinturão móvel do Proterozóico Inferior (granulitos, charnoquitos, migmatitos e gnaisses); 6= Complexos granulíticos arqueanos: (a) Jequiê-Mutuipe; (b) Santa Isabel; 7= Complexos granito-gnaíssico-migmatíticos indiferenciados. Adaptado de Mascarenhas (1990).

estado da Bahia, e em áreas restritas em meio aos terrenos gnaíssicos, na região de Brumado-Ibitiara e Guanambi e a leste do Grupo Capim, na região nordeste. Destacam-se também os terrenos de alto grau da parte leste da Bahia, o Cinturão Móvel Costeiro Atlântico (Mascarenhas, 1973; 1979a), também denominado Cinturão Móvel Salvador-Juazeiro (Cordani & Brito Neves, 1982), e cujos dados K-Ar e Rb-Sr têm apresentado valores predominantemente no Proterozóico Inferior (e.g. Sato, 1986).

2- Terrenos-granito-gnaíssicos e migmatíticos de médio grau metamórfico, contendo por uma infinidade de tipos litológicos, e cuja natureza reflete a participação de componentes vulcânicos, plutônicos e sedimentares, sob variadas formas e extensões. Estas rochas compõem, em sua grande maioria, o embasamento e/ou infraestrutura das seqüências supracrustais do Proterozóico Inferior. Ocorrem principalmente na região central do estado da Bahia, constituindo por exemplo o Bloco Gavião, e ao longo da região do médio rio Itapicurú na região nordeste do estado. São compostos predominantemente por ortognaisses félsicos, migmatitos, paragnaisses, incluindo anfibolitos, intrusivas plutônicas, além de unidades reconhecidamente de natureza vulcano-sedimentar. As rochas plutônicas, geralmente, apresentam composições trondhjemiticas-tonalíticas-granodioríticas e formam maciços como os de Lagoa do Morro, Sete Voltas, Boa Vista e Rio Capim, alguns dos quais, segundo Cordani et al. (1985), representam as rochas mais antigas da América do Sul.

3- Seqüências supracrustais do fácies xisto verde a anfibolito, geralmente associadas aos terrenos granito-gnaíssicos e migmatíticos (Figura-3). O trabalho pioneiro no estado da Bahia desenvolvido por Mascarenhas (1979b), reconheceu e caracterizou oito seqüências vulcano-sedimentares, sugerindo que as mesmas seriam prováveis "greenstone-belts". Estas seqüências, segundo Mascarenhas (1979b) apresentam uma série de semelhanças, tais como: ocorrem essencialmente associadas às seqüências granito-gnaíssicas e migmatíticas, apresentam vulcanismo bimodal, estruturação e orientação N-S, intrusão de granitóides, padrão estrutural dobrado, falhado, com cisalhamentos e milonitizações locais associadas e metamorfismo

no fácies xisto verde, com metamorfismo de mais alto grau nas proximidades das intrusões granitóides.

Os três tipos de terrenos acima descritos, foram intrudidos por corpos granitóides de composição variada, de idade do Proterozóico Inferior (2,1-1,9 G.a), associados à evolução Transamazônica (e.g. Brito Neves et al., 1980; Sabaté et al., 1990b).

As seqüências de cobertura do Proterozóico Médio e Superior dos Supergrupos Espinhaço e São Francisco (Bambuí, Una, Miaba, Vaza Barris e Rio Pardo), ocorrem na porção central e nordeste do estado, com algumas ocorrências a sudoeste.

O mapa apresentado na Figura-4, mostra as unidades maiores da parte centro-norte do CSF, no estado da Bahia, sendo destacados os enxames de diques máficos objeto de estudos. Neste setor, são reconhecidas as seguintes unidades lito-estratigráficas: (A) Terrenos graníticos-gnaíssicos-migmatíticos (Complexo Metamórfico Uauá e Cinturão Gnaíssico Senhor do Bonfim); (B) terrenos granulíticos (Complexo Caraíba); (C) seqüências vulcano-sedimentares metamorfisadas no fácies xisto-verde/anfibolito (Greenstone Itapicuru e Grupo Capim); (D) seqüências meta-sedimentares (Grupo Jacobina); (E) complexos máfico-ultamáficos; (F) granitóides diversos (Sienito de Itiúba, Granitos de Campo Formoso, Cansanção, Jaguarari, Flamengo, Carnaíba, etc); (G) enxames de diques máficos (enxames de Uauá e vale do rio Curaçá); além de seqüências de cobertura (Canudos, Caatinga e Recôncavo). É notável ainda, na região a ocorrência de importantes jazidas de ouro, cromo, cobre, e pedras preciosas e semi-preciosas.

Os dados geocronológicos para este setor cratônico, em sua maioria K-Ar e Rb-Sr, têm revelado valores predominantemente do Proterozóico Inferior e Arqueano em regiões localizadas, denotando deste modo, a forte atuação do ciclo geotectônico Transamazônico na região, onde fenômenos de acreção de material juvenil à crosta e/ou retrabalhamento crustal.

A porção oriental da região em estudo é composta por terrenos granito-gnaíssicos e migmatíticos consolidados no Arqueano e retrabalhados diferencialmente no Proterozóico

Figura 4- Mapa geológico simplificado da região centro-norte do estado da Bahia. 1= Arqueano: (a) Terrenos granito-gnaíssico-migmatíticos (parcialmente retrabalhados no Proterozóico Inferior); (b) Complexo Metamórfico Uauá; (c) Supracrustais do Grupo Capim. 2= Proterozóico Inferior: (a) Terrenos de alto grau metamórfico (Cinturão móvel Salvador-Juazeiro); (b) Metassedimentos do Grupo Jacobina; (c) Cinturão gnaíssico Senhor do Bonfim; (d) Greenstone belt do Rio Itapicuru; (e) Intrusões graníticas; (f) Enxame de diques máficos de Uauá; (g) Sienito de Itiúba. 3= Proterozóico Médio-Superior: Metassedimentos dos Grupos Chapada Diamantina e Una. 4= (a) Enxame de diques máficos do Vale do rio Curaçá; (b) Metassedimentos dos Grupos Canudos e Vaza Barris. Adaptado de Figueiredo (1989) e Mascarenhas (1990).

inferior (Figura-4), tendo sido denominada de Bloco Serrinha por Brito Neves et al. (1980). Este substrato arqueano sofreu extensiva atividade magmática de caráter granítico, durante o Proterozóico Inferior, além de servir de embasamento para o desenvolvimento de seqüências supracrustais, como a seqüência do Grupo Capim e o "greenstone belt" do Rio Itapicuru.

Como parte deste substrato arqueano, destaca-se as rochas que ocorrem em torno da cidade de Uauá (Figura-4) que aqui serão denominadas de Complexo Metamórfico Uauá, visando simplificar a caracterização das principais unidades geológicas da região. Tal denominação atende por outro lado, a sugestão do Código Brasileiro de Nomenclatura Estratigráfica (Petri et al., 1982), para enquadrar conjuntos de rochas de natureza predominantemente metamórfica, não mapeáveis individualmente. As feições litológicas, estruturais e geocronológicas deste Complexo serão comentadas no capítulo IV. O enxame de diques máficos de Uauá é intrusivo no Complexo Metamórfico de Uauá.

A seqüência supracrustal do Rio Capim (Figura-4) foi originalmente reconhecida por Andritzky (1968, 1969), sendo posteriormente, denominada de Complexo Capim por Mascarenhas, (1979b) e Grupo Capim (Winge & Danni, 1980; Winge, 1984a) denominação aqui adotada. É caracterizada por um padrão estratigráfico complexo, tendo em vista a heterogeneidade original de seus litofácies (caráter recorrente de ciclos vulcânicos e intercalações sedimentares), aliada a uma complexa evolução tectonometamórfica que mascara, em grande parte, os aspectos originais dos litotipos (Souza, 1984; Fonseca, 1986).

De acordo com Winge (1984a,b), esta seqüência inicia-se por um vulcanismo máfico toleítico, com sedimentação pelítica e química (formação ferrífera) associada, e prossegue com um vulcanismo intermediário a ácido cálcio-alcalino, de caráter piroclástico, entremeados por depósitos sedimentares que variam desde conglomerados epiclásticos até sedimentos vulcanoquímicos. Na unidade ocorrem ainda ortoanfibolitos médios a grosseiros derivados de intrusões gabróides especialmente abundantes na parte leste e norte da seqüência. Efeitos de superposição de eventos tectono-metamórficos imprimem, nas unidades, condições de metamorfismo progressivo e retrógrado com

fácies metamórfico variando desde phrenita-pumpelliita até granulítico, associado às cinco fases deformativas reconhecidas (Jardim de Sá et al., 1984).

Corpos granitóides de natureza ortognaíssica tonalítica a granodiorítica, incluindo fácies "augen" e bandados, portando xenólitos de anfibolitos e metavulcânicas félsicas, cortam o Grupo Capim (Jardim de Sá et al., op. cit.) Estes ortognaísses possuem idade arqueana, (isócrona Rb/Sr em rocha total de afloramento) e foram interpretados por Mascarenhas & Sá (1982) como parte do embasamento da sequência do Grupo Capim, numa tentativa de correlacioná-la com o greenstone belt do Rio Itapicuru. Uma isócrona (Rb-Sr) obtida nas metavulcânicas félsicas do Grupo Capim forneceu idade do Proterozóico Inferior, aparentemente refletindo, apesar do pobre alinhamento dos pontos, a idade provável do metamorfismo superimposto nesta sequência.

Na porção central da região em discussão, (Figura-4), segundo uma faixa de exposição N-S, ocorrem as rochas que compõem o ramo oeste do Cinturão Móvel Salvador Juazeiro (Cordani & Brito Neves, 1982), composto predominantemente por rochas de alto grau metamórfico e com idades do Proterozóico Inferior o qual em sua porção norte foi particularmente denominado de Complexo Caraíba (Figueiredo, 1981; 1982).

O enxame de diques máficos do Vale do rio Curaçá cortam as rochas do Complexo Caraíba, e representam a última atividade magmática desta região. O Complexo Caraíba será abordado detalhadamente no capítulo-IV, ao passo que o enxame de diques máficos nele intrusivo, será comentado no capítulo V.

Também exposto na região, o Grupo Jacobina com idade do Proterozóico Inferior, corresponde a uma sequência metassedimentar de origem clástica com estruturas sedimentares preservadas, composta por metaconglomerados e ortoquartzitos.

São reconhecidos diques e sills de composição básica e ultrabásica, em geral, xistificados e serpentinizados encaixados no Grupo Jacobina. A sequência contém ainda importantes mineralizações de ouro e urânio, principalmente associadas aos níveis conglomeráticos. Mascarenhas (1979b) incluiu o Grupo Jacobina entre os prováveis "greenstone-belts"

do leste da Bahia. Entretanto, Figueiredo (1989), sugeriu que o referido Grupo ter-se-ia depositado em uma bacia intracratônica, provavelmente associada a eventos abortados de riftamento da crosta continental.

A idade mínima obtida para a deposição desta sequência metassedimentar, através de determinações Rb-Sr do granito intrusivo de Campo Formoso, tendo as isócronas fornecido idades do Proterozóico Inferior (Torquato et al., 1979; Sabaté et al., 1990). Existe ainda uma isócrona Rb-Sr preliminar para os metassedimentos, com idade de aproximadamente 2.3 G.a. (Brito Neves et al., 1980).

O Cinturão gnaíssico Senhor do Bonfim (Figueiredo 1981, 1989) (Figura-4), distribui-se ao longo da porção leste da serra de Jacobina, tendo seu limite leste em contato com as rochas de alto grau metamórfico do Vale do Rio Curaçá (Complexo Caraíba). É composto por migmatitos e gnaisses com hornblenda e biotita, ocorrendo subordinadamente finas camadas quartzíticas e níveis conglomeráticos. Figueiredo (op.cit.), baseado em dados de campo e geoquímicos, sugere que este complexo foi formado por processo de gnaissificação e migmatização de rochas com composições equivalentes às porções superiores da sequência metassedimentar do Grupo Jacobina, uma vez que composições similares a granitos tipo-S têm sido detectadas.

O "greenstone belt" do Rio Itapicuru tem sido alvo de sucessivas investigações geológicas (Kishida & Riccio, 1980; Silva, 1984; Teixeira, 1985a), principalmente devido à importantes mineralizações de ouro que encerra.

Segundo Silva (1990a,b), este "greenstone belt" é composto na base por basaltos toleíticos, com características químicas dominantes similares às de basaltos tipo MORB. Ocorrem subordinadamente toleitos tipo IAT, com sedimentos químicos e formação ferrífera bandada associada, sobrepostos por lavas e piroclásticas andesíticas e dacíticas de filiação cálcio-alcalina com características químicas de ambientes do tipo margem continental ativa. Associadas ao vulcanismo, ocorrem ainda camadas turbidíticas com conglomerados, arenitos, siltitos e folhelhos. Esta sequência supracrustal mostra ainda, modelo de deformação complexa, relacionada a quatro fases de deformações

superimpostas (Teixeira, 1985a). O metamorfismo atingiu o facies xisto verde, ocorrendo o facies anfibolito nas vizinhanças de granitóides sintectônicos. O modelamento geotectônico-geoquímico apresentado por Silva (1990a) sugere que a sequência do Rio Itapicuru corresponderia a de uma unidade supracrustal, formada em uma bacia do tipo "back-arc" do Proterozóico Inferior, desenvolvida sobre uma margem continental arqueana através de processo de subducção de crosta oceânica. A sucessão estratigráfica e cronologia de eventos é fundamentada por dados geocronológicos preliminares apresentados por Silva (1987), através de um diagrama Sm-Nd para os basaltos com idade de aproximadamente 2.5 b.a. e isócrona Pb-Pb em rocha total para os andesitos com idade de aproximadamente 2.16 b.a.. A Figura-5 apresenta uma síntese da distribuição geográfica/geocronológica da área em foco.

O domínio geológico apresentado na Figura-4, foi alvo de expressiva atividade granitogênica no Proterozóico Inferior, destacando-se os granitos de Campo Formoso, Jaguarari, Flamengo, Cansanção, Tanquinho, Santa Luz, além do sienito intrusivo da Serra de Itiúba (McReath & Sabaté, 1987). Estes corpos graníticos podem ser subdivididos em dois grupos principais, formados por aqueles situados a leste do cinturão metamórfico de alto grau (Complexo Caraíba) e aqueles situados a oeste deste cinturão. Os granitos do leste são reconhecidos como corpos sin-tectônicos e corpos tardi a pós-tectônicos (McReath et al., 1988), e apresentam composições em geral monzonítica e granodioríticas. Os dados geocronológicos Rb-Sr e K-Ar, disponíveis para estes corpos, têm revelado idades compatíveis com a evolução do ciclo Transamazônico. Uma isócrona de referência envolvendo amostras de alguns desses corpos (Cansanção, Santa Luz e Tanquinho), apresentada por Gava et al. (1983), forneceu idade de 2100 M.a., com razão inicial de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ RI= 0.7040 (Figura-5). Segundo Sabaté et al. (1990), uma isócrona de afloramento para o granito de Cansanção produziu idade de 2025 $\pm$ 47 M.a. e RI=0.7030 (Figura-5), enquanto que, dados isotópicos Sm-Nd, associados a dados químicos, indicaram que este corpo granítico teria se formado a partir de uma

Figura 5- Distribuição das determinações geocronológicas Rb-Sr, U-Pb e Sm-Nd da região centro-norte do estado da Bahia.

mistura de magmas derivado do manto e de material crustal pré-existente.

Os granitos do oeste, alinham-se ao longo da sequência metassedimentar do Grupo Jacobina e são formados, em sua maioria, por granitos a duas micas, provavelmente correspondendo a granitos do tipo-S. Uma isócrona de referência apresentada por Brito Neves et al. (1980) para alguns destes corpos (Campo Formoso, Jaguarari, Flamengo e Caraíba) forneceu uma idade de 1960 M.a. e $RI = 0.7080$ (Figura-5). Assim como para os granitos situados a leste do cinturão metamórficos de alto grau, esta isócrona possui razoável aceitabilidade, pois uma isócrona de afloramento para o granito de Campo Formoso, obtida por Torquato et al. (1978) forneceu idade de 1911 ± 13 M.a. com $RI = 0.7070$. Em trabalho isotópico mais recente, para os granitos das regiões da Serra de Jacobina e Contendas Mirantes, Sabaté et al. (1990b) apresentam idades isocrônicas para os granitos de Campo Formoso de 1969 ± 29 M.a. e de Caraíba 1883 ± 87 M.a. (Figura-5), mostrando ainda que estes granitos peraluminosos foram formados a partir do retrabalhamento dos terrenos gnaíssicos-migmatíticos e granitóides arqueanos que compõem o Bloco Gavião, a partir de um evento de colisão de placas continentais em tempos transamazônicos (ver Figuras-3 e 4)

O sienito de Itiúba está encaixado no Cinturão Salvador-Juazeiro e compõe um conjunto de serras alinhadas que apresentam sistemas de fraturamentos e cisalhamentos laterais desenvolvidos durante os últimos estágios de sua colocação (Conceição et al., 1989a,b). As determinações geocronológicas processadas neste corpo apresentam idades do Proterozóico Inferior, embora, os diagramas isocrônicos produzidos não apresentem boa qualidade. Conceição (1990) obteve uma idade Rb-Sr (7 pontos) neste sienito, cujo valor é de 2137 ± 69 m.a. e $RI = 0.70290 \pm 0.00017$ (Figura-5). Este autor (op. cit.), sugeriu ainda que a origem mantélica para este sienito é confirmada não só pela baixa razão inicial de estrôncio, mas também pelo padrão de distribuição dos elementos terras raras.

Conforme já antecipado as Figuras-5 e 6 sintetizam os dados geocronológicos pelos métodos K-Ar, Rb-Sr, U-Pb, Pb-Pb e

Sm-Nd disponíveis até o momento para as rochas do domínio ora em discussão do CSF. Os dados analíticos completos estão reunidos nas Tabelas-2 e 3.

Na Figura-5 pode-se observar que os valores de idades referentes ao Arqueano ocorrem na região de Uauá, na região a oeste da Serra de Jacobina, na região de Santa Luz e no embasamento do "greenstone belt" do rio Itapicuru. Estes dados foram obtidos, em sua grande maioria, em rochas gnaíssicas, à exceção de uma isócrona Sm-Nd, já referida, com idade de 2,5 G.a., obtida no greenstone belt do rio Itapicuru. Já o Proterozóico Inferior é muito bem definido em toda a região, com os dados isotópicos sugerindo acreções de materiais juvenis à crosta continental no período, retrabalhamento de material crustal, sendo também representado pelo desenvolvimento de seqüências supracrustais notadamente durante a atuação do ciclo Transamazônico. É notável, ainda, uma tendência das razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ aumentarem de leste para oeste, nas rochas com idades do Proterozóico Inferior, principalmente os corpos graníticos intrusivos (Figura-5), fato que sugere uma maior participação de acreções mantélicas no leste, enquanto que no setor oeste houve um predomínio de retrabalhamento crustal. Esses dados vem corroborar com as inferências propostas por Sabaté et al. (1990), com base nos isótopos de Sr e Nd disponíveis para os granitos dessa região.

Na Figura-6 estão compiladas as determinações geocronológicas K-Ar para a região em apreço, visualizando-se o padrão do resfriamento regional ocorrido no Proterozóico Inferior. A exceção é dada pelo plagioclásio de um granulito da região de Caraíba com idade do Proterozóico Médio, mas este dado reflete seguramente perda de argônio do mineral.

Ainda nessa Figura, pode-se observar, fora dos limites do craton, já no Sistema de Dobramentos Sergipano, as idades aparentes K-Ar que variam de 590-610 m.a., caracterizando a evolução do Proterozóico Superior marginal ao CSF.

— METASSEDIMENTOS DA FAIXA SERGIPANA

COBERTURAS PLATAFORMAIS
(GRUPOS CHAPADA DIAMANTINA E UNA)

+ GRANITÓIDES INTRUSIVOS

SEQUÊNCIAS SUPRACRUSTAIS

EMBASAMENTO (GNAISSES, MIGMATITOS E GRANULITOS)

2250 ± 110 (IDADE ± ERRO)

ROCHA
gn=gnaíse
gl=granulito
m=migmatito
mv=meta vulc.
gr=granito
gd=granodiorito
x=xisto

MATERIAL
rt=rocha total
b=biotita
m=muscovita
p=plagioclásio
a=anfíbólio

Figura 6- Padrão geocronológico K-Ar para a região centro-norte do estado da Bahia.

LOCALIZAÇÃO/UNIDADE	LITOLOGIA	IDADE +/- ERRO (M.a)	RAZÃO INICIAL Sr ⁸⁶ /Sr ⁸⁷	REFERÊNCIAS
UAUÁ/CMU	ORTOGNAISSE TONALITO	3080 +/- 104 (Ia)	0.7034	(5; RECALCULADO)
UAUÁ/CMU	ORTOGNAISSE TONALITO	3010 +/- 740 (Ia)	0.7016	(5; RECALCULADO)
UAUÁ/CMU	ORTOGNAISSE TONOLÍTICO GRANÍTICO	3010 +/- 110 (Ir)	0.7009	(5; RECALCULADO)
UAUÁ/CMU	ORTOGNAISSE TONALÍTICO	2706 +/- 180 (Ia)	0.7030	9
UAUÁ/CMU	ORTOGNAISSES E MIGMATITOS	2137 +/- 53 (Ir)	0.7030	5
VALE DO CURAÇA/CC	ORTOGNAISSE TONALÍTICO/ GRANODIORÍTICO	2295 +/- 58 (Ia)	0.7016	(5; RECALCULADO)
VALE DO CURAÇA/CC	GNAISSE/GRANULITO	2200 +/- 40 (Ia)	0.7064	5
VALE DO CURAÇA/CC	ORTOGNAISSE CHARNOQUITICO	2160 +/- 84 (Ia)	0.7040	5
VALE DO CURAÇA/CC	GRANULITO	2190 +/- 28 (Ia)	0.7067	(5; RECALCULADO)
VALE DO CURAÇA/CC	ORTOGNAISSE TONALÍTICO	2200 +/- 50 (U-Pb em zircão)	-----	4
OESTE DE JACOBINA	GRANITO-GNAISSE	2896 +/- 131 (Ia)	0.7036	5
FLAMENGO-JAGUARARI	GRANITO	1960 +/- 20 (Ir)	0.7080	1
CAMPO FORMOSO	GRANITO	1970 +/- 30 (Ia)	0.7060	6
CARNAÍBA	GRANITO	1880 +/- 90 (Ia)	0.7331	6
SANTA LUZ	ORTOGNAISSE TONALÍTICO	2930 +/- 3 (U-Pb em zircão)	-----	4
SANTA LUZ	GNAISSES	2600 +/- 270 (Ir)	0.7084	5
SANTA LUZ	BASALTOS	2500 (Sm-Nd)	-----	3
SANTA LUZ	META-ANDESITOS	2160 (Pb-Pb)	-----	3
SANTA LUZ	GNAISSE META-ANDESITO META-ANORTOSITO	2107 +/- 23 (U-Pb em zircão)	-----	4
SANTA LUZ	GRANITO/TONALITO	2230 +/- 80 (Ia)	0.7025	5
CANSANÇÃO	GRANITO	2020 +/- 50 (Ia)	0.7030	7
CANSANÇÃO-SANTA LUZ-TARQUINHO	GRANITO	2100 +/- 30 (Ir)	0.7040	2
GAUÍKO	MIGMATITOS	1890 +/- 60 (Ia)	0.7050	5
ITIUBA	SLENITO	2137 +/- 70 (Ia)	0.7030	8
ITIUBA	SLENITO	2070 +/- 30 (Ia)	0.7040	5
ITIUBA	SLENITO	1890 +/- 70 (Ir)	0.7090	5

- 1- Brito Neves et al. (1980)
- 2- Gava et al. (1982)
- 3- Silva (1987)
- 4- Gaál et al. (1987)
- 5- Mascarenhas & Garcia (1989)
- 6- Sabaté et al. (1990a)
- 7- Sabaté et al. (1990b)
- 8- Conceição et al. (1990)
- 9- Este trabalho
- Ia= Isócrona de afloramento
- Ir= Isócrona de referência

TABELA 2- Dados geocronológicos Rb-Sr, U-Pb, Sm-Nd e Pb-Pb da porção centro-norte do estado da Bahia

Nº DE LABORATÓRIO (SPK)	Nº DE CAMPO	LOCALIZAÇÃO	LITOLOGIA	MATERIAL	IDADE +/- ERRO (M.a.)	REFERENCIA
4838	JM-BA-366	UAUA	GNAISSE/ ANFIBOLITO	ANFIBOLITO	2068 +/- 111	1
6796	LR-7027	UAUA	ORTOGNAISSE TONALITICO	ANFIBOLITO	2183 +/- 78	2
6841	LR-7027	UAUA	ORTOGNAISSE TONALITICO	BIOTITA	2040 +/- 48	2
6799	LR-37	UAUA	ORTOGNAISSE TONALITICO	BIOTITA	1987 +/- 43	2
6800	LR-21	UAUA	ORTOGNAISSE GRANODIORITICO	BIOTITA	1825 +/- 36	2
3525	B-22-RS	VALE DO CURAÇA	GRANULITO	PLAGIOCLASIO	1518 +/- 23	1
0321	OB-V/cb1	VALE DO CURAÇA	GABRO	BIOTITA	1710 +/- 43	1
0987	BA-66-PB-111	ITIUBA	SIENITO	ANFIBOLITO	2250 +/- 110	1
3511	LAR-500E	SANTA LUZ	METAVULCANICA	ROCHA TOTAL	1956 +/- 60	1
3531	LAR-500N	SANTA LUZ	METAVULCANICA	ROCHA TOTAL	2005 +/- 45	1
3729	LAR-836	SANTA LUZ	GNAISSE	BIOTITA	2040 +/- 69	1
3730	LAR-836	SANTA LUZ	GNAISSE	MUSCOVITA	2012 +/- 38	1
0993	BA-66-PB-99	CAMPO FORMOSO	GRANITO	MUSCOVITA	2150 +/- 47	1
3618	3671/TB-24	CAMPO FORMOSO	GNAISSE	MUSCOVITA	1830 +/- 72	1
1232	GR-86	CARNAIBA	XISTO	ROCHA TOTAL	1852 +/- 49	1
1234	GR-162	CARNAIBA	GRANITO	MUSCOVITA	1970 +/- 80	1
0873	-----	SANTA LUZ	GRANITO	BIOTITA	1790 +/- 53	1
0705	60-B-B-66	CAPIM GROSSO	GNAISSE	BIOTITA	2000 +/- 56	1
1235	GR-330	GAUÍXO	MIGMATITO	BIOTITA	2030 +/- 91	1
0301	OB-V-51	MACURURÉ	GRANODIORITO	MUSCOVITA	601 +/- 20	1
0734	24-B-B-66	MACURURÉ	GNAISSE	BIOTITA	610 +/- 15	1
0751	26-A-B-66	MACURURÉ	GRANODIORITO	MUSCOVITA	589 +/- 16	1

TABELA 3- Dados geocronológicos K-Ar para as rochas da porção centro-norte do estado da Bahia

1- Mascarenhas & Garcia (1989)

2- Este trabalho

CAPÍTULO IV - ASPECTOS GEOLÓGICOS E GEOCRONOLÓGICOS DO COMPLEXO METAMÓRFICO UAUÁ E DO COMPLEXO CARAÍBA

Neste capítulo será discutido de forma particular, a evolução geológica e geocronológica do Complexo Metamórfico Uauá (CMU) e do Complexo Caraíba (CC), utilizando-se para tal, dados da literatura e observações de campo realizadas pelo autor. Este destaque objetiva, visualizar de modo integrado o quadro evolutivo destes Complexos, uma vez que, os enxames de diques de Uauá e Curaçá intrudem, as unidades litológicas que compõem o CMU e CC respectivamente. Os dados geocronológicos Rb-Sr apresentados neste capítulo estão listados no Anexo-1.

IV.1 - O COMPLEXO METAMÓRFICO UAUÁ

A Figura-7 apresenta o mapa geológico simplificado da região de Uauá, onde são destacados o embasamento (granito-gnaisses e migmatitos), a seqüência supracrustal do Grupo Capim, o enxame de diques máficos de Uauá, a porção norte do sienito de Itiúba e parte dos terrenos de alto grau metamórfico da região do Vale do rio Curaçá (Complexo Caraíba). Os limites do Complexo Metamórfico de Uauá (CMU) são aqui definidos pelas falhas de empurrão do Sistema de Dobramentos Sergipano a leste e pela zona de cisalhamento de direção NNW-SSE situada a oeste da cidade de Uauá.

O CMU se insere nos terrenos granito-gnaíssicos e migmatíticos da porção nordeste do CSF. É constituído por gnaisses bandados de composição quartzo-feldspáticas, ortognaisses intermediários a félsicos, migmatitos, anfibolitos, rochas ultramáficas, seqüências supracrustais, conforme estudos de diversos autores (e.g. Barbosa, 1966; Andritzky, 1968, 1969,; Beurlen, 1970; Leube, 1972; Gava et al., 1983; Winge, 1984a;

Figura 7- Mapa geológico da região de Uauá. I) Arqueano: 1- Terrenos granito-gnaíssico-migmatíticos com ultramáficas (a), meta-básicas (b) e quartzitos (c) associados (Complexo Metamórfico Uauá); 2- Sequência Supracrustal (Grupo Capim). II) Proterozóico Inferior: 1- Cinturão móvel Salvador Juazeiro; 2- Enxame de diques máficos de Uauá; 3- Sienito de Itiúba. III) Proterozóico Superior: Sistema de dobramentos Sergipano. IV) Falhas de empurrão. V) Falhas transcorrentes. VI) Zonas de cisalhamento. (LR-7027) Localização das amostras analisadas. Adaptado de Souza (1984); Seixas (1985); Arcanjo & Dalto de Souza (1985); Fonseca (1986).

Jardim de Sá et al., 1984; Oliveira, 1989; D'Agrella Filho & Pacca, 1991).

No mapeamento geológico na escala 1:100.000 realizado pela Missão Geológica Alemã no Brasil em convênio com a Superintendência de Desenvolvimento do Nordeste-SUDENE (Folha Uauá-Bendengó), foram caracterizados os principais tipos litológicos que compõem o CMU e definida uma sequência litoestratigráfica para as litologias. As rochas granitóides, os gnaisses e os migmatitos, juntamente com as rochas de alto grau metamórfico da região do Vale do rio Curaçá, foram enquadrados no então denominado Grupo Caraíba, sobrepostos por uma sequência de quartzitos, quartzitos ferruginosos e paragneisses, que comporiam a Série Minas. Esta sequência seria sotoposta pelas rochas anfibolíticas e ultramáficas, e por sua vez intrudida pelo sienito de Itiúba, os diques máficos e encerrando-se a evolução da área com a Série Capim (Grupo Capim de Winge, 1984a). A estratigrafia da região foi modificada e melhor caracterizada, em 1985, pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM). O mapa geológico apresentado na Figura-7, tem como base principal este último mapeamento, uma vez que os estudos em detalhe na região, efetuados por outros autores e instituições, foram restritos às unidades do Grupo Capim.

De acordo com os trabalhos acima referidos e com base nas observações de campo do autor, aparentemente, na área de ocorrência do enxame de diques máficos de Uauá, o embasamento é constituído predominantemente de gnaisses quartzo-feldspáticos, os quais exibem por vezes, níveis centimétricos e até métricos de tipos mais xistosos, formando biotita gnaisses e anfibólio gnaisses. Frequentemente também são encontrados gnaisses com composição tonalítica ou granodiorítica, apresentando granulação média a grosseira com níveis micáceos, anfibolíticos e ultramáficos subordinados. Os estudos petrográficos realizados, indicaram uma composição de quartzo, feldspatos (plagioclásio e +/-Kfeldspato), biotita, hornblenda, apatita, opacos, zircão, titanita, clorita e sericita, apresentando textura porfiroclástica, nas porções mais quartzo-feldspáticas, e nematoblásticas, nas porções anfibolíticas. O metamorfismo é do fácies anfibolito.

Beurlen (1970) identificou na região a oeste da cidade de Uauá, três fases de deformações em seqüências migmatíticas, sugerindo a presença de eixos de compressão com direções E-W, N-S NW-SE, da mais antiga para a mais jovem. Por outro lado, os trabalhos realizados por pesquisadores da Universidade Federal do Rio Grande do Norte na região do Grupo Capim (Fonseca, 1986; Souza, 1984) revelaram a superposição de cinco eventos tectonometamórficos, além da fase mais antiga Fn/Mn que gerou a foliação Sn nas rochas gnaíssicas do embasamento. Dentro deste arranjo policíclico, merecem destaque as estruturas desenvolvidas durante a quarta fase de deformação (F4), materializadas por extensas zonas de cisalhamento (Figura-7), que interceptam as principais unidades litoestratigráficas da região (embasamento, supracrustais e diques máficos). Segundo Souza (1986), na região do Grupo Capim, estas zonas de cisalhamentos apresentam direções principais NNW-SSE e N-S e espessuras variáveis ao longo de sua extensão, podendo atingir até 500m (zona de cisalhamento Galo de Ouro). Os dados referenciados por este autor (op. cit.), bem como a paragênese mineral, associada aos diques máficos truncados por este tectonismo (tremolita-actinolita + plagioclásio + quartzo), indica que o efeito metamórfico associado às zonas de cisalhamento atingiu o fácies xisto verde.

Como já observado por Winge (1984b), o caráter mais antigo da foliação Sn é demonstrado pelo truncamento desta foliação por diques metamorfeizados no fácies anfibolito. Estes diques representariam, provavelmente, um primeiro evento de fraturamento da crosta continental, demonstrando as condições rígidas deste setor cratônico, já em tempos pré-Transamazônicos.

Dos dados geocronológicos disponíveis pelo método Rb-Sr para o CMU, apenas uma isócrona de afloramento foi produzida para presente trabalho, sendo os demais compilados de Mascarenhas & Garcia, (1989) e recalculados no CPGeo (Figura-5). Vale acrescentar que a excessão do diagrama isocrônico apresentado na Figura-8, todos os demais diagramas isocrônicos produzidos a partir dos dados obtidos e compilados no presente trabalho, foram traçados utilizando-se o modelo de regressão linear de Williamson (1968).

A integração dos dados geocronológicos publicados por Mascarenhas & Garcia (1989), sugeriu a existência de rochas gnaissicas arqueanas na região de Uauá, referindo-se a um ortognaisse tonalítico situado a sul da cidade de Uauá (PT-01 - Figura 7), com idade de aproximadamente 3,0 G.a. e razão inicial de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (RI) igual a 0.7016 (Figura-8). Entretanto o diagrama conta com apenas quatro pontos, não muito bem alinhados e com erros analíticos elevados, quando comparados com os valores das amostras processadas para este trabalho, afora as razões $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ baixas, o que limita o valor interpretativo do resultado. Adicionalmente, Sato (1986) apresentou um diagrama isocrônico de melhor qualidade com amostras de gnaisse tonalítico-granodiorítico de três afloramentos, amostrados ao longo da estrada que liga Uauá ao povoado de Poço de Fora (PT-02 - Figura-7), forneceu idade de 3013 ± 109 M.a. e uma $\text{RI} = 0.7009$ (Figura-9). Esta isócrona, apesar de conter amostras de três afloramentos, apresenta um bom alinhamento dos pontos, com MSWD igual a 2,7, revelando assim que a acreção desta rochas à crosta continental se deu no Arqueano.

No tocante ao tonalito Rio Capim, a partir dos dados publicados por Mascarenhas & Sá (1982), foi reconstruído neste trabalho uma isócrona, (PT-03 - Figura-7), que produziu uma idade de 3081 ± 104 M.a. e $\text{RI} = 0.7034$ (Figura-10). A isócrona apresenta uma boa distribuição dos pontos e um bom alinhamento, além de MSWD igual a 2,6. Em síntese, pelo exposto, pode-se sugerir que a região teve um pico de formação de rochas de composição tonalítica a granodiorítica entre 3,1-3,0 G.a. atrás.

Idades arqueanas mais jovens acham-se também representadas no CMU. É o caso de um afloramento de ortognaisse tonalítico homogêneo situado a norte da cidade de Uauá (PT-04 - Figura-7), por nós amostrado, tendo sido, para este trabalho, selecionadas cinco amostras para estudo isotópico Rb-Sr em rocha total. Na construção do diagrama isocrônico, foram utilizadas ainda três datações pre-existentes deste mesmo afloramento, referenciadas por Mascarenhas & Garcia (1989). A isócrona forneceu idade de 2706 ± 179 M.a. para uma $\text{RI} = 0.7032$ (Figura-11). O MSWD da ordem de 1,0 é compatível com uma amostragem cogenética. Nota-se que a isócrona não apresenta grande

Figura 8- Diagrama isocrônico Rb/Sr para as rochas gnaíssicas do Complexo Metamórfico Uauá (CMU). Recalculada de Mascarenhas & Garcia (1989).

Figura 9- Diagrama isocrônico Rb/Sr para as rochas gnaíssicas do CMU. Recalculada de Sato (1986).

Figura 10- Diagrama isocrônico Rb/Sr para o tonalito Rio Capim (CMU). Recalculada de Mascarenhas & Garcia (1989).

Figura 11- Diagrama isocrônico Rb/Sr para as rochas gnaíssicas do CMU.

espalhamento dos pontos, refletindo uma homogeneidade nas razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ das amostras analisadas. Esta idade de 2,7 G.a. é aqui interpretada como representante da idade do metamorfismo destes tonalitos, logo após sua intrusão na crosta continental. Todavia, o último evento metamórfico na fácies anfibolito na região possui idade do Proterozóico Inferior, como demonstrado pelos dados K-Ar no CMU, apresentados na Figura-6. Assim o evento metamórfico arqueano datado representaria, provavelmente, a época de desenvolvimento da foliação S_n dos gnaisses, a qual foi dobrada no Proterozóico Inferior sob o efeito do ciclo Transamazônico. Vale comentar ainda que idades da ordem de 2,7 G.a. têm sido frequentemente identificadas no CSF, em rochas metamórficas, a exemplo do Complexo Jequié (Mascarenhas & Garcia, 1989) e na extremidade sul do CSF no estado de Minas Gerais (Teixeira, 1985b).

Ainda no CMU, uma isócrona de referência foi obtida por Mascarenhas & Garcia, (1989), em migmatitos e granitóides, amostrados do seu setor leste, nas proximidades de Bendegó (PT-05 - Figura 7). O diagrama isocrônico com seis pontos, produziu idade de 2137 ± 53 M.a. e $\text{RI} = 0.70301$ (Figura-12). Este diagrama isocrônico, apresenta pontos alinhados e bem distribuídos ao longo da reta, dando credibilidade aos valores da idade e razão inicial obtidos. Deste modo, com base na baixa razão inicial encontrada, é viável propor que teria ocorrido formação subordinada de rochas derivadas do manto no Proterozóico Inferior, embora se reconheça as limitações quanto à potencialidade do método Rb-Sr neste tipo de interpretação. Este plutonismo proterozóico, pode estar representado pelos ortognaisses de composição granítica-granodiorítica mapeados por Souza (1984) a oeste de Bendegó (Figura-7), associando-se à granitogênese proterozóica da região centro norte do estado da Bahia, comentado anteriormente.

Os dados geocronológicos K-Ar do CMU, estão representados na Figura-6 e Tabela-3. Podemos notar que os anfibólios apresentaram idades mais antigas que as biotitas, como é o caso da amostra LR-7027 do ortognaisse tonalítico situado a norte da cidade de Uauá (PT-04 - Figura-7). A análise ^{40}Ar - ^{39}Ar em biotita deste mesmo afloramento forneceu uma idade

Figura 12- Diagrama isocrônico Rb/Sr para as rochas gnaissicas do CMU. Segundo Mascarenhas & Garcia (1989)

Figura 13- Espectro de idade $\text{Ar}^{40}/\text{Ar}^{39}$ para uma amostra de biotita do CMU.

platô de 2147 ± 5 M.a., como pode ser observado na Figura-13, considerando-se os "steps" de 5 a 8; por outro lado, a análise K-Ar em biotita deste mesmo afloramento forneceu idade de 2014 ± 48 M.a. (Figura-6). Esta diferença de idades entre os métodos $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ e K-Ar, provavelmente está refletindo a potencialidade de cada método, que no caso do K-Ar produz uma idade média, pois a fusão da amostra para extração do argônio radiogênico é total. Isso impossibilita o monitoramento da liberação do argônio radiogênico a diferentes temperaturas, como é o caso do método $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$. É notável, também, que a biotita do ortognaisse granodiorítico LR-21 (Figura-7), apresenta a idade mais jovem obtida no K-Ar (Figura-6; Tabela-3), representando assim os estágios terminais de resfriamento das rochas gnaíssicas do Complexo. Fica claro portanto que, durante o ciclo Transamazônico, as rochas gnaíssicas formadas no Arqueano do Complexo Metamórfico Uauá tiveram seu sistema isotópico K-Ar totalmente rejuvenescido.

Vários autores (e.g. Andritzky, 1968; Winge & Danni, 1980; Winge, 1984a; Jardim de Sá et al., 1984) propuseram que as rochas gnaíssicas da região de Uauá representariam o embasamento do Grupo Capim, enquanto que Mascarenhas & Sá (1982) e Figueiredo (1989), numa tentativa de correlacionar o Grupo Capim com o greenstone do Itapicuru, consideraram que os ortognaisses tonalíticos que ocorrem a oeste do Grupo Capim, representariam um domo manteado. A interpretação dada pelos primeiros autores nos parece ser a mais acertada, pois encontra suporte em dados de campo, uma vez que são reconhecidos xenólitos dos gnaisses quartzo-feldspáticos e de metavulcânicas máficas e félsicas do Grupo Capim nesses ortognaisses (Jardim de Sá et al., 1984), denotando assim, seu caráter mais jovem.

Por outro lado, análises geocronológicas e isotópicas complementares seriam de suma importância para o entendimento do quadro evolutivo do Complexo Metamórfico Uauá, principalmente com a aplicação de outras metodologias, como U-Pb, Pb-Pb e Sm-Nd. Entretanto, não podemos deixar de reconhecer a necessidade de mapeamentos em escala de detalhe ou semi-detalhe das rochas desta região.

IV.2- COMPLEXO CARAÍBA

A região do Vale do rio Curaçá (Figura-14), tem sido alvo de sucessivas investigações geológicas, principalmente devido a sua importância econômica, uma vez que encerra corpos máfico-ultramáficos portadores de sulfetos de cobre.

Os principais trabalhos desenvolvidos nos últimos anos (Delgado & Dalton de Souza, 1975; Lindenmayer, 1981; Figueiredo, 1981, 1982, 1989; Jardim de Sá et al., 1982; Hasui et al., 1982; Silva, 1985; Oliveira, 1990; 1991) reconheceram as principais unidades litoestratigráficas da área e montaram a história tectono-metamórfica para estas rochas.

O Complexo Caraíba (CC) (Figueiredo, 1981; 1982) é constituído por uma assembléia de rochas de médio a alto grau metamórfico (facies anfibolito a granulito), com gnaisses félsicos a intermediários (por exemplo, com composições dioríticas até monzograníticas), migmatitos, rochas máficas e ultramáficas, calco-silicáticas, além de diopsiditos, formação ferríferas bandadas e grafita gnaisses subordinados. Estas unidades incorporam feições que denotam um caráter polifásico, com cinco fases de deformação e metamorfismo associado (Jardim de Sá et al., 1982; Silva, 1985). As três fases de deformação principais (F1-F3), são acompanhadas por intrusão de granitóides e fenômenos de migmatização. A primeira fase (F1) é caracterizada por dobras isoclinais com eixos N-S, intrusões dos ortognaisses tonalíticos (G1), migmatização e metamorfismo em condições de fácies anfibolito. A segunda fase (F2) é considerada como responsável pelo desenvolvimento de dobramentos isoclinais com eixo E-W, migmatização e intrusão de ortognaisses com composição tonalítica a granodiorítica (G2), tendo o metamorfismo atingido o fácies granulito. A terceira fase de deformação (F3), corresponde a dobras fechadas e levemente abertas com eixos de direção N-S, forte foliação penetrativa e desenvolvimento de zonas de cisalhamento N-S. Esta fase é

Figura 14- Esboço geológico da região do Vale do rio Curaçá. Adaptado de Delgado & Souza (1975) e Lindemeyer (1981).

acompanhada por intrusão de granitos sintectônicos, tendo o metamorfismo regional atingido condições de fácies anfibolito. As duas últimas fases de deformação (F4 e F5), provocaram ondulação dos eixos das dobras das fases anteriores e o estabelecimento de sistemas de fraturas de direção NE-SW ao longo das quais se colocou o enxame de diques máficos do Vale do rio Curaçá, objeto de investigação neste trabalho.

No modelo geotectônico apresentado por Figueiredo (1989), para evolução geológica da porção nordeste do CSF, o CC corresponderia a uma sequência supracrustal arqueana, intrudida por granitóides de composição tonalítica a granodiorítica, também de idade arqueana, sendo posteriormente afetada por metamorfismo de alto grau e por episódio granitogênico no Proterozóico Inferior.

Segundo Lindemayer (1981), as rochas de composição máfica-ultramáfica do Vale do Curaçá apresentam caráter intrusivo e foram derivadas por um processo de cristalização fracionada de um líquido toleítico rico em titânio e previamente diferenciado, sugerindo ainda que a sequência hiperstenitonorito-gabro-anortosito poderia representar a estratigrafia original. Por outro lado, Oliveira (1990), baseado em estudos petrológicos e geoquímicos, sugere que as rochas máfico-ultramáficas mineralizadas a cobre do Vale do rio Curaçá seriam formadas por injeções múltiplas em forma de dique e/ou veios de um magma norítico-hiperstenítico que, anteriormente, já estava sofrendo cristalização fracionada. Tais injeções estariam relacionadas a primeira fase de deformação e metamorfismo da região, muito provavelmente associada a dois ou mais eventos distensivos.

Do ponto de vista geocronológico, o CC se insere no Domínio da Costa Atlântica (Domínio VI) definido por Mascarenhas & Garcia (1989) no Mapa Geocronológico do Estado da Bahia, sendo tectonicamente representativo do Cinturão Móvel Salvador-Juazeiro. O cinturão possui idades predominantes do Proterozóico Inferior, tendo núcleos com idades arqueanas parcialmente ou totalmente preservados em seu interior. Várias determinações acham-se disponíveis para as rochas do CC, através dos métodos K-Ar, Rb-Sr e U-Pb.

Lindemayer (1981) apresenta um diagrama isocrônico para as rochas granulíticas da região da mina de Caraíba, com idade de 2850 $\pm$ 200 M.a.. Este diagrama possui apenas três pontos, todos muito próximos do eixo das abcissas, colocando a validade desta idade em julgamento. A tendência de encontrar valores isocrônicos Rb-Sr arqueanos nas rochas granulíticas do CC foi também comentada por Brito Neves et al., (1980), que destacaram também o fato de ocorrerem resultados mais jovens sugerindo o efeito da atuação do ciclo Transamazônico, promovendo re-homogenização isotópica dos litotipos nesta região. Tal constatação foi bem analisada por Mascarenhas & Garcia (1989), tendo estes autores destacado que várias foram as tentativas de se estabelecerem isócronas Rb-Sr para rochas tidas como arqueanas nesta região, tendo os resultados apresentado sistematicamente valores do Proterozóico Inferior. Contudo, algumas amostras exibiram uma tendência de situarem em alhamentos que forneceria idades arqueanas, demonstrando assim, a possível presença de uma crosta remanescente parcialmente rejuvenecida nesta região durante o Proterozóico Inferior.

Através do convênio da Secretaria de Minas e Energia do Estado da Bahia e o CPGeO-USP (SME-Ba/CPGeO-USP), foram produzidas duas isócronas (Rb-Sr) de afloramento para as rochas granulíticas desta região, como tentativa de estabelecer idades isocrônicas de maior valor interpretativo e significado geológico. Os diagramas isocrônicos revelaram valores do Proterozóico Inferior, com idades variando entre 2190 e 2200 M.a. e razões iniciais de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0.7067 e 0.7064 respectivamente (Figuras-15 e 16; PT-01 e PT-02 - Figura-14). Estas isócronas, apesar de possuírem um número reduzido de pontos, apresentam bom alinhamento e boa distribuição dos pontos no diagrama isocrônico, assegurando assim, os valores da razão inicial e das idades obtidas. Os valores relativamente altos das razões iniciais sugerem que estas rochas foram formadas a partir do retrabalhamento de materiais crustais precursores com idades pré-transamazônicas, representados possivelmente por supracrustais arqueanas na concepção de Figueiredo (1982, 1989). A oeste do povoado de Poço de Fora, foi obtida uma isócrona em

Figura 15- Diagrama isocrônico Rb/Sr para as rochas granulíticas do Complexo Caraíba. Segundo Mascarenhas & Garcia (1989).

Figura 16- Diagrama isocrônico Rb/Sr para as rochas granulíticas do Complexo Caraíba (CC). Segundo Mascarenhas & Garcia (1989).

afloramento de ortogneisse-charnoquítico (PT-03; Figura-14) com idade de 2159 ± 84 M.a. e $RI = 0.7040$ (Figura-17). A razão inicial apesar de mais baixa que aquelas dos granulitos (Figuras-15 e 16), constitui ainda um valor relativamente alto para materiais derivados diretamente do manto nesta época, sugerindo, assim, que houve participação de materiais crustais na formação destes ortogneisses, ou mesmo, que eles tenham sido formados a partir de fusão parcial de materiais com baixas ou moderadas razões Rb/Sr, como sugerido por Sato (1986). Ainda nesta região, uma isócrona de afloramento (PT-04; Figura-14), em ortogneisse de composição tonalítica-granodiorítica forneceu idade de 2295 ± 58 M.a. e $RI = 0.7016$ (Figura-18). Neste caso, a baixa razão inicial parece apontar para um fenômeno de acreção mantélica à crosta continental durante o Proterozóico Inferior.

Independentemente do exposto acima, a forte atuação do ciclo Transamazônico pode ser demonstrada regionalmente também através de uma isócrona de referência apresentada (Figura-19), em que estão representados os dados analíticos de 22 amostras de rochas datadas, tendo o diagrama isocrônico produzido uma idade média de 2223 ± 22 M.a..

Por outro lado, o registro do ciclo Transamazônico também é marcado na região, através das determinações U-Pb em zircões nos ortogneisses tonalíticos G2, (segundo a classificação de Jardim de Sá et al., 1982), com intercepto superior no diagrama indicando idade de 2200 M.a.. Já nos granulitos G3 foi obtida uma indicação de intercepto superior da discordância em 2150 M.a. (Figura-20) (Gaál et al., 1987).

Há apenas duas determinações K-Ar (amostras R-22-RS e OB-V/cb1; tabela-3 e Figura-6) para o CC, uma em biotita e outra em plagioclásio de granulitos. A análise da biotita revelou idade de aproximadamente 1,7 G.a. compatível com as idades do resfriamento regional do ciclo Transamazônico, tendo por outro lado, o plagioclásio revelado idade do Proterozóico médio (aproximadamente 1,2 G.a.). Esta última refletiria perda parcial de argônio radiogênico, provavelmente devido a baixa retentividade do retículo cristalino do mineral ou mesmo ao efeito do aquecimento da região na época de intrusão do enxame

Figura 17- Diagrama isocrônico Rb/Sr para as rochas gnaíssicas do CC. Segundo Mascarenhas & Garcia (1989)

Figura 18- Diagrama isocrônico Rb/Sr para as rochas gnaíssicas do CC. Segundo Mascarenhas & Garcia (1989).

Figura 19- Diagrama isocrônico de referência para as rochas do CC. Segundo Mascarenhas & Garcia (1989).

Figura 20- Diagrama concordia para os zircões dos tonalitos G2 (AP-I e AP-II) e granitos G3 (GT-I) do Complexo Caraíba (CC). Dados inéditos de Gaál et al. (1987)

Figura 21- Diagrama de evolução de estrôncio para as rochas do Complexo Metamórfico Uauá (CMU) e Complexo Caraíba (CC).

de diques máficos do Vale do rio Curaçá, como veremos em seguida.

Em síntese, o CC demonstra uma evolução predominantemente transamazônica, com base na geocronologia Rb-Sr, U-Pb e K-Ar. Entretanto, as razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ disponíveis sugerem um importante caráter de retrabalhamento crustal, conforme será visto no item abaixo.

IV.3 EVOLUÇÃO ISOTÓPICA DE Sr

No tocante a evolução isotópica do Sr, na Figura 21, está representado o diagrama de evolução isotópica de Sr para as rochas da região de Uauá (CMU) e Vale do rio Curaçá (CC). O diagrama apresentado foi construído com base nos dados isotópicos dos diagramas isocrônicos anteriormente discutidos, listados no Anexo-1.

O diagrama mostra que os ortognaisses tonalíticos do CMU formaram-se no Arqueano, a partir do manto superior, possivelmente de protolitos com idade mínima de 3,1 G.a. (linhas A, B e C). É notável ainda, que a linha de evolução isotópica dos ortognaisses tonalíticos situados a norte da cidade de Uauá (linha D), inicia-se há 2,7 G.a. sobre a linha de evolução dos ortognaisses situados a sul da mesma cidade (linha C), sugerindo, portanto, que o primeiro evoluiu isotopicamente a partir do retrabalhamento de materiais com evolução isotópica de Sr similar aos materiais da linha C.

O Proterozóico Inferior no CMU é representado pelas rochas de composição granítico-granodioríticas (linha E), as quais apresentam evolução isotópica compatível com materiais originados no manto superior durante a atuação do ciclo Transamazônico. Entretanto, estas rochas apresentam valores da razão inicial de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ acima da curva de evolução do manto naquela época, indicando assim, a participação de materiais crustais na sua formação.

Para as rochas do CC, o diagrama de evolução de estrôncio mostrou-se interessante, tendo as rochas granulíticas (linhas F, G e H) apresentado linhas de evolução que se iniciam sobre as curvas de evolução dos ortognaisses tonalíticos da região do CMU, sugerindo que estas rochas foram formadas e/ou metamorfisadas no Proterozóico Inferior a partir de materiais com composições semelhantes aos ortognaisses do CMU. Por outro lado, acreções juvenis a crosta continental no Proterozóico estariam também representadas pela linha de evolução-I, com essas amostras indicando uma razão inicial coerente com a evolução do manto superior.

Em síntese, aparentemente o CMU teve como época principal de formação de rochas de composição tonalítica a granodiorítica entre 3,1-3,0 G.a., as quais foram deformadas e metamorfisadas há 2,7 G.a.. Por outro lado, durante a orogenia Transamazônica as rochas que compõem o CMU foram novamente submetidas a deformação e metamorfismo, em associação à geração de rochas de composição granodiorítica, com posterior rejuvenescimento do sistema isotópico K-Ar.

No tocante às rochas que compõem o CC, fica claro a importância da evolução no Proterozóico Inferior, notadamente durante o ciclo Transamazônico, com a participação de processos de acreções de materiais mantélicos e retrabalhamento crustal acompanhados por deformação e metamorfismo de alto grau.

CAPÍTULO V - O MAGMATISMO BÁSICO FISSURAL

Neste capítulo apresentaremos as principais feições geológicas, geocronológicas, petrográficas, geoquímicas e paleomagnéticas dos enxames máficos de Uauá e Vale do rio Curaçá. Evidentemente, será dada ênfase à discussão geocronológica, já que este é o tema principal deste trabalho. A discussão geocronológica será precedida por uma abordagem sobre a problemática de datação de diques máficos.

Vale comentar que a metodologia geocronológica adotada para determinação das idades de intrusão dos diques máficos pesquisados tem sido utilizada por poucos pesquisadores a nível mundial. Entretanto, considera-se aqui que o método Rb-Sr utilizado é uma alternativa interessante e confiável, em que pese a necessidade de dados isotópicos complementares por outras metodologias (e.g. U-Pb e Sm-Nd). Espera-se enfim que o presente trabalho sirva de incentivo para estudos semelhantes, como também para o aprimoramento das técnicas aqui utilizadas.

V.1- O ENXAME DE DIQUES MÁFICOS DE UAUÁ

O enxame de diques máficos de Uauá aflora em torno da cidade de mesmo nome e distribui-se por uma área de aproximadamente 2500 Km², apresentando forma lenticular, sigmoidal, tendo seus limites leste e oeste definidos por cisalhamentos regionais de direção NNW-SSE e N-S (Figura-7). Os diques são intrusivos nas rochas arqueanas do Complexo Metamórfico Uauá, estendendo-se para oeste até as proximidades do Complexo Caraíba e a leste até a borda oeste da sequência supracrustal do Grupo Capim. Trata-se de um dos enxames de diques mais expressivos e mais bem preservados do CSF e constitui-se o maior enxame de diques precambriano da Bahia.

Possivelmente, configura uma das maiores atividades magmáticas intraplaca, de caráter básico do Precambriano da América do Sul.

Os trabalhos pioneiros executados neste enxame de diques devem-se a diversos autores, destacando-se os estudos de Barbosa (1966), que sugeriu idade mesozóica para este magmatismo; Andritzky (1968;1969;1971) reconhecendo duas gerações de diques na região; Rao (1968) apresentando alguns dados petroquímicos destes diques e Beurlen (1970) definindo três fases de deformação para as rochas gnaíssicas da região, relacionando-as com a intrusão dos diques. Os trabalhos mais recentes desenvolvidos por Winge (1984a); Jardim de Sá et al. (1984); Oliveira e Montes (1984); Wirth et al. (1990); Bastos Leal & Menezes (1990); D'Agrella Filho & Pacca (1991); Bellieni et al. (1991) e Menezes & Bastos Leal (1991), caracterizaram e discutiram alguns aspectos geológicos, petrográficos, geoquímicos, paleomagnéticos e geocronológicos deste magmatismo básico fissural.

Em concordância com os trabalhos pioneiros de Andritzky (1968; 1969); Beurlen (1970) e Jardim de Sá et al. (1984), duas gerações de diques máficos são atualmente reconhecidas na região, as quais foram subdivididos por Menezes & Bastos Leal (1991) em cinco grupos distintos em função dos aspectos de campo, da composição química, da intensidade do metamorfismo e da mineralogia e texturas associadas.

Os diques são cortados por extensas zonas de cisalhamento de direção N-S e NNW-SSE. Estes cisalhamentos ocorrem principalmente margeando o enxame de diques, de modo que aqueles diques que ocorrem nas margens do enxame estão intensamente deformados e metamorfisados.

Cabe ainda acrescentar que diques de composição norítica foram identificados por Oliveira (1989) e representam, possivelmente, o último evento magmático da região dada a inexistência de metamorfismo e deformação nestas rochas. Entretanto, estes diques não serão analisados neste trabalho, uma vez que, sua ocorrência parece ser muito limitada e como tal não foram observados nas etapas de campo realizadas.

Os diques que compõem a primeira geração, (Menezes & Bastos Leal, 1991), foram amostrados a sul do povoado de

Caratacá, na estrada que liga este povoado à cidade de Uauá e nas proximidades desta cidade. Trata-se de corpos de coloração cinza, quase preta, granulação fina a média, as vezes com foliação penetrativa bem desenvolvida, em alguns casos dobrada, com espessuras que geralmente não ultrapassam dois metros. Na Tabela-4, são apresentadas resumidamente as principais feições de campo e petrográficas deste conjunto de diques.

Petrograficamente, os diques da primeira geração foram individualizados em 2 conjuntos: O primeiro conjunto (anfibolito-1), são anfibolitos constituídos essencialmente por plagioclásio (andesina), hornblenda e, em menores proporções, por opacos, apatita, quartzo e esfeno e como minerais secundários observa-se calcita, muscovita e clorita. Apresentam texturas granoblásticas e nematoblásticas, sendo o anfibólio responsável pela orientação da rocha. Este conjunto está fortemente afetado pelas zonas de cisalhamentos, imprimindo nestas rochas forte foliação. Desse diques foram separadas três amostras para análises isotópicas pelo método K-Ar.

O segundo conjunto de diques (Tabela-4) é representado por rochas parcialmente metamorfisadas (metabásicos-1), apresentando como mineralogia principal: plagioclásio (labradorita), piroxênios (augita diopsídica e hiperstênio), hornblenda, opacos e apatita. Possui textura blasto-subofítica, onde as ripas de plagioclásio são preservadas, além de cristais de piroxênios que são envolvidos por cristais menores de piroxênios e plagioclásio parcialmente recristalizados.

Quimicamente, são toleitos continentais e o efeito do metamorfismo, aparentemente, não promoveu grandes modificações em sua composição química original, visto que, apresentam comportamento geoquímico muito semelhante àqueles da segunda geração de diques (Menezes, comunicação verbal).

Os diques metabásicos-1 apresentam notável semelhança nos teores de alguns elementos incompatíveis (Ti, Zr, Ce, Y e P), quando comparados com aqueles da segunda geração. Por outro lado, apresentam diferentes valores das razões Rb/Sr, K/Zr e Ti/Nb (valores menores), quando comparados com os diques da segunda geração (Menezes, comunicação verbal). Como as feições

TIPOS GRUPO		FÁCIES METAMÓRFICA	MINERALOGIA ESSENCIAL	MINERALOGIA ACESSÓRIA	MINERAIS DE ALTERAÇÃO	TEXTURAS	FEIÇÕES DE CAMPO
1ª G E N E R A C I O	anfibolito	ANFIBOLITO	PLAGIOCLÁSIO (ANDESINA) ANFIBÓLIO (HORNBLENDA)	OPACOS APATITA QUARTZO ESFENO	CALCITA MUSCOVITA CLORITA	GRANOBLÁS-TICA NEMATOBLÁS-TICA	APRESENTAM FOLIAÇÃO PENETRATIVA BEM DESENVOLVIDA, POR VEZES, DOBRADA; MOSTRAM-SE MUITO FRATURADOS
	meta-básicos 1	ANFIBOLITO BAIXO	PLAGIOCLÁSIO (LABRADORITA) PIROXENIOS (AUGITA E HIPERSTENIO)	OPACOS APATITA ANFIBÓLIO (HORNBLENDA)	CARBONATO SERICITA	BLASTO SUBOFÍTICA	NÃO APRESENTAM FOLIAÇÃO METAMÓRFICA; ENCONTRAM-SE MUITO FRATURADOS
2ª G E N E R A C I O	anfibolito 2	ANFIBOLITO	PLAGIOCLÁSIO (ANDESINA ?) ANFIBÓLIO (HORNBLENDA)	OPACOS APATITA	CARBONATO SERICITA	GRANONEMATOBLASTICA (RARA OFÍTICA E SUBOFÍTICA)	APRESENTAM FOLIAÇÃO METAMÓRFICA BEM DESENVOLVIDA
	meta-básicos 2	ANFIBOLITO BAIXO	PLAGIOCLÁSIO (LABRADORITA-ANDESINA) ANFIBÓLIO (HORNBLENDA-ACTINOLITA)	QUARTZO EPIDOTO OPACOS BIOTITA	CARBONATO MUSCOVITA SERICITA CLORITA	OFÍTICA SUBOFÍTICA INTERGRANULAR	SÃO AFETADOS POR ZONAS DE CISALHAMENTO, AS QUAIS IMPRIMEM FRACA FOLIAÇÃO E INTENSO FRATURAMENTO
	meta-básicos 3	INCIPIENTE	PLAGIOCLÁSIO (BITONITA-LABRADORITA) PIROXENIOS (AUGITA, PI-GEONITA E HIPERSTENIO)	HORNBLENDA OPACOS APATITA QUARTZO BIOTITA	CARBONATO SERICITA EPIDOTO	SUBOFÍTICA OFÍTICA INTERGRANULAR	MOSTRAM INDÍCIOS DE METAMORFISMO E/OU DEFORMAÇÃO. APRESENTAM CONTATOS RETOS E ESTÃO ROMPIDOS SEGUNDO OS PLANOS DAS FRATURAS DE RESFRIAMENTO

TABELA 4- Principais características petrográficas e de campo do enxame de diques máficos de Uauá.

texturais e mineralógicas destes diques estão relativamente bem preservadas, bem como, devido as diferenças químicas com aqueles da segunda geração, foram separadas duas amostras para análises isotópicas (LR-33 e LR-34) pelo método Rb-Sr (em concentrados minerais e rocha total) e K-Ar (em plagioclásios) para comparação.

Estudos paleomagnéticos desenvolvidos por D'Agrella Filho & Pacca (1991), mostraram que a maioria destes diques apresenta baixa intensidade da magnetização remanescente natural e comportamento instável durante o tratamento paleomagnético. Entretanto, algumas amostras apresentaram comportamento estável da magnetização, apontando uma direção norte-nordeste com inclinações positivas.

A segunda geração de diques é mais expressiva geograficamente (perfazendo cerca de 85% dos corpos amostrados) e ocorre preenchendo fraturas extencionais e/ou de cisalhamento, estando orientados preferencialmente nas direções NE-SW e N-S, e subordinadamente direção NW-SE (Figura-7). Afloram principalmente sob a forma de grandes cristas alongadas, que se sobressaem na paisagem plana da região, ocorrendo também sobre a forma de grandes blocos rolados e alinhados segundo suas direções, nos leitos dos riachos e nos cortes de estrada. Possuem formas retilíneas, são levemente curvos, sinuosos e, em alguns casos, rompidos "en échelon". Suas espessuras variam de poucos centímetros até vinte metros, predominando corpos com espessuras de 1-3 metros, apresentam extensões desde decimétricas até quilométricas, nestes últimos casos, quando observados em fotografias aéreas.

Macroscopicamente, são diabásios de coloração preta, maciços, predominantemente isotrópicos, mas por vezes apresentando fraca foliação, quando afetados pelas zonas de cisalhamento desenvolvidas na fase (F4) conforme definida por (Jardim de Sá et al., 1984).

Com base nas observações de campo e estudos petrográficos, além de dados geoquímicos e geocronológicos, esta segunda geração de diques foi subdividida em três conjuntos (Menezes & Bastos Leal, 1991), reconhecidos,

principalmente pelas suas características estruturais, petrográficas e geoquímicas entre eles. A Tabela-4 apresenta as principais feições de campo e petrográficas destes diques.

O primeiro conjunto de diques, denominado de anfibolitos-2, é representado pelas rochas mais evoluídas do ponto de vista metamórfico da segunda geração, tendo sido amostrado principalmente a sul-sudeste do povoado de Caratacá. Observa-se em alguns destes corpos, fraca foliação metamórfica definida pela orientação de cristais de anfibólio. Neste caso, há uma recristalização quase que completa das ripas de plagioclásio (andesina?) e as hornblendas apresentam-se compactas e bem formadas, embora sejam reconhecidos cristais de piroxênios reliquiais. A textura é granonematoblástica, embora o aspecto textural primário possa ser ainda reconhecido em algumas seções delgadas.

O segundo conjunto de diques (metabásicos-2), foi amostrado na porção leste do enxame e apresenta distribuição condicionada pelas zonas de cisalhamento, que ocorrem neste setor (Figura-7). Representam uma progressão do metamorfismo superimposto aos diques do terceiro conjunto, mostrando assim, modificação da mineralogia original, porém preservando as feições texturais primárias: as ripas de plagioclásio (labradorita-andesina) apresentam-se saussuritizadas e/ou sericitizadas e mostram um núcleo "clouded" com bordas mais claras; os piroxênios são pseudomorfizados para agregados de quartzo-hornblenda, formando um único grão, com inclusões de quartzo em forma de gotículas, embora em alguns grãos, os piroxênios sejam reconhecidos, devido ao seu relevo mais forte e cor de interferência mais elevada que o anfibólio. Ocorrem subordinadamente, quartzo, biotita, opacos e epidoto, além de carbonato, muscovita, sericita e clorita como minerais secundários. Destas rochas metabásicas, foram selecionadas três amostras para análise isotópicas pelo método K-Ar (em anfibólitos), com objetivo de se estimar a idade das zonas de cisalhamento que os interceptam, conforme já adiantado.

O terceiro conjunto (metabásicos-3), apresenta ampla distribuição geográfica no enxame de Uauá (Figura-7), ocorrendo notadamente na sua porção mais a oeste. Trata-se das rochas

menos afetadas pelo metamorfismo, com a mineralogia e texturas primárias são preservadas, e apresentando, em alguns casos, recristalização incipiente. São constituídos essencialmente por plagioclásio (bitonita a labradorita) e piroxênios (augita, pigeonita e hiperstênio) e, em menores proporções, por hornblenda (bordejando os piroxênios), além de rara biotita, opacos, apatita e quartzo, ocorrendo calcita, epidoto, muscovita e argilo minerais (sericita) como produtos de alteração. Predominam nestas rochas as texturas ofítica à subofítica e intergranular.

Este terceiro conjunto de diques da segunda geração, por representar os corpos menos transformados textural e mineralogicamente de todo o enxame estudado, juntamente com os metabásicos-1 (Tabela-3), foram selecionados para as análises isotópicas Rb-Sr, seguindo a metodologia anteriormente apresentada no item II.2.2.3..

Quimicamente, os diques da segunda geração apresentam afinidade toleítica e baixo teores de elementos incompatíveis. Pequenas diferença químicas são observadas entre os três conjuntos de diques, principalmente no tocante aos elementos de maior mobilidade (nos diques metabásicos-2), sugerindo a participação de fluidos associados ao desenvolvimento das zonas de cisalhamento (Menezes & Bastos Leal, 1991). Entretanto, assim como para os diques da primeira geração, não são observadas grandes modificações químicas, pela atuação do metamorfismo nestas rochas, principalmente quando é analisada a composição dos elementos incompatíveis (Ti, Y, Zr, Nb, Rb, P e Ce) (Menezes, comunicação verbal).

Os estudos paleomagnéticos (D'Agrella Filho & Pacca, 1991), mostraram que os diques da segunda geração apresentam a mesma direção de magnetização daqueles da primeira geração, fato que levou os autores (op. cit.) a considerar esta direção de magnetização como secundária e relacionada ao ciclo Transamazônico, com base na geocronologia disponível para estes corpos.

V.2- O ENXAME DE DIQUES MÁFICOS DO VALE DO RIO CURAÇÁ

O enxame de diques máficos do Vale do rio Curaçá, aflora ao longo da região do vale do rio de mesmo nome, e são balizados a oeste pelo domínio das rochas que compõem o Complexo Gnaíssico Senhor do Bonfim e a leste pelo sienito da Serra de Itiúba (Figura-14). Os diques são intrusivos nos metamorfitos de alto grau que compõem o CC, cuja evolução crustal ocorreu notadamente no Proterozóico Inferior.

Os primeiros trabalhos geológicos realizados na região deram pouca importância a esta atividade magmática básica fissural, tendo sua abordagem limitada a breves citações na literatura. Neste sentido, destacam-se os trabalhos de Delgado & Souza (1975), que mapearam e descreveram as principais feições de campo e petrográficas destes diques. Gava et al. (1983) e Seixas et al. (1985) sugeriram a contemporaneidade entre os enxames de diques de Curaçá e Uauá, tendo denominado este magmatismo de Vulcanismo Caratacá, com base em dados petrográficos e de campo, além de interpretações fotogeológicas. Os diques apresentam direção NE-SW e formas retilíneas, seguindo o padrão de fraturamento regional. Possuem cor preta, são maciços e apresentam espessuras variando de poucos centímetros até alguns metros, tendo espessuras médias em torno de 4 metros e extensões que podem alcançar alguns quilômetros. Apresentam-se muito fraturados e alterados intempericamente, mostrando exfoliação esferoidal, podendo-se observar eventualmente, xenólitos das rochas encaixantes. É notável ainda, variação granulométrica de fina a média das bordas para o centro.

Petrograficamente são compostos por olivina, plagioclásio e clinopiroxênio (titano-augita) como mineralogia principal, tendo como acessórios, magnetita, ilmenita, apatita e ocasionalmente anfibólio (tremolita) e biotita. Como minerais secundários são observados sericita, epidoto e menos frequentemente carbonato como produto de alteração (Tabela-5).

TIPOS	MINERALOGIA ESSENCIAL	MINERALOGIA SECUNDÁRIA	MINERAIS DE ALTERAÇÃO	TEXTURAS	FEIÇÕES DE CAMPO
DIQUES	OLIVINA PLAGIOCLÁSIO (LABRADORITA) TITANO-AUGITA	OPACOS ANFIBÓLIO (TREMOLITA) APATITA BIOTITA	SERICITA CARBONATO EPIBOTO	OFÍTICA	APRESENTAM-SE RE- TILÍNEOS E MUITO FRATURADOS; GE- RALMENTE INTEMPER- RIZADOS

TABELA 5- Principais características petrográficas e de campo do enxame de diques máficos do vale do rio Curaçá.

Os estudos geoquímicos desenvolvidos por Oliveira (1989) e Oliveira & Tarney (1991), revelaram que os diques do Vale do rio Curaçá possuem tendência alcalina exibindo variação química interna, caracterizada por enriquecimento em elementos traços e incompatíveis no centro em relação às margens, mostrando ainda um maior fracionamento em terras raras nas bordas em relação ao centro. Segundo Oliveira (1989) e Oliveira & Tarney (1991), a distribuição geoquímica dos elementos incompatíveis e terras raras sugere que estes diques foram formados a partir da fusão de uma fonte mantélica enriquecida em granada e a variação química inter-dique poderia ser explicada por sucessivas injeções magmáticas a partir de uma câmara magmática zonada, além de padrão geoquímico semelhante àquele observado nos basaltos de ilhas oceânicas.

Dados paleomagnéticos preliminares apresentados por D'Agrella Filho & Pacca (1991), revelaram direções de magnetização diferentes daquelas encontradas para os diques de Uauá, sugerindo desta forma, que a colocação dos diques de Curaçá não é contemporânea a do enxame de diques de Uauá.

Em termos de estudos geocronológicos do presente trabalho, foram selecionadas duas amostras, para análise pelo método Rb-Sr (em concentrados minerais e rocha total). Adicionalmente, foi efetuada uma datação K-Ar (em plagioclásio) com o intuito de demonstrar as diferenças potenciais deste método, em relação ao Rb-Sr.

V.3- ANÁLISES GEOCRONOLÓGICAS EM DIQUES MÁFICOS: PROBLEMÁTICA E SUGESTÕES QUANTO AO PROCEDIMENTO

Numa avaliação detalhada da problemática geocronológica envolvida na datação de diques básicos, verifica-se que historicamente apesar dos diques máficos precambrianos proporcionarem bons resultados paleomagnéticos (Schwarz et al., 1987; D'Agrella Filho et al., 1989, 1990; Halls & Palmer, 1989; Heaman, 1991), o potencial dessas interpretações têm sido um tanto limitado, com prejuízo no quadro de reconstrução da curva de deriva polar aparente para o Precambriano, face as deficiências das metodologias geocronológicas tradicionais utilizadas em tais tipos de rochas.

De uma maneira geral, pesquisadores de todo o mundo têm feito uso da metodologia K-Ar para a determinação das idades dos diques máficos, aplicando-se frequentemente o sistema rocha total (devido a granulometria fina das rochas) e subordinadamente os sistemas minerais (quando estes permitem a sua concentração). Entretanto, a prática tem demonstrado, que esta metodologia não proporciona resultados confiáveis na determinação da idade de intrusão destes corpos, principalmente quando se trata de rochas precambrianas. Via de regra são obtidos resultados dúbios, que podem ser decorrentes de processos de assimilação parcial de argônio radiogênico, liberado por degaseificação das rochas encaixantes durante a intrusão, ou mesmo, perdas de argônio radiogênico por processo de difusão desse gás devido a atuação de eventos posteriores e/ou secundários, como metamorfismo, intemperismo, transformações hidrotermais, deutéricas e processos afins. Do mesmo modo, pode haver casos em que os teores de potássio, da rocha e/ou minerais, são modificados pela atuação de transformações pós-intrusão dos diques, configurando a abertura do sistema K-Ar.

Adicionalmente, segundo Armstrong & Ramaekers (1985), as rochas máficas com granulação muito fina não são convenientes para datação K-Ar, porque algumas espécies minerais e cristais

residuais podem ser pouco retentivos e/ou instáveis quimicamente, fato que pode levar a perdas parciais de argônio radiogênico. Estes mesmos autores, chamaram ainda a atenção para o fato de que as idades K-Ar em diques máficos podem ser mascaradas por processos de ganho ou perda de potássio como também de Ar radiogênico, desde que estes sejam afetados por aquecimento resultante de atuação de um evento ígneo, soluções hidrotermais e/ou metamorfismo de baixo grau.

Dalrymple et al. (1975) reportaram que localmente, excesso de argônio pode ser aprisionado no dique ao intrudir rochas mais antigas degaseificando-as, levando assim a uma considerável dispersão das idades K-Ar em rocha total ou mesmo minerais separados, e até em amostras de um único dique. Tal comportamento foi observado, por exemplo, nos diques da Libéria

No entanto, aparentemente para amostras de diques jovens (e.g. Mesozóicas), a metodologia K-Ar tem fornecido bons resultados como pode ser constatado nos enxames do Ceará-Mirim (Rio Grande do Norte), Arco de Ponta Grossa (Paraná), Escudo Indiano, etc. (Martins, 1991; Pinese, 1988; Murthy, 1987).

Como alternativa na determinação das idades de intrusão dos diques máficos pre-cambrianos, pode-se tentativamente utilizar o método K-Ar em minerais de rochas encaixantes, tomadas na zona de contato com os diques máficos, conforme reportado por Faure (1986) entre outros. Contudo, para realizar este procedimento são necessários alguns requisitos, tais como: os diques devem ter uma espessura mínima de modo a produzir o aquecimento de alguns centímetros das encaixantes (metamorfismo de contato), as rochas encaixantes devem conter mineralogia favorável para a aplicação do método, ou seja, minerais com alto poder de retenção de argônio radiogênico (como é o caso das micas e/ou anfibólios) e que os contatos rocha encaixante/diques estejam preservados, o que muitas vezes não ocorre.

Como alternativa promissora ao método K-Ar nestas rochas, tem sido utilizada nos últimos anos a metodologia ^{40}Ar - ^{39}Ar . Neste método, a amostra é irradiada, juntamente com uma amostra padrão, por uma fonte de neutrons que converte ^{39}K em

^{39}Ar sendo em seguida a amostra fundida no vácuo e a razão $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ então medida. Modernamente, tem se utilizado o laser para extração de argônio das amostras, fato que tem permitido a análise até mesmo de cristais individuais preservados, garantindo assim a obtenção de dados mais confiáveis, além de ampliar a sua aplicação mesmo em rochas contendo pequenas quantidades do mineral a ser analisado. Segundo Hanes et al. (1985) e Hanes (1987), esta metodologia permite determinações de idades com erro de aproximadamente 1-2% em amostras de rochas máficas e ultramáficas, mesmo se considerando que os teores de K neste materiais são extremamente baixos.

Seguramente a maior vantagem desta técnica sobre o método K-Ar, está no fato de que os teores de ^{40}Ar e ^{39}Ar são determinados em uma mesma amostra ou grão, além de permitir a obtenção de sucessivas idades a partir do aquecimento escalonado da amostra durante o experimento até a fusão total. O cálculo da idade final é obtido considerando-se apenas as idades mais significativas do espectro ("plateau age") obtido por aquecimento escalonado da amostra até a fusão final. Este procedimento permite adicionalmente, através da análise do espectro idade versus ^{39}Ar liberado em cada etapa, inferir possíveis perdas ou ganho de argônio radiogênico na amostra analisada, além de eliminar-se a possibilidade de eventuais heterogeneidades das amostras.

Diversos estudos têm mostrado o potencial da metodologia $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ quando aplicada aos diques máficos (Hanes et al. (1985); Hanes (1987); Renne et al. (1990); Bertrand et al., (1991); Feraud et al., (1991)). Nestes estudos tem se utilizado o sistema rocha total e as fases minerais individuais dos diques, ou mesmo, em alguns casos, amostras coletadas nos contatos recristalizados das rochas encaixantes. Quando aplicado ao sistema rocha total, os resultados têm sugerido pequenas porcentagens de perdas ou ganho de argônio radiogênico. A técnica de extração ou aquecimento por etapa permite diagnosticar tais fatos, possibilitando a obtenção de idades com elevado grau de confiabilidade, a exemplo do reportado para os enxames de diques no Escudo Canadense (Hanes, 1987). Já nos sistemas minerais, tanto dos diques como nos contatos com as

rochas encaixantes, resultados de excelente qualidade, tem sido obtidos em biotitas e anfibólios das encaixantes e/ou mesmo em fases minerais produzidas por alteração deutérica durante a cristalização magmática (anfibólios e/ou plagioclásios sericitizados).

Tendo em vista os problemas inerentes às determinações geocronológicas K-Ar para as rochas de composições básica e ultrabásica pré-cambrianas, como vimos acima, bem como as restrições de disponibilidade de centros de pesquisa para efetuar determinações ^{40}Ar - ^{39}Ar , vários pesquisadores tem tentativamente, e em alguns casos com sucesso, obtido idades de intrusão dos diques máficos através do método Rb-Sr.

Em uma reavaliação das idades dos enxames de diques máficos pré-cambrianos no Escudo Canadense, Gates & Hurley (1973) demonstraram que isócronas Rb-Sr mineral e rocha total produzem geralmente idades mais velhas e mais confiáveis que as idades aparentes K-Ar nos mesmos corpos. Entretanto, no caso das idades do sistema rocha total, para os diques máficos continentais, tem-se verificado a ocorrência de resultados imprecisos ou mesmo anômalos (Van Schmus, 1975; Patchett & Byland, 1977; Armstrong & Ramackers, 1985).

A restrição maior para a utilização da metodologia Rb-Sr, nos enxames de diques máficos, reside no fato de que estas rochas apresentam conteúdos homogêneos de Rb e Sr, além das baixas concentrações destes elementos (principalmente Rb), dificultando desta forma a obtenção de isócronas Rb/Sr em rocha total de boa qualidade. Por outro lado, as baixas concentrações de Rb tornam estas rochas muito sensíveis a processos de contaminação através da interação com as encaixantes, sendo que aparentemente o grau de contaminação aumenta à medida que a rocha encaixante torna-se mais ácida, conforme sugerido por Gates & Hurley (1973) e Hanes (1987). Tem sido também reportado que a ocorrência de metamorfismo de baixo grau superimposto e processos deuteríticos imprimem nas rochas máficas mobilidade de Rb e/ou Sr, produzindo assim modificações nos teores originais destes elementos e consequentemente alterando o sistema isotópico (Zindler et al., 1981; Hanes, 1987).

Além dos fatores acima mencionados, deve-se considerar que os resultados obtidos pela metodologia geocronológica Rb-Sr podem ser influenciados pelas possíveis heterogeneidades da fonte mantélica em associação aos fenômenos de contaminação crustal, pois tem-se reconhecido exemplos de enxames de diques evoluídos através de pulsos magmáticos sucessivos, cujas assinaturas geoquímicas revelam estágios diferenciados do processo de cristalização magmática, implicando em composições isotópicas distintas entre amostras de um mesmo enxame, levando nestes casos a definição de isócronas Rb/Sr fictícias.

Como alternativa ao método Rb-Sr em rocha total, isócronas minerais internas tem sido usadas (Patchett & Bylund, 1977; Patchett et al., 1978; Patchett et al., 1979; Armstrong et al., 1982; Armstrong & Ramackers, 1985; Armstrong et al., 1985). O procedimento consiste na análise de várias frações minerais e também da rocha total de uma mesma amostra de um dique. As amostras devem ser frescas e preferencialmente as porções de granulação média a grossa dos filões devem ser amostradas, afim de permitir uma melhor individualização dos grãos minerais, tornando o método de separação dos concentrados mais efetivo. A amostra deve ser britada e reduzida à granulometria de 80 ± 20 mesh, uma vez que frações mais finas tornam o método mais trabalhoso, embora a textura da rocha seja o principal fator controlador deste processo de moagem. A fração magnética (principalmente magnetita) é separada com a ajuda de um ímã de mão, enquanto que um separador magnético (Frantz) é utilizado para separar quatro ou mais concentrados minerais, nos quais predominam plagioclásio ou piroxênio. Para determinação das idades dos diques de Uauá e Curaçá, foi utilizado o procedimento acima, como foi visto no item II.2.2.3.

Os trabalhos pioneiros que utilizaram frações minerais para datação Rb/Sr de diques máficos foram apresentados por Patchett & Bylund (1977) e Patchett et al., (1978), mostrando que frações de feldspatos de diferentes densidades e concentrados de clinopiroxênios e apatita além da rocha total produzem excelentes isocronas internas. Diluindo sucessivamente tetra Bromoetano com acetona, estes autores obtiveram uma série

de concentrados de feldspato de diferentes densidades, os quais foram chamados de F1 (mais densos e mais ricos em Ca) até F10 (menos densos e mais pobres em Ca), obtendo variações significativas nas razões Rb/Sr totais, para os diferentes concentrados. Por outro lado, os concentrados de piroxênios e apatita além da rocha total também forneceram pontos analíticos que caíram sobre a mesma isócrona dos concentrados de feldspatos, garantindo assim, a confiabilidade dos resultados. Nos casos reportados, os concentrados de apatita apresentaram os valores mais baixos das razões Rb/Sr e atingindo sempre valores mais próximos da razão inicial no diagrama isocrônico.

Armstrong et. al. (1982) datando os diques e sills do Proterozóico Superior nas Montanhas Mackenzie, produziu duas isócronas internas (concentrados minerais) de boa qualidade. Adicionalmente, mostraram que as frações magnéticas (principalmente magnetita) continham teores significativos de Rb, de modo que poderiam ser utilizados no aumento de espalhamento das razões Rb/Sr melhorando assim a qualidade do diagrama isocrônico.

De outra parte, Patchett et al. (1979), estudando o comportamento isotópico e estado estrutural dos feldspatos de diques proterozóicos da Suécia, mostrou que a alteração deutérica pode causar distúrbios isotópicos por adição de estrôncio radiogênico das rochas encaixantes durante os estágios finais da cristalização magmática dos diques máficos. Os fluidos aquosos subsolvus causariam extensivo reequilíbrio estrutural nos feldspatos alcalinos intersticiais dos plagioclásios mais tardios (relativamente com altos valores da razão Rb/Sr) enquanto que os plagioclásios cristalizados inicialmente (baixas razões Rb/Sr) seriam poupados deste efeito. Evidentemente ocorreria problemas quanto ao gráfico isocrônico que refletiria uma idade anômala à intrusão.

Recentes avanços na geocronologia U-Pb, em combinação com a descoberta de que muitas rochas máficas plutônicas contém quantidades significativas de minerais ricos em urânio (especialmente badeleitas (ZrO_2) e/ou zircão ($ZrSiO_4$), tem propiciado a obtenção de idades destes rochas com precisão da ordem de 1 a 2 M.a. (Krogh et al. (1987); Heaman &

Tarney (1989). As badeleitas são particularmente melhores, pois contém altos teores de urânio (U)200 ppm), aliado a uma quantidade insignificante de chumbo comum, e raramente apresentando-se como xenocristais. Além disso, ao contrário dos zircões as badeleitas, não sofrem perdas substanciais de chumbo (Heaman, 1991).

Os estudos têm mostrado que quantidades maiores de badeleita e zircão nos diques máficos são encontrados, quando um maior esforço no campo é feito para localizar as porções mais grosseiras, ou seja porções mais diferenciadas, formadas pelos "líquidos residuais" do processo de cristalização dos diques (Krogh et al. (1987); Vaasjoki & Sakko, 1988; Heaman & Tarney, 1989; Lecheminant & Heaman, 1989). Estes autores têm mostrado ainda que quantidades de 20-30 Kg de amostras devem ser coletadas, afim de se obter quantidades significativas de zircão e/ou badeleitas para fins geocronológicos, apesar de grandes quantidades de badeleitas terem sido concentradas a partir de apenas 1-2 Kg de amostras coletadas conforme sugerido por Heaman & Tarney (1989).

Por outro lado, a metodologia Pb-Pb (em rocha total) tem sido muito pouco aplicada, na determinação da idade de diques máficos. Entretanto, os estudos desenvolvidos por Kalsbeek & Taylor (1985; 1986), nos diques proterozóicos da Groelândia, mostram que esta metodologia apresenta potencialidade não só para determinação da idade de intrusão dos diques, mas também fornecem através de análises isotópicas conjuntas com outros isótopos (ex: Sr e Nd), informações sobre a natureza da fonte mantélica e/ou eventos de contaminação crustal e metassomatismo do manto. Este seria, sem dúvida, o maior valor interpretativo do método Pb-Pb nas rochas básicas.

No tocante ao método Sm-Nd, as rochas de composição máfica e ultramáfica possuem razões Sm/Nd mais altas que aquelas de composições intermediárias e félsicas, apresentando também enriquecimento em Sm relativo ao Nd durante o processo de cristalização fracionada (Faure, 1986). Estes fatores, tornam o método geocronológico Sm-Nd mais apropriado para datação das rochas básicas que o método Rb-Sr, por exemplo. Por outro lado, o Sm e o Nd são elementos terras raras e são menos sensíveis que

o Rb e Sr a mobilização durante os processos de alteração e metamorfismo.

Assim como a grande maioria das rochas de composição máfica e ultramáfica, os enxames de diques geralmente apresentam, pequena variação nas razões Sm/Nd entre amostras de rocha total, o que resulta, assim como para o método Rb-Sr, em idades isocrônicas imprecisas, ou seja, com erros elevados. Como alternativa, os geocronólogos tem se utilizado de isócronas minerais ou internas. No caso das idades modelo, os resultados tem revelado uma série de problemas, vinculados de uma maneira geral a heterogeneidades mantélicas e processos de contaminação crustal. Por outro lado, o potencial das isócronas minerais tem sido frequentemente demonstrado (DePaolo & Wasserberg, 1979; Zindler et al., 1981; Faure, 1986; Kawashita et al., 1990).

Pelo exposto, a determinação de idades de intrusão dos diques máficos pelo método Sm-Nd em concentrados minerais, assim como o realizado pelo método Rb-Sr neste trabalho, constitui também numa alternativa promissora, para definição cronológica dos enxames de diques do Brasil. Vale comentar, que os isótopos de Nd, nestes casos, têm ainda uma importância complementar na investigação da composição isotópica das fontes mantélicas e discriminação ou não de eventos de contaminação crustal.

V.4- GEOCRONOLOGIA

Os dados geocronológicos são aqui apresentados obedecendo a uma ordem, segundo as metodologias utilizadas e com base na caracterização das diferentes gerações de diques, conforme sugerem os dados de campo, petrográficos e geoquímicos. Ao final de cada item é feito um sumário dos resultados apresentados, objetivando uma visão integrada da evolução e significado tectônico desse magmatismo fissural.

V.4.1- ANÁLISES Rb-Sr

Para determinação da idade de diques máficos pelo método Rb-Sr, geralmente, tem se utilizado o sistema rocha total. Entretanto, com raras exceções (Kalsbeek & Taylor, 1986; Bossi et al., 1991), os resultados não têm sido satisfatórios como foi abordado no início do capítulo-V. Sendo assim, as análises isotópicas no enxames de diques de Uauá e Curaçá foram realizadas em concentrados minerais e na rocha total, obedecendo-se as cinco etapas do procedimento de preparação, já apresentadas no capítulo-II.

Cabe aqui novamente destacar, que os resultados obtidos possuem caráter pioneiro e preliminar, uma vez que, futuros ajustes na metodologia utilizada, poderão proporcionar resultados mais precisos, como por exemplo, a análise de concentrados de apatita para melhor definir a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial das isócronas. Por outro lado, determinações geocronológicas por outras metodologias como Sm-Nd, Pb-Pb e U-Pb são imprescindíveis afim de definir inequivocamente a cronologia destes diques, bem como detalhar sua petrogênese.

Para os estudos geocronológicos foram selecionados cuidadosamente apenas os diques que apresentam as características texturais e mineralógicas mais preservadas do efeito do metamorfismo e/o intemperismo, em ambas as gerações do enxame de Uauá e do enxame de diques de Curaçá, com expectativa

de que assim o sistema Rb-Sr não tivesse sido perturbado. Adicionalmente, consideramos neste trabalho como erróneas, todos os alinhamentos produzidos a partir das análises Rb-Sr, cujos valores de MSWD estivessem acima do nível de corte, seguindo sugestão de Kawashita et al. (1990).

Os dados analíticos produzidos pelo método Rb-Sr para o enxame de diques máficos de Uauá são apresentados na Tabela-6. Referem-se respectivamente aos diques metabásicos-1 da primeira geração e metabásicos-3 da segunda geração (ver também Tabela-4).

Para os diques metabásicos-1, foram analisados concentrados minerais e a rocha total das amostras LR-34 e LR-33. Para a amostra LR-34 foi obtida uma excelente isócrona, com idade de 2384 ± 114 M.a. com $RI = 0.70082 \pm 0.00017$ e $MSWD = 0,82$ (Figura-22). Destacamos neste caso, que para as amostras deste diagrama foram executadas duas diluições isotópicas, afim de se obter um resultado verdadeiramente confiável, pois inicialmente existiam dúvidas quanto a representatividade dos resultados da primeira diluição, embora analiticamente tivessem boa qualidade. Adicionalmente, com objetivo de caracterizar com certeza a idade de colocação destes diques, foram analisados os concentrados minerais e a rocha total da amostra LR-33, já que esta apresenta características petrográficas e geoquímicas semelhantes às da amostra LR-34. O diagrama apresentado na Figura-23, com idade de 2263 ± 48 M.a., $RI = 0.70224 \pm 0.00011$ e $MSWD = 26,6$, corresponde ao resultado da análise Rb-Sr da amostra LR-33. O alto valor do MSWD deste último alinhamento está vinculado possivelmente, à posição dos pontos em torno da reta, com prejuízo na definição da verdadeira idade de colocação destes diques. Neste caso apenas uma dessas amostras foi re-analisada, tendo indicado valor diferente do primeiro ataque químico em termos do conteúdo de Rb. Deste modo é possível que com a re-análise das outras frações do dique LR-33, seja encontrado um valor isocrônico mais preciso. Assim, no momento, considera-se que o resultado apresentado serve apenas a título de comparação.

Em termos comparativos, a isócrona produzida a partir da amostra LR-34 (Figura-22) apresentou um bom alinhamento dos

Nº DE LABO- RATÓRIO (SPF)	Nº DE CAMPO	FRAÇÃO ANALISADA (CONCENTRADO)	Rb (x) (ppm)	Sr (x) (ppm)	Rb87/Sr86 +/- ERRO	Sr87/Sr86 +/- ERRO	IDADE +/- ERRO (M.a.) isocrônica	(Sr87/Sr86)	REFERÊNCIA
11016	LR-34	MAGNETICO	2.7	39.4	0.199 +/- 33	0.70766 +/- 15	2384 +/- 114	-----	1
11017	LR-34	FELSICO-1	3.1	114.9	0.077 +/- 13	0.70355 +/- 8	2384 +/- 114	-----	1
11018	LR-34	FELSICO-2	5.9	232.7	0.073 +/- 12	0.70322 +/- 12	2384 +/- 114	-----	1
11019	LR-34	ROCHA TOTAL	3.8	107.0	0.102 +/- 17	0.70433 +/- 9	2384 +/- 114	0.70001 (#)	1
11276	LR-33	MAGNETICO	3.8	46.5	0.235 +/- 4	0.70943 +/- 7	2263 +/- 48	-----	1
11277	LR-33	MAFICO-2	4.0	31.7	0.364 +/- 7	0.71442 +/- 9	2263 +/- 48	-----	1
11278	LR-33	FELSICO-2	3.1	205.2	0.044 +/- 1	0.70357 +/- 9	2263 +/- 48	-----	1
11279	LR-33	ROCHA TOTAL	4.2	103.0	0.117 +/- 3	0.70741 +/- 19	2263 +/- 48	0.70335 (#)	1
5793	EQ-41B	ROCHA TOTAL	10.1	122.0	0.240 +/- 3	0.70885 +/- 11	2033 +/- 64	0.70194 (##)	2
7192	-----	ROCHA TOTAL	6.5	113.0	0.167 +/- 1	0.70662 +/- 13	2033 +/- 64	0.70101 (##)	2
5795	EQ-41E	ROCHA TOTAL	8.3	119.0	0.202 +/- 3	0.70779 +/- 18	2033 +/- 64	0.70197 (##)	2
7193	-----	ROCHA TOTAL	6.7	113.0	0.171 +/- 1	0.70746 +/- 12	2033 +/- 64	0.70233 (##)	2
7196	-----	ROCHA TOTAL	3.2	103.0	0.098 +/- 1	0.70469 +/- 14	2033 +/- 64	0.70210 (##)	2
11280	LR-38A	MAGNETICO	4.3	40.3	0.257 +/- 43	0.70909 +/- 6	1983 +/- 31	-----	1
11281	LR-38B	MAFICO-1	4.6	44.0	0.303 +/- 54	0.71102 +/- 11	1983 +/- 31	-----	1
11282	LR-38C	MAFICO-2	4.4	27.4	0.468 +/- 80	0.71516 +/- 19	1983 +/- 31	-----	1
11283	LR-38E	FELSICO-2	1.3	222.8	0.017 +/- 3	0.70243 +/- 8	1983 +/- 31	-----	1
11284	LR-38F	ROCHA TOTAL	3.5	112.8	0.089 +/- 15	0.70454 +/- 6	1983 +/- 31	0.70190 (##)	1
-----	6020	ROCHA TOTAL	6.0	111.0	0.156 +/- 4	0.70803 +/- 4	-----	0.70434 (##)	3
-----	6022	ROCHA TOTAL	6.0	117.0	0.140 +/- 3	0.70780 +/- 4	-----	0.70354 (##)	3
-----	6029	ROCHA TOTAL	3.0	105.0	0.083 +/- 3	0.70317 +/- 4	-----	0.70078 (##)	3
11008	LR-16B	MAGNETICO	25.7	51.9	1.439 +/- 25	0.75239 +/- 6	2133 +/- 24	-----	1
11009	LR-16B	MAFICO-1	43.3	33.4	3.708 +/- 64	0.81771 +/- 7	2133 +/- 24	-----	1
11010	LR-16B	FELSICO-1	6.5	216.9	0.007 +/- 2	0.70961 +/- 7	2133 +/- 24	-----	1
11011	LR-16B	ROCHA TOTAL	10.8	108.2	0.504 +/- 9	0.72298 +/- 7	2133 +/- 24	0.70846 (##)	1
11221	LR-16A	MAFICO-1	6.7	18.8	1.035 +/- 20	0.73486 +/- 159	2068 +/- 58	-----	1
11013	LR-16A	MAFICO-2	7.6	36.6	0.602 +/- 10	0.72103 +/- 9	2068 +/- 58	-----	1
11014	LR-16A	FELSICO-1	6.9	164.2	0.121 +/- 2	0.70783 +/- 41	2068 +/- 58	-----	1
11015	LR-16A	ROCHA TOTAL	5.9	92.1	0.186 +/- 3	0.70783 +/- 31	2068 +/- 58	0.70247 (##)	1

TABELA 6- Dados analíticos Rb/Sr dos concentrados minerais e rocha total do enxame de diques máficos de Uaup

(x) Análises por diluição isotópica

(H) Razão calculada para $t = 2.38$ G.a.(##) Razão calculada para $t = 2.0$ G.a.

1- Neste trabalho

2- Mascarenhas & Garcia (1989)

3- Petrini & Piccirillo (inédito)

Figura 22- Diagrama isocrônico Rb/Sr para os diques máficos de Uauã da primeira geração. (amostra LR-34) (RT= rocha total; CM= concentrado magnético; CF1= concentrado félsico-1; CF2= concentrado félsico-2).

Figura 23- Diagrama isocrônico Rb/Sr para os diques máficos de Uauã da primeira geração. (amostra LR-33) (RT= rocha total; CM= concentrado magnético; CM2=concentrado máfico-2; CF2= concentrado félsico-2).

pontos, apesar da menor variação nas razões $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ relativamente às da amostra LR-33, conforme verificado pelo baixo valor de MSWD (0,82). Considera-se assim, que o valor da idade (2,38 G.a.) e razão inicial obtidas no dique LR-34 melhor representam a época de colocação (pré-Transamazônico) da primeira geração de diques máficos de Uauá.

Na Figura-24 está representada a razão inicial da análise em rocha total da amostra LR-34, calculada para a idade média de 2,38 G.a.. Observa-se que o ponto se situa abaixo da curva de evolução "bulk earth", sugerindo assim, que os diques da primeira geração foram originados a partir de uma fonte mantélica empobrecida na razão Rb/Sr relativamente ao "bulk earth", apesar de se dispor apenas com um ponto analítico. O resultado obtido para a amostra LR-33 não foi representado neste diagrama, tendo em vista a necessidade de uma nova análise isotópica para definição precisa dos teores de Rb, Sr e das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

Os diques da segunda geração, foram analisados através dos concentrados minerais e rocha total do conjunto metabásicos-3, já que, estes são os diques que também preservam suas feições texturais e mineralógicas originais, o que teoricamente favoreceria a uma resposta mais efetiva do método Rb/Sr. Estas análises isotópicas estão apresentadas na Tabela-6. Nesta Tabela também estão apresentadas análises Rb-Sr (em rocha total) para estes diques da segunda geração, compiladas de Mascarenhas & Garcia (1989) e dados inéditos (Dr. E. Piccirillo/R. Petrini; Pisa, Itália).

Os resultados isotópicos Rb-Sr obtidos para todas as rochas totais nestes diques, podem ser analisados do ponto de vista integrado através da construção tentativa de um diagrama isocrônico, em que pesem as limitações de tal interpretação. O diagrama isocrônico preliminar, com 7 pontos (Figura-25) apresenta um alinhamento com idade de 2033 ± 64 M.a., com $\text{RI} = 0.70200 \pm 0.00014$. O alto valor do MSWD ($=4.3$), acima do nível de corte, estaria vinculado a distribuição dos pontos ao longo da errócrona, além de possivelmente estar refletindo heterogeneidades da fonte e/ou contaminação crustal diferenciada para cada dique durante a sua colocação na crosta. Deste modo, o

Figura 24- $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus Idade (G.a.) para os diques máficos da primeira ($\square$) e segunda ($\blacksquare$) gerações de Uauá e dos diques máficos do Vale do rio Curaçá ($\bullet$). Valores isotópicos calculados para as idades de 2,38 G.a. (1ª geração de Uauá), 2,0 G.a. (2ª geração de Uauá) e 0,65 G.a. (Curaçá).

Figura 25- Diagrama isocrônico Rb/Sr de referência em rocha total para os diques máficos de Uauá da segunda geração. (RT= rocha total).

resultado geocronológico aparentemente retrata apenas a existência de diques (segunda geração) com idades transamazônicas na região de Uauá.

O diagrama isocrônico da Figura-26, foi construído com base em análises Rb-Sr dos concentrados minerais e da rocha total do dique LR-16B, amostrado para este trabalho (ver Tabela-6). Neste caso, a errócrona apresentou idade de 2133 ± 24 M.a. e $RI = 0.70699 \pm 0.00010$. Nota-se que esta errócrona ($MSWD=7,05$), ao contrário do diagrama Rb-Sr em rocha total acima referido, apresenta uma boa distribuição das razões $^{87}Rb/^{86}Sr$ com valores variando de 0,1 a 4,0. Este fato por si só vem demonstrar a potencialidade da metodologia empregada para a análise dos diferentes concentrados minerais além da rocha total de um mesmo dique. Neste caso o valor elevado do MSWD, é fortemente influenciado pelos erros analíticos na determinação da razão $^{87}Rb/^{86}Sr$ do concentrado magnético (CM) e máfico-1 (CM1)

Numa análise detalhada sobre o comportamento dos pontos analíticos do dique LR-16B, verifica-se que se considerarmos apenas as análises referentes aos concentrados magnético e félsico-1 e a rocha total (Figura-27), obtem-se uma isócrona com idade de 2205 ± 38 M.a., com $RI = 0.70685 \pm 0.00011$. O MSWD é aproximadamente 0,2 e o coeficiente de correlação é igual a 1,0. De outra parte, o alto valor da razão inicial $^{87}Sr/^{86}Sr$, obtida nos dois diagramas (Figuras-26 e 27) parece ser representativo uma vez que, o concentrado félsico-1 (CF1) e a rocha total (RT) estão relativamente próximos da origem dos diagramas, o que dá boa precisão aos valores das razões iniciais obtidas. Acreditamos que este valor elevado esteja representando fenômenos de contaminação crustal durante a ascensão magmática. Esta interpretação é corroborada também pela petrografia dessa amostra, uma vez que esta é uma das poucas deste conjunto de diques que apresentam biotita como mineral traço, como também pelos dados geoquímicos, pois elevados teores de elementos que são enriquecidos na crosta como K, Rb e Ba são observados (Menezes, informação verbal).

Adicionalmente, afim de certificar-se sobre a verdadeira idade desta segunda geração de diques e também

Figura 26- Diagrama isocrônico Rb/Sr para os diques máficos de Uauá da segunda geração. (amostra LR-16B) (RT= rocha total; CM= concentrado magnético; CM1= concentrado máfico-1; CF1= concentrado fêlsico-1).

Figura 27- Diagrama isocrônico Rb/Sr para os diques máficos de Uauá da segunda geração. (amostra LR-16B) (RT= rocha total; CM= concentrado magnético; CF1= concentrado fêlsico-1).

avaliar o efeito da contaminação crustal no processo magmático, foram selecionadas para os estudos geocronológicos duas amostras de outros afloramento destes diques metabásicos-3 (LR-16A e LR-38), para análises Rb-Sr em concentrados minerais e rocha total. O diagrama isocrônico (Figura-28, ver também Tabela-6), construído com base nas análises da amostra LR16A, revela uma idade de 2067 ± 58 M.a. com $RI = 0.70306 \pm 0.00035$. Nota-se que apesar dos pontos analíticos mostrarem-se com boa distribuição ao longo do diagrama o valor do MSWD é mais alto que o nível de corte, fato que poderia ser atribuído ao pequeno número de pontos do diagrama (apenas 4) e aos erros elevados da fração amostral concentrado máfico-2 (CM2) (Tabela-6). Neste caso a razão inicial é menor que aquela obtida para a amostra LR-16B. Entretanto, é superior àquelas obtidas para os diques máficos da primeira geração, revelando possivelmente fontes mantélicas diferentes do ponto de vista isotópico para as duas gerações de diques.

Para a amostra LR-38, obteve-se uma boa isócrona a partir da análise de quatro concentrados minerais (CM, CM1, CM2 e CF2) e da rocha total (Figura-29). Neste caso obteve-se uma idade de 1983 ± 31 M.a. e $RI = 0.70197 \pm 0.00007$. É notável boa distribuição e colinearidade dos pontos ao longo do diagrama isocrônico, produzindo desta forma um baixo valor do MSWD ($=2.6$), assegurando assim os valores da idade e razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ obtidas. Deste modo, considera-se neste trabalho, que a idade obtida a partir da amostra LR-38 seria a mais representativa da época de intrusão destes diques na crosta continental.

Vale acrescentar que estas amostras (LR-16A e LR-38), não apresenta as mesmas características enriquecidas em K, Rb e Ba, como a amostra LR-16B.

Em síntese, os dados geocronológicos Rb-Sr acima apresentados mostram que há uma variação nos valores das idades obtidas para os diques da segunda geração de diques, aproximadamente entre 1.98 e 2,2 G.a.. Contudo, os estudos geoquímicos desenvolvidos paralelamente a esta investigação isotópica, pela pós-graduanda A. Menezes (DMP-IGc-USP), tem sugerido, com base principalmente nos elementos incompatíveis,

Figura 28- Diagrama isocrônico Rb/Sr para os diques máficos de Uauã da segunda geração. (amostra LR-16A) (RT= rocha total; CM1= concentrado máfico-1; CM2= concentrado máfico-2; CF1= concentrado félsico-1).

Figura 29- Diagrama isocrônico Rb/Sr para os diques máficos de Uauã da segunda geração. (amostra LR-38) (RT= rocha total; CM= concentrado magnético; CM1= concentrado máfico-1; CM2= concentrado máfico-2; CF2= concentrado félsico-2).

que alguns diques (ex: amostras LR-16B, 6020 e 6022) sofreram diferentes graus de contaminação crustal durante sua colocação. Deste modo, acreditamos que a idade (2,2 G.a.) e a razão inicial ($RI=0.708$) obtidas a partir da análise do dique LR-16B estaria superestimadas, tendo em vista que fenômenos de contaminação crustal em diques básicos podem produzir não só enriquecimento de elementos incompatíveis (ex. K, Rb, Ba, La), mas também do ^{87}Sr radiogênico, alterando assim os valores da idade e razão inicial da rocha (e.g. Dupuy & Dostal, 1984; Myers et al., 1984; Mohr, 1987; Hanes, 1987; Menzies, 1990).

Afim de ter-se uma idéia mais clara do fenômeno de contaminação crustal nestes diques da segunda geração, foi confeccionado o diagrama de evolução isotópica de Sr apresentado na Figura-30, onde estão representados a curva de evolução do manto, o campo de evolução isotópica para as rochas gnaissicas do Complexo Metamórfico Uauá (CMU), representado pela linha tracejada e as razões iniciais de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para os diques máficos da primeira e segunda gerações de Uauá (calculadas para 2,38 G.a. e 2,0 G.a. respectivamente), além da evolução isotópica Sr para as rochas do CC (CC), representado pelas linhas cheias. Os diques máficos de Curaçá também representados, serão comentados no final deste item. Analisando o diagrama, nota-se que os diques máficos de Uauá da primeira geração não foram contaminados pelas rochas do CMU, ao passo que, para os diques máficos da segunda geração, as amostras 6020, 6022 e LR-16B, apresentam distribuição sugestiva de que foram contaminadas de forma diferenciada pelas rochas do CMU, sendo que a amostra LR-16B é a que melhor demonstra esta característica, pois esta situada dentro do campo de evolução isotópica das rochas gnaissicas do CMU.

Adicionalmente, para explicar as diferenças nas razões iniciais, além do efeito de contaminação, não podemos descartar definitivamente a possibilidade de parte destes diques terem sido originados de um manto subcontinental heterogêneo na razão Rb/Sr, em que pese a necessidade de um maior número de análises isotópicas. Um exemplo de diques com mesma idade, características geoquímicas semelhantes e razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ diferentes, foi recentemente documentado por Bellienni

Figura 30- Diagrama de evolução de Sr, mostrando a evolução isotópica do Complexo Metamórfico Uauã (---) e Complexo Caraiíba (—) e as razões iniciais Sr^{87}/Sr^{86} dos diques máficos de Uauã e do Vale do rio Curaçá. Símbolos e valores isotópicos como os da figura-24.

et al. (1991) para os enxames de Salvador e Olivença, também no CSF.

Seguindo o mesmo procedimento adotado para os diques da primeira geração, foram calculadas as razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para as amostras (rochas totais) dos diques da segunda geração, admitindo-se aqui uma idade média de colocação de 2,0 G.a. (Figura-24, Tabela-6). Os resultados, indicam que algumas amostras possuem valores de RI menores e outras maiores que a evolução da "Bulk earth" nesta época, sugerindo assim, que estas rochas foram formadas por fusão de uma fonte mantélica levemente enriquecida ou empobrecida, seguida de fenômenos de contaminação crustal diferenciada durante sua colocação, conforme já aventado e será visto por ocasião da discussão das análises de Nd.

O enxame de diques máficos do vale do rio Curaçá, foi também analisado pelo método Rb-Sr através de concentrados minerais e a rocha total das amostras LR-7008 e LR-7010. Adicionalmente, foram utilizadas três análises em rocha total das amostras LR-7008, LR-7010 e LR-7017, analisadas pelo Dr. R. Petrini, também no Instituto de Geocronologia e Geoquímica de Pisa-Itália (dados inéditos, comunicação escrita do Dr. E. Piccirillo). A Tabela-7 apresenta os dados analíticos destas amostras.

A boa isócrona obtida a partir de análises das amostras do dique LR-7008, produziu idade de 650 ± 95 M.a. e $\text{RI} = 0.70668 \pm 0.00016$ e $\text{MSWD} = 1,53$ (Figura-31). Assim como para a amostra LR-34 dos diques da primeira geração de Uauá, estas amostras foram todas elas reanalisadas por diluição isotópica, já que os resultados do primeiro ataque químico apresentaram valores dúbios no tocante às quantificações de Rb. Após a repetição obteve-se um resultado analiticamente mais confiável, com base unicamente nos valores de diluição isotópica, dando assim credibilidade à idade e razão inicial da isócrona acima obtida.

Para maior representatividade geocronológica, foi também selecionada a amostra LR-7010 para análise isotópica, apesar desta amostra apresentar feições que já denotam a ocorrência de fenômenos de alteração intemperica pós-colocação.

Nº DE LABO- RATÓRIO (SPR)	Nº DE CAMPO	FRAÇÃO ANALISADA (CONCENTRADO)	Rb(*) (ppm)	Sr(*) (ppm)	Rb87/Sr86 +/- ERRO	Sr87/Sr86 +/- ERRO	IDADE +/- ERRO (ISÓCRÔNICA)	(Sr87/Sr86) ± p/ 650 m.a.
11363	LR-7008	MAGNETICO	6.30	178.20	0.103 +/- 2	0.70927 +/- 22	650 +/- 95	-----
11364	LR-7008	MÁFICO-1	5.30	203.80	0.076 +/- 1	0.70790 +/- 8	650 +/- 95	-----
11365	LR-7008	MÁFICO-2	4.50	179.60	0.072 +/- 1	0.70813 +/- 8	650 +/- 95	-----
11366	LR-7008	FELSICO-1	8.10	453.70	0.052 +/- 1	0.70742 +/- 7	650 +/- 95	-----
11367	LR-7008	ROCHA TOTAL	4.60	306.90	0.043 +/- 1	0.70741 +/- 19	650 +/- 95	0.70675
11416	LR-7010	MAGNETICO	19.69	199.10	0.206 +/- 5	0.71351 +/- 7	705 +/- 56	-----
11417	LR-7010	MÁFICO-1	30.13	403.32	0.216 +/- 4	0.71283 +/- 9	705 +/- 56	-----
11418	LR-7010	MÁFICO-2	33.82	476.91	0.205 +/- 4	0.71253 +/- 12	705 +/- 56	-----
11419	LR-7010	FELSICO-1	47.52	620.24	0.222 +/- 4	0.71247 +/- 21	705 +/- 56	-----
11420	LR-7010	FELSICO-2	66.40 (**)	438.50 (**)	0.473 +/- 8	0.71491 +/- 11	705 +/- 56	-----
11415	LR-7010	ROCHA TOTAL	39.46	443.50	0.257 +/- 4	0.71322 +/- 12	705 +/- 56	0.71003
-----	LR-7008 (***)	ROCHA TOTAL	12.00	318.00	0.116 +/- 1	0.70774 +/- 3	-----	0.70672
-----	LR-7010 (***)	ROCHA TOTAL	26.00	507.00	0.156 +/- 1	0.71233 +/- 3	-----	0.71095
-----	LR-7017 (***)	ROCHA TOTAL	29.00	324.00	0.260 +/- 2	0.71162 +/- 4	-----	0.70921

TABELA 7- Dados analíticos Rb/Sr dos concentrados minerais e rocha total do enxame de diques máficos do vale do rio Curacá.

(*) Análises por diluição isotópica

(**) Análise por Fluorescência de Raios X

(***) Petrinì & Piccirillo (inédito)

Figura 31- Diagrama isocrônico Rb/Sr para os diques máficos do Vale do rio Curaçá. (amostra LR-7008)

(RT= rocha total; CM= concentrado magnético; CM1= concentrado máfico-1; CM2= concentrado máfico-2; CF1= concentrado félsico-1).

Figura 32- Diagrama isocrônico Rb/Sr para os diques máficos do Vale do rio Curaçá. (amostra LR-7010)

(RT= rocha total; CM= concentrado magnético; CM1= concentrado máfico-1; CM2= Concentrado máfico-2; CF1= concentrado félsico-1; CF2= concentrado félsico-2).

O dados analíticos dessas análises estão também apresentados na Tabela-7. O diagrama isocrônico (Figura-32) refere-se à amostra LR-7010, com idade de 705 ± 56 M.a. e $RI = 0.71058 \pm 0.00022$ e $MSWD = 1,18$. O alto valor da razão inicial, neste caso, parece estar ligado ao efeito da alteração intempérica, a qual segundo Armstrong et al. (1982) produz, principalmente nos concentrados ricos em feldspatos, ganho de estrôncio radiogênico, promovendo rehomogeneização isotópica parcial ou total do sistema isotópico Rb-Sr após a formação da rocha. Levando-se em conta que esta idade é coerente com a idade de 650 M.a. (LR-7008), dentro do erro analítico, é possível teoricamente que o padrão radiométrico represente uma idade mínima para a intrusão dos diques máficos do Vale do rio Curaçá.

Tendo em vista o acima exposto, foram calculadas as razões iniciais para todas as amostras de rocha totais analisadas, admitindo-se para os cálculos uma idade de colocação de 650 M.a. (Tabela-7), e representadas no diagrama da Figura-24. Todos os valores apresentam-se maiores que a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ correspondente a evolução da "Bulk earth" no tempo 650 M.a.. Esse comportamento, sugere que estes diques se originaram a partir de uma fonte mantélica enriquecida na razão Rb/Sr relativa ao "bulk earth", sendo esta hipótese compatível com os dados geoquímicos apresentados por Oliveira (1989) e Oliveira & Tarney (1991). Por outro lado, ao contrário dos diques máficos de Uauá da segunda geração, os diques do Vale do rio Curaçá aparentemente não foram contaminados pelas rochas crustais mais antigas, neste caso os granulitos do CC, como pode ser observado na Figura-30, pela posição dos pontos LR-7008, LR-7010 e LR-7017 fora do campo evolutivo do CC.

Acrscenta-se ainda que as análises Rb-Sr para os diques de Curaçá, realizadas no CPGeo/IGc-USP e em Pisa-Itália, para as amostras LR-7008 e LR-7010, apresentam valores analíticos coincidentes (Figura-24 e 30).

Em síntese, os dados Rb-Sr sugerem pelo menos duas gerações de diques na região de Uauá. A primeira geração se colocou na crosta continental há cerca de 2,38 G.a. atrás, evoluídos a partir de uma fonte mantélica empobrecida na razão Rb/Sr, enquanto que a segunda se formou há aproximadamente 2,0

G.a. atrás, em decorrência de fusão de uma fonte mantélica levemente enriquecida e foram diferentemente contaminados por materiais crustais mais antigos do tipo CMU. Neste aspecto, vale destacar que com os dados até o momento disponíveis não há possibilidade de definir precisamente se os diques da segunda geração foram originados de uma fonte mantélica empobrecida com contaminação crustal diferenciada ou de uma fonte levemente enriquecida e contaminados por materiais crustais durante sua intrusão. No entanto, para proceder tal caracterização, seria necessário um maior número de análises isotópicas, e especialmente contar com os métodos Sm-Nd e Pb-Pb, além do apoio de análises de elementos terras raras, como recentemente assinalado por Condie (1989) e Menzies (1990).

Já os diques máficos do Vale do rio Curacá se colocaram na crosta continental há cerca de 650-700 M.a. atrás, tendo sido originados a partir de uma fonte mantélica enriquecida na razão Rb/Sr.

V.4.2- ANÁLISES Sm-Nd

Duas determinações pelo método Sm-Nd para os diques máficos da segunda geração (metabásicos-3) da região de Uauá (amostras 6020 e 6029) e duas para os diques do vale do rio Curacá (amostras LR-7008 e LR-7010) foram realizadas no Instituto de Geocronologia e Geoquímica da Universidade de Piza-Itália, através de um programa de cooperação científica (Tabela-8). A partir destes dados e admitindo-se as idades de colocação dos diques máficos com base nos estudos Rb/Sr aqui empreendidos, foi possível calcular o parâmetro ϵ_{Nd} e as razões iniciais $^{143}Nd/^{144}Nd$ correspondentes (Tabela-8).

	AMOSTRA	Sm (ppm)	Nd (ppm)	Sm ¹⁴⁷ /Nd ¹⁴⁴	Nd ¹⁴³ /Nd ¹⁴⁴	ϵ_{Nd} (t) (x)	(Nd ¹⁴³ /Nd ¹⁴⁴) _i
DIQUES DE DE UUAUÁ	6020	2.90	8.70	0.2028	0.51237	-7.17	0.50970
	6029	2.50	6.70	0.2270	0.51292	-2.63	0.50993
DIQUES DE CURACÁ	LR-7008	3.40	11.90	0.1738	0.51207	-9.23	0.51133
	LR-7010	6.40	23.40	0.1664	0.51207	-8.61	0.51136

TABELA 8- Dados analíticos Sm-Nd para os diques máficos de Uauá e Vale do Curacá (Petrini & Piccinillo, inédito).

(x) Recalculado para $t = 2.0$ G.a. (Uauá) e $t = 0.65$ G.a. (Curacá).

Os valores das razões iniciais de $^{143}Nd/^{144}Nd$ dos diques metabásicos-3 do enxame de Uauá (amostras 6020 e 6029), considerando uma idade média de colocação de aproximadamente 2,0 G.a., representados no diagrama de evolução isotópica do Nd (Figura-33), situam-se um pouco abaixo da curva de evolução mantélica do tipo "bulk earth", sugerindo que estes diques derivaram de uma fonte relativamente enriquecida em Nd X Sm. Esta característica enriquecida da fonte destes diques é também denunciado pelos valores do $\epsilon_{Nd} = -7,17$ e $-2,63$ calculados para as amostras 6020 e 6029 respectivamente para a idade de 2,0

Figura 33- $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ versus Idade (G.a.) para os diques máficos da segunda geração de Uauã e dos diques máficos do Vale do rio Curaçã. Símbolos como da figura-24.

G.a.. O Nd da amostra 6020 é maior (aproximadamente o dobro) que o da amostra 6029, sugerindo que ocorreu maior grau de contaminação crustal nesse caso. Esta hipótese é corroborada quando pelos valores da razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ destas amostras (calculada para 2,0 G.a.), com a amostra 6020 mantendo o padrão mais enriquecido com maior valor de RI, conforme já comentado (Figura-24 e 30).

No tocante aos diques máficos do Vale do rio Curaçá, as duas razões iniciais $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ das amostras, calculadas para 650 M.a., foram igualmente representadas no diagrama da Figura-33. Os dois pontos estão localizados abaixo da curva de evolução para a "bulk earth", sugerindo novamente, a exemplo dos dados Rb-Sr, uma fonte matélica enriquecida para a formação destes diques. Assim como para os diques de Uauá, este comportamento enriquecido da fonte também pode ser observado pelos valores do $\epsilon_{\text{Nd}} = -9,23$ e $-8,61$ para as amostras LR-7008 e LR-7010, respectivamente.

V.4.3- ANÁLISES K-Ar

De modo geral, a expectativa de que as idades K-Ar, em diques máficos com metamorfismo incipiente, pudessem ainda sugerir a época de intrusão após o resfriamento do magma básico na crosta, não é confirmada através dos experimentos aqui apresentados, e tendo em vista o padrão geocronológico obtido no método Rb-Sr. Como se sabe, estes corpos, com raras exceções, não apresentam mineralogia favorável à retenção de argônio radiogênico, favorecendo assim, a ocorrência de fenômenos de perdas e/ou ganho deste gás. Por outro lado, o problema da aplicação da metodologia se agrava, em diques metabásicos e anfibolíticos, onde deve-se levar em conta fenômenos de rejuvenescimento isotópico parcial e/ou total, causado pelo efeito do metamorfismo, como é o caso presentemente estudado.

Para os enxames de diques de Uauá e Curaçá, acham-se disponíveis onze determinações geocronológicas pelo método K-Ar, sendo dez em amostras dos diques de Uauá e uma no do Vale do rio

Curaçá (Tabela-9). Dez dessas datações foram realizadas para este trabalho.

Na região de Uauá, conforme anteriormente discutido, ocorrem duas gerações de diques máficos; a primeira subdividida em dois conjuntos (anfíbolitos-1 e metabásicos-1) e a segunda subdividida em três conjuntos (anfíbolitos-2, metabásicos-2 e metabásicos-3), distinguidos em função dos aspectos texturais, mineralógicos, químicos, geocronológicos, além de estruturais (Tabela-3).

Foram analisados pelo método K-Ar três anfíbolios dos diques anfíbolíticos da primeira geração (anfíbolitos-1) que revelaram idades aparentes entre 2140 e 1930 M.a. (amostras LR-02, 6037 e 7024), vinculando assim, o metamorfismo destas rochas ao ciclo Transamazônico. Também neste contexto, vale acrescentar que as idades obtidas pelos métodos K-Ar e ^{40}Ar - ^{39}Ar em biotitas e anfíbolios dos gnaísses encaixantes, produziram valores entre 1820 e 2180 M.a. (Tabela-3). Isto vem demonstrar que durante a orogenia transamazônica o sistema isotópico K-Ar das rochas da região de Uauá (diques e CMU) foi totalmente rejuvenescido.

Ainda nos diques da primeira geração, foram analisados duas amostras de plagioclásios dos diques metabásicos-1, cujos resultados produziram idades de 1560 $\pm$ 19 e 1255 $\pm$ 54 m.a. (amostras LR-34E e LR-33E - Tabela-9). As idades relativamente jovens obtidas nestes plagioclásios, devem-se a fenômenos de perda de argônio por difusão dos sistemas, face à baixa retentividade de argônio radiogênico dos plagioclásios, pela atuação do metamorfismo pós-intrusão. Esta sugestão é apoiada pelos dados petrográficos, pois como vimos anteriormente, estes plagioclásios encontram-se parcialmente recristalizados. Por outro lado, em vista das idades obtidas pelo método Rb-Sr neste conjunto de diques (aproximadamente 2,38 G.a.), fica claro que a utilização de plagioclásios para determinações da idade de intrusão de diques máficos deve ser evitada.

Com objetivo de se estimar a idade mínima das zonas de cisalhamentos que ocorrem na região e que afetam os diques, foram selecionadas três amostras (amostras LR-14, LR-15 e 6009 - Tabela-4) dos diques metabásicos-2, aflorantes nas proximidades

ENXAME	Nº DE LABO- RATORIO	Nº DE CAMPO	GRUPOS	MATERIAL	GRANULOMETRIA (mesh)	% K	Ar40 RAD	CCETP x 10-4 G	Ar40 ATM	IDADE +/- EP90 (M.a.)	REFERENCIA
UAUA	6804	LR-02	ANFIBOLITO-1	ANFIBOLIO	100-150	0.36	54.82	7.04	2085 +/- 46	1	
UAUA	6805	6037	ANFIBOLITO-1	ANFIBOLIO	60-100	0.57	89.98	7.36	2144 +/- 18	1	
UAUA	6806	7024	ANFIBOLITO-1	ANFIBOLIO	60-100	0.26	34.83	21.84	1933 +/- 27	1	
UAUA	6867	LR-34E	META BASICO-1	PLAGIOCLÁ- SIO	80-100	0.21	15.12	5.27	1255 +/- 19	1	
UAUA	6930	LR-33E	META BASICO-1	PLAGIOCLÁ- SIO	80-100	0.18	16.90	19.00	1560 +/- 19	1	
UAUA	6801	LR-14	META BASICO-2	ANFIBOLIO	100-150	0.57	78.94	7.02	1975 +/- 2	1	
UAUA	6802	LR-15	META BASICO-2	ANFIBOLIO	60-100	0.33	36.03	10.46	1707 +/- 4	1	
UAUA	6916	LR-15	META BASICO-2	ANFIBOLIO	35-60	0.49	36.44	11.88	1295 +/- 39	1	
UAUA	6803	6009	META BASICO-2	ANFIBOLIO	60-100	0.38	54.45	6.86	2003 +/- 86	1	
UAUA	6866	LR-16A-05	META BASICO-3	PLAGIOCLÁ- SIO	80-100	0.12	18.06	14.05	2120 +/- 54	1	
UAUA	4-876	1194/EC/AG- 03	META BASICO-3	PLAGIOCLÁ- SIO	60-100	0.19	27.64	12.49	2014 +/- 77	2	
CURACA	6865	LR-7000B	BASICA	PLAGIOCLÁ- SIO	80-100	0.74	38.18	13.60	996 +/- 12	1	

TABELA 9- Dados analíticos K-Ar nos diques máficos de Uauá e Vale do Curuçá

1- Neste trabalho

2- Gava et al., 1983

destes cisalhamentos. De maneira geral, todas as amostras apresentaram as idades K-Ar (anfibólitos) mais jovens que outros anfibólitos datados nos diques metamórficos da primeira geração e no embasamento, com valores variando entre 1975 e 2003 M.a., sugerindo que o desenvolvimento das zonas de cisalhamentos corresponderia a uma das etapas finais da evolução transamazônica.

Os anfibólitos da amostra LR-15 analisada nas frações 60-100 e 35-60 mesh, apresentaram idades aparentes diferentes entre si e com valores menores que aquelas das amostras LR-14 e 6009 acima citadas. Este comportamento pode ser atribuído a impureza das amostras analisadas, uma vez que, os grãos minerais mostravam-se agregados nas frações 60-100, 100-150 ou mesmo 150-200 mesh, impossibilitando assim a perfeita individualização dos anfibólitos. Por este motivo, optou-se por analisar a fração 35-60 mesh, com anfibólitos catados grão-a-grão com ajuda de uma lupa binocular. Entretanto o resultado não se mostrou satisfatório, tendo indicado uma idade aparente mais jovem (1295 M.a. - Tabela-9). Neste caso, julgamos que esta idade esteja refletindo perda parcial de argônio radiogênico devido a imperfeições no retículo cristalino deste anfibólito. Neste contexto, a datação ^{40}Ar - ^{39}Ar desses anfibólitos (amostras LR-14 e 6009), bem como da biotita observados nestas amostras (uma amostra encontra-se em análise nos EUA), por certo definiriam melhor a idade destas zonas de cisalhamento. Em síntese, admitimos que os cisalhamentos se desenvolveram em torno de 2,0-1,9 G.a..

Nos diques da segunda geração que apresentam metamorfismo incipiente (metabásicos-3), foi analisado o plagioclásio da amostra LR-16A (Tabela-9), tendo o resultado fornecido, idade de 2120 $\pm$ 54 M.a.. O valor pode estar revelando fenômenos de ganho de argônio radiogênico durante ou após a formação destes diques, produzindo assim uma idade mais elevada que a real, esta considerada neste trabalho, em torno de 2,0 G.a., conforme a isócrona obtida pelo método Rb-Sr.

Para os diques máficos do Vale do rio Curaçá, de um total de onze lâminas delgadas estudadas apenas a amostra LR-7008 e 7010, apresentam as feições mineralógicas e texturais

mais preservadas do intemperismo, embora a amostra LR-7010 esteja relativamente mais alterada que a LR-7008. Sendo assim, foi separado um concentrado de plagioclásio desta amostra que foi analisado pelo método K-Ar, tendo produziu idade aparente de 996 ± 12 M.a. (Tabela-6). Esta idade, não teria qualquer significado geológico, pois refletiria, novamente, ganho de argônio radiogênio, já que, como vimos anteriormente, estes diques possuem idade mínima Rb-Sr de aproximadamente 650-700 M.a..

Em resumo, o padrão geocronológico apresentado pelas datações K-Ar revela que o ciclo Transamazônico foi responsável pelo metamorfismo em diferentes graus dos diques máficos de Uauá, da primeira geração, bem como daqueles da segunda geração. Este ciclo geotectônico também foi responsável pelo desenvolvimento das zonas de cisalhamento que ocorrem principalmente margeando o enxame de diques, aqui datados em aproximadamente 2,0-1,9 G.a. com base no método K-Ar.

No que diz respeito ao enxame de diques do Vale do rio Curaçá, a idade aparente K-Ar em plagioclásio é mais antiga que aquela obtida pelo método Rb-Sr, revelando assim a ineficiência dos plagioclásio como sistema geocronológico geologicamente significativo para obtenção de idade de diques básicos.

CAPÍTULO VI- CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES

Do ponto de vista experimental:

Como vimos no capítulo V, a determinação de idades precisas de diques máficos, requer uma série de requisitos para que se utilize esta ou aquela metodologia, principalmente quando se trata de magmatismo de idade precambriana. Deste modo, acreditamos que a metodologia isotópica Rb-Sr, aqui utilizada para se determinar as idades de intrusão dos enxames de diques de Uauá e Vale do rio Curaçá, apresenta-se como uma alternativa potencial, especialmente no caso brasileiro, tendo em vista a disponibilidade laboratorial e o grande número de enxames de diques que ocorrem nos escudos pré-cambrianos.

No que diz respeito ao método K-Ar, tendo em vista as características apresentadas no item V.4.3 e os resultados apresentados neste trabalho, conclui-se que o sistema K-Ar não é indicado para o estudo de diques máficos pré-cambrianos.

Do ponto de vista geológico:

O Complexo Metamórfico Uauá pode ser caracterizado como de evolução políciclica, tendo seu pico principal de formação de rochas gnaíssicas no Arqueano, com idade mínima de 3,1-3,0 G.a.. Rochas de composição tonalítica a granodiorítica do Complexo sofreram posteriormente, metamorfismo no fácies anfibolito datado em 2,7 G.a.. Adicionalmente, os efeitos do ciclo Transamazônico (2,2-1,8 G.a.) na região do CMU, são também registrados através da formação de rochas, metamorfismo e deformação associada. O soergimento regional decorrente dessa evolução foi acompanhado por rejuvenescimento completo do sistema isotópico K-Ar. Esse padrão de resfriamento, é ademais observado em toda a região centro-norte do estado da Bahia.

No Complexo Caraíba (CC), os dados geocronológicos demonstram que a principal fase de formação e metamorfismo de rochas, deu-se no Proterozóico Inferior (entre 2,3-2,15 G.a.), envolvendo notadamente retrabalhamento crustal e migmatizações de rochas com composição isotópica semelhante aos gnaisses arqueanos do CMU. Particularmente, o ciclo Transamazônico foi responsável também pela intrusão de corpos granitóides de composição variada, em toda porção centro-norte do estado da Bahia, datados em cerca de 2,1-2,0 G.a..

A caracterização do ambiente geotectônico para a formação dos enxames de diques máficos pre-cambrianos tem sido um grande desafio para os geocientistas de todo o mundo, uma vez que, invariavelmente, a geodinâmica terrestre, com raras exceções, levou a superposição de eventos tectono-metamórficos e processos de alteração à esta atividade ígnea.

Como se sabe, no final do Arqueano e início do Proterozóico Inferior, o planeta Terra passou por grandes transformações na sua evolução do ponto de vista dos regimes tectono-magmáticos, após a formação das extensas massas rígidas (Windley, 1984). Esta mudança nos regimes tectônicos é marcada principalmente pela deposição de espessas sequências supracrustais e formação de extensos sistemas de fraturamentos, numa tentativa inicial de quebramento das massas continentais primitivas. Estes fraturamentos precoces deram origem a enxames de diques máficos em todos os continentes (e.g. Halls, 1982; Halls & Fahig, 1987). Neste cenário evolutivo, possivelmente se formou a primeira geração de diques máficos da região de Uauá, com idade Rb/Sr de 2,38 G.a., a partir de fusão de uma fonte mantélica empobrecida isotopicamente na razão Rb/Sr, conforme sugerem os dados isotópicos de Sr, além dos dados geoquímicos.

Os diques máficos da segunda geração do enxame de diques máficos de Uauá, formaram-se há cerca de 2,0 G.a. atrás, em associação com a orogênese Transamazônica, a qual foi responsável pela evolução no CSF do cinturão móvel Salvador-Juazeiro. Os dados isotópicos de Sr e Nd revelaram a possibilidade destes diques serem derivados de uma fonte mantélica levemente enriquecida. Entretanto, admite-se aqui que a hipótese de contaminação crustal, em intensidades variadas,

tenha sido também um fator controlador das variações nos valores das idades e razões iniciais obtidas.

Diversos exemplos têm demonstrado o desenvolvimento de fraturamentos intracontinentais acompanhados por intrusão de enxames de diques máficos associados a eventos orogenéticos, cuja natureza do stress principal é compressional (e.g. Renalli & Ernest, 1986; Feraud et al., 1987; Hancock & Bevan, 1987). Neste contexto, considerando-se que a intrusão dos diques máficos da segunda geração de Uauá está relacionada ao ciclo Transamazônico, são apresentadas aqui duas propostas para o mecanismo de fraturamento da crosta continental e intrusão destes diques máficos:

1) Os diques ter-se-iam colocado em fraturas de extensão desenvolvidas a partir de um par conjugado de falhas transcorrentes, associadas a um modelo de cisalhamento simples com movimentação dextral (Bastos Leal, 1991; Correa Gomes et al., 1991). Neste modelo o par de cisalhamentos principais limitariam o enxame de diques a leste e oeste, as fraturas extensionais seriam abertas na direção NE e um par conjugado de falhas transcorrentes se desenvolveria associadas a componente compressional do cisalhamento. A partir da observação da configuração atual dos diques expostos na Figura-7 e das características dos diques máficos da segunda geração, nota-se que o modelo poderia ser sustentado pela geometria das zonas de cisalhamento combinada com as direções principais dos diques máficos. Entretanto, este modelo não explica a abertura de fraturas de direção NW e N também preenchidas pelo magma, como também a ocorrência de diques deformados e metamorfisados pelos cisalhamentos, principalmente nas áreas marginais do enxame (ex: metabásicos-2 e anfibolitos-2), esta segunda deficiência do modelo seria eliminada, caso os cisalhamentos tivessem sido reativados após a formação dos diques.

2) Como proposta alternativa, propõe-se que os diques ter-se-iam colocado em pares conjugados de fraturas de cisalhamento extensionais, desenvolvidas no início do Transamazônico, as quais teriam um ângulo de aproximadamente 45 graus entre si. Com a progressão da deformação transamazônica, acompanhado por fenômenos de espessamento crustal e colisão

(e.g. Figueiredo, 1989; Sabaté et al., 1990), formar-se-iam as zonas de cisalhamentos lateralmente ao enxame, acompanhadas de metamorfismo em intensidades variadas. Este cisalhamento e fenômenos de colisão, produziriam deformação parcial na geometria original do enxame, cujo produto pode ser visto na Figura-7. Este modelo, nos parece, no momento, mais coerente, uma vez que explicaria o desenvolvimento de fraturas com direções NE e NW, as zonas de cisalhamento cortando os diques e a variação metamórfica observada nas rochas do enxame. Dentro deste esquema, seria possível que os fraturamentos que deram lugar a intrusão dos diques da segunda geração, ter-se-iam formado contemporaneamente com a abertura de uma bacia do tipo "back-arc" mais a sudeste, para extrusão dos basaltos do "greenstone belt" do rio Itapicuru.

De outra parte, o desenvolvimento de enxames de diques em associação a fenômenos de colisão continental, tem sido documentado (e.g. Renalli & Ernst, 1986; Hancock & Bevan, 1987; Ernst et al., 1987; Feraud et al., 1987), onde sistemas de fraturamentos perpendiculares ao "front" colisional são desenvolvidos, dando lugar à percolação do magma.

O Sistema de Dobramentos Sergipano, marginal ao CSF tem sido interpretado como o resultado de um encurtamento crustal na direção NE-SW a NNE-SSW entre o craton e o Maciço Pernambuco-Alagoas, durante o ciclo Brasileiro, (e.g. Santos & Brito Neves, 1984; Davison, 1989; Chaves, 1991), com importante granitogênese associada (sin a tardi-tectônica) entre 650-600 M.a. (e.g. Davison, 1989; Chaves, 1991).

Como vimos anteriormente, o enxame de diques máficos do Vale do rio Curaçá, está cortando as rochas de alto grau que compõem o Complexo Caraíba, e apresentam feições texturais e mineralógicas preservadas do efeito metamórfico e da deformação que atingiu este Complexo. Estes fatos por si só demonstram que os diques se colocaram na crosta após a cratonização do CC, ocorrida entre 2,3-2,15 G.a.. Vimos no capítulo da geocronologia (V), que os diques do Vale do rio Curaçá forneceram coerentemente idades Rb-Sr de aproximadamente 650-700 M.a..

A idade brasileira obtida para este magmatismo, sugere que este enxame de diques se formou como reflexo da

TS26-2.2

100

colisão continente-continente entre o CSF e o Maciço Pernambuco-Alagoas durante o Brasileiro.

Com base em dados de campo e geoquímicos Oliveira (1989) e Oliveira & Tarney (1991) sugerem que os diques do Curaçá estariam relacionados ao desenvolvimento de um aulacógeno proterozóico, o qual representaria a calha de deposição das rochas que compõem o Sistema Espinhaço, admitindo-se neste caso que os diques representariam o magmatismo inicial da abertura deste aulacógeno. Ainda segundo este autor, o magma seria gerado a partir de fenômenos de descompressão litosférica e soerguimento do manto astenosférico ou através de anomalia termal induzida por uma pluma do manto. Adicionalmente, Oliveira (1991), aventou a possibilidade dos diques de Curaçá serem formados por um "hot spot" do Proterozóico Médio na porção nordeste do CSF, tendo por base inferências geoquímicas.

As sugestões apresentadas por Oliveira (op.cit.) são perfeitamente viáveis quanto ao mecanismo para geração dos diques máficos de Curaçá. Entretanto, em vista da idade Rb-Sr aqui encontrada de 650-700 M.a., consideramos pouco provável que este magmatismo esteja relacionado ao rift Espinhaço, cuja evolução ocorreu entre 1,79-1,2 G.a. conforme registra a geocronologia disponível. Contudo, é importante ressaltar que determinações U-Pb e/ou Sm-Nd nestas rochas seriam indispensáveis para precisar definitivamente a idade deste magmatismo fissural.

Finalizando, a Figura-34 ilustra resumidamente o quadro evolutivo idealizado para as áreas pesquisadas.

Figura 34- Quadro evolutivo esquemático das áreas estudadas e principais métodos geocronológicos utilizados.

CAPÍTULO VII- REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F.F.M. (1977) O Craton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, 7(4):349-364.
- 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.
- ANDRITZKY, G. (1968) Tectônica e origem do embasamento cristalino da área de Bendengó-Caratacá-Curundundum. XXII Congresso Brasileiro de Geologia, Belo Horizonte, MG, Anais, Breves Comunicações, p.88-89.
- ANDRITZKY, G. (1969) Mapeamento geológico da região de Caratacá. Relatório número 2. Missão Geológica Alemã no Brasil-Superintendência de desenvolvimento do Nordeste SUDENE, 18p.
- ANDRITZKY, G. (1971) Baugeschichte des prä-Bambui - Kristalins in Gebiet Caratacá-Bendengó, Distrikt Uauá, Nord-Bahia (Brasilien). *Ged. Rundsch.*, 60: 1051-1061.
- ARCANJO, J.B.A. & DANTON DE SOUZA, J. (1985) Projeto Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais - Folha SC. 24-Y-B. Texto e Mapas. Brasília, MME/DNPM/CPRM.
- ARMSTRONG, R.L.; EISBACHER, G.H.; EVANS, P.D. (1982) Age and stratigraphic-tectonic significance of Proterozoic diabase sheets, Mackenzie Mountains, northwestern Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 19:316-323.
- ARMSTRONG, R.L.; MONGER, J.W.H.; IRVING, E. (1985) Age of magnetization of the Axelgold Gabbro, north-central British Columbia. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 22: 1217-1222.

- ARMSTRONG, R.L. & RAMAEKERS, P. (1985) Sr isotopic study of Helikian sediment and diabase dikes in the Athabasca Basin, northern Saskatchewan. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 22: 399-407.
- BASTOS LEAL, L.R. (1991) Caracterização geocronológica dos enxames de diques máficos de Uauá e Vale do ri Curaçá - Implicações na evolução geológica da porção centro-norte do estado da Bahia. Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências - Exame de Qualificação, 33p. (inédito).
- BASTOS LEAL, L.R. & MENEZES, A.B. (1991) The mafic dyke swarm of Uauá (Brazil): geologic and petrographic aspects. *Boletim IGc-USP - Série Científica*, (no prelo).
- BARBOSA, O. (1966) Tectônica do Nordeste. XXI Congresso Brasileiro de Geologia, Rio de Janeiro, RJ, Anais, p. 68-72.
- BELLIENI, G.; PETRINI, R.; PICCIRILLO, E.M.; BRITO, C.M.; TEIXEIRA, W.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; MELFI, A.J.; DE MIN, A.; BASTOS LEAL, L.R. (1991) Early and Late Proterozoic dyke swarms from São Francisco Craton (Brazil): Petrology, geochemistry and Sr-Nd isotopes. *International Symposium of Mafic Dykes, Extended Abstracts*, p. 60-65.
- BERTRAND, H.; FERAUD, G.; SEBAI, A.; COFFRANT, D. (1991) Geochemistry and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of Mesozoic tholeiitic dykes and associated volcanism from Iberia to Mali: a short-lived uniform magmatic record of the Central Atlantic rifting. *International Symposium of Mafic Dykes, Extended Abstracts*, p. 23.
- BEURLIN, H. (1970) Estudos petrográficos no embasamento cristalino da Fazenda Rodeador - Uauá, Bahia. *Série Especial, número 12. Divisão de Geologia/Superintendência de Desenvolvimento do Nordeste (SUDENE)*, 32p.

- BOSSI, J.; CAMPAL, N.; CIVETTA, L.; DEMARCHI, G.; GIRARDI, V.; MAZZUCHELLI, M.; NEGRINI, L.; RIVALENTI, G.; FRAGOSO CESAR, A.R.S.; SINIGOI, S.; TEIXEIRA, W.; PICCIRILLO, E.M. (1992) Early Proterozoic dike swarm from western Uruguay: Geochemistry, Sr-Nd isotopes and petrogenesis. (inérito, submetido à publicação).
- BRITO NEVES, B.B.; CORDANI, U.G.; TORQUATO, J.R. (1980) Evolução geocronológica do Pré-Cambriano do estado da Bahia. *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia*, 3: 1-101.
- CHAVES, J.M. (1991) Maciços Cel. João Sá e Glória: Petrologia e geoquímica de granitóides do Domínio Macururé, Faixa Sergipana (NE do Brasil). Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Dissertação de Mestrado, 153p.
- COLLERSON, K.D. & SHERATON, J.W. (1986) Age and geochemical characteristics of a mafic dyke swarm in the Archean Vestfold Block Antarctic: Inferences about Proterozoic dyke emplacement in Gondwana. *Journal Petrology*, 27:853-886.
- CONCEIÇÃO, H.; BONIN, B.; SABATÉ, P.; LAMEYRE, J. (1989a) The Proterozoic syenitic massif of Itiúba (Bahia-Brasil): geology and petrology. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t.308, Serie II, p.45-50.
- CONCEIÇÃO, H.; SABATÉ, P.; DOMINGUEZ, M.; BONIN, B. (1989b) Evidence of structural control of the emplacement of Itiúba, a Lower Proterozoic syenitic massif (Bahia, Brazil). *C.R. Acad. Sci. Paris*, t.309, Serie II, p.403-408.
- CONCEIÇÃO, H. (1990) Petrologie du Massif Syenitique D'Itiuba: Contribution à l'étude minéralogique des roches alcalines dans l'état de Bahia (Brésil). Tese de Doutorado. Université de Paris- Sud Centre D'orsay, 393p.
- CONDIE, K. C. (1989) *Plate Tectonics & Crustal Evolution*. Third Edition, Perfamom Press, 475 p.

- CORDANI, U.G. & BRITO NEVES, B.B. (1982) The geologic evolution of South America during the Archean and Proterozoic. *Revista Brasileira de Geociências*, 12: 78-88.
- 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.
- CORREA GOMES, L.C.; TANNER DE OLIVEIRA, M.A.F.; CONCEIÇÃO, H.; ABRAM, M.B. (1991) Tectonic styles and chemistry of the mafic dykes in eastern part of São Francisco Craton, Bahia, Brazil. *International Symposium of Mafic Dykes, Extended Abstracts*, p.66-70.
- D'AGRELLA FILHO, M.S.; PACCA, I.G.; ONSTOTT, T.C.; RENNE, P.R.; TEIXEIRA, W. (1989) Paleomagnetism and geochronology of mafic dikes from the regions of Salvador, Olivença and Uauá, São Francisco Craton, Brazil: present stage of the USP/Princeton University collaboration. *Boletim IGc-USP - Série Científica*, 20:1-8.
- D'AGRELLA FILHO, M.S.; PACCA, I.G.; TEIXEIRA, W.; ONSTOTT, T.C.; RENNE, P.R. (1990) Paleomagnetism of Middle Proterozoic (1.01 to 1.08 Ga) mafic dykes in south-eastern Bahia State-São Francisco craton, Brazil. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 101: 332-348.
- D'AGRELLA FILHO, M. & PACCA, I.G. (1991) Paleomagnetism of Lower Proterozoic mafic dykes from Uauá region-north of Bahia state, Brazil. *International Symposium of Mafic Dykes, Extended Abstracts*, p. 76-80.
- DALRYMPLE, G.B.; GROMME, C.S.; WHITE, R.W. (1975) Potassium-argon age and paleomagnetism of diabase dykes in Liberia - Initiation of Central Atlantic rifting. *Geological Society of America Bulletin*, 86:399-411.

- DAVISON, I & SANTOS, R.A. (1989) The evolution of the Sergipano Fold Belt, NE Brazil, during the Brasiliano orogeny. *Precambrian Research*, 45: 319-342.
- DELGADO, J. de M. & DALTON DE SOUZA, J. (1975) Projeto Cobre-Curaca; Geologia Econômica do Distrito Cuprífero do Rio Curaca, Bahia-Brasil. Relatório Final e Mapas. Salvador, CPRM, 1975. 9 vols. Convênio DNPM/CPRM.
- De PAOLO, D.J. & WASSERBURG, G.J. (1979) Sm-Nd age of the Stillwater Complex and the mantle evolution curve for neodymium. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 43: 999-1008.
- DUPUY, C. & DOSTAL, J. (1984) Trace element geochemistry of some continental tholeiites. *Earth and Planetary Science Letters*, 67: 61-69.
- ERNST, R.E.; BELL, K.; RENALLI, R.; HALLS, H.C. (1987) The Great Abitibi dyke, southeastern Superior Province, Canadá. In: Mafic dyke swarms. Geological Association of Canada, Special Paper, 34: 123-137.
- FAHRIG, W.F. (1987) The tectonic setting of continental mafic dyke swarms: failed arm and early passive margin. In: Mafic dyke swarms. Geological Association of Canada, Special Paper, 34: 331-348.
- FAURE, G. (1986) Principles of isotope geology- 2nd edition - John Wiley and Son, 589p.
- FERAUD, G.; GIANNERINI, G.; GREENHOUGH, J.D. (1987) Dyke swarms as paleostress indicators in areas adjacents to continental collision zones: examples from the European and northwestern Arabian Plates. In: Mafic Dykes Swarms, Geological Association Canada, Special Paper, 34: 273-278.

- FERAUD, G.; BERTRAND, H.; ZUMBO, V.; SEBAI, A.; CHAZOT, G. (1991) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age and geochemistry of the magmatism of Saudi Arabia and Yemen related to the early opening of the Red Sea rift. International Symposium of Mafic Dykes, Extended Abstract, São Paulo, Brazil, 1991, p. 24-25.
- FIGUEIREDO, M.C.H. (1981) Geoquímica das rochas metamórficas de alto grau do nordeste da Bahia-Brasil. *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia*, 4:1-71.
- FIGUEIREDO, M.C.H. (1982) Geochemistry of high-grade complexes of Bahia State, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 12:307-312.
- FIGUEIREDO, M.C.H. (1989) Gechemical evolution of eastern Bahia Brazil: A probable early Proterozoic subduction - related magmatic arc. *Journal of South American Earth Sciences*, 2(2):131-145.
- FONSECA, V.P. (1986) Geologia da região do Rio Capim, Uauá-Bahia. Área I - Algodões. Relatório de Graduação (UFRN), 192p (inédito).
- GÁAL, G.; TEIXEIRA, J.B.G.; D'EL REY SILVA, L.J.H.; SILVA, M.G. (1987) New U-Pb data from granitoids, reflecting early Proterozoic crustal evolution in northeast Bahia, Brazil. Presented on International Symposium on Granites and Associated Mineralization (ISGAM), Salvador (inédito).
- GATES, T.M. & HURLEY, P.M. (1973) Evaluation of Rb-Sr dating methods applied to the Matachewan, Abitibi, Mackenzie and Sudbury dike swarms in Canada. *Canadian Journal Earth Sciences*, 10:900-919.

- GAVA, A.; NASCIMENTO, D.A.; VIDGAL, J.L.B.; GHIGNONE, J.I.; OLIVEIRA, E.P.; SANTIAGO FILHO, A.L.; TEIXEIRA, W. (1983) Geologia. Projeto Radam Brasil, departamento Nacional da Produção Mineral (DNPM), Folha SC.24 Aracaju/Recife, 30: 27-376.
- HALLS, H.C. (1982) The importance and potencial of mafic dyke swarms in the studies of geodynamics processes. Geoscience Canada, 9:145-154.
- HALLS, H.C. & FAHRIG, W.F. (1987) Mafic dyke swarms. Geological Association of Canada, Special Paper 34:503p. (editors).
- HALLS, H.C. & PALMER, H.C. (1989) The tectonic relationship of two early Proterozoic dyke swarms to the Kapuskasing Structural Zone: A paleomagnetic and petrographic study. Canadian Journal of Earth Sciences, 27:87-103.
- HANCOCK, P.L. & BEVAN, T.G. (1987) Brittle modes of foreland extension. In: Continental Extensional Tectonics, editores: Coward, M.P. & Hancock, P.L., 1987. Geological Society Special Publication, 28: 127-137.
- HANES, J.A. (1987) Dating of Precambrian mafic dykes swarms by the Rb-Sr, K-Ar and Sm-Nd methods. In: Mafic Dike Swarms. Geological Association of Canada, Special Paper 34:137-147.
- HANES, J.S.; YORK, D.; HALL, C.M. (1985) An ^{40}Ar - ^{39}Ar geochronology and electron microprobe investigation of an Archean pyroxenite and its bearing on ancient atmospheric compositions. Canadian Journal of Earth Sciences, 22:947-958.
- HASUI, Y.; D'EL REY SILVA, L.J.H.; SILVA, F.J.L.; MANDETTA, P.; MORAES, J.A.C.; OLIVEIRA, J.G.; MIOLA, W. (1982) Geology and copper mineralization of Curaçá River valley, Bahia. Revista Brasileira de Geociências, 12:463-474.

- HEAMAN, L. (1991) U-Pb dating of giant radiating dyke swarms: Potential for global correlation of mafic magmatic events. International Symposium of Mafic Dykes, Extended Abstracts, p. 07-09.
- HEAMAN, L.M. & TARNEY, J. (1989) U-Pb baddeleyite ages the Scourie dyke swarms, Scotland: evidence for two distinct intrusion events. *Nature*, 340:705-708.
- INDA, H.A.V. & BARBOSA, J.F. (1978) Texto explicativo para o mapa geológico do estado da Bahia, escala: 1: 000. 000, CPM/SME- Bahia.
- JARDIM DE SÁ, E.F. (1981) A Chapada Diamantina e o Grupo Santo Anofre: Um exemplo de tectônica intra-placa no Proterozóico médio do Craton do São Francisco. *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia, Textos Básicos*, 4: 111-120.
- JARDIM DE SÁ, E.F.; ARCANJO, C.J.; LEGRAND, J.M. (1982) Structural and metamorphic history of part of the high-grade terrain in the Curaçá valley, Bahia, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 12:251-262.
- JARDIM DE SÁ, E.F.; SOUZA, Z.S.; FONSECA, V.P.; LEGRAND, J.M. (1984) Relações entre "greenstone belts" e terrenos de alto grau: o caso da faixa Rio Capim, NE da Bahia. XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia, Rio de Janeiro, RJ, Anais, p.2615-2629.
- KALSBECK, F. & TAYLOR, P.N. (1985) Age and origin of early Proterozoic dolerite dykes in South-West Greenland. *Contribution of Mineralogy and Petrology*, 89: 307-316.
- KALSBECK, F. & TAYLOR, P.N. (1986) Chemical and isotopic homogeneity of a 400 Km long basic dyke in central West Greenland. *Contribution of Mineralogy and Petrology*, 93: 439-448.

- 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, Tese de Doutorado, 111p. (inédito).
- KAWASHITA, K.; SONOKI, I.; SATO, K.; SONOKI, H.M. (1990) Regressões lineares em geocronologia: isócronas, errócronas e pseudoisócronas. Boletim IG-USP, Série Científica, 21: 53-72.
- KISHIDA, A. & RICCIO, L. (1980) Chemostratigraphy of lava sequences from the Rio Itapicuru greenstone belt, Bahia State, Brazil. Precambrian Research, 11: 161-178.
- KROGH, T.E.; CORFU, F.; DAVIS, D.W.; DUNNING, G.R.; HEAMAN, L.M.; KAMO, S.L.; MACHADO, N.; GREENOUGH, J.D.; NAKAMURA, E. (1987) Precise U-Pb isotopic ages of diabase dykes and mafic to ultramafic rocks using trace amounts of baddeleyite and zircon. In: Mafic Dyke Swarms. Geological Association Canada, Special Paper 34, 147-152.
- LE CHEMINANT, A.N. & HEAMAN, L.M. (1989) Mackenzie igneous events, Canada: Middle Proterozoic hot spot magmatism associated with ocean opening. Earth and Planetary Science Letters, 96: 38-48.
- LEUBE, A. (1972) Prospeção de cobre no norte da Bahia. Hannover, SUDENE/ MISSÃO GEOLÓGICA ALEMÃ NO BRASIL. Volume 1, 98p.
- LINDENMAYER, Z.G. (1981) Evolução geológica do Vale do Rio Curaçá e dos corpos máfico-ultramáficos mineralizados a cobre. Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia, Textos Básicos, 4: 72-110.
- MARTINS, G. (1991) Caracterização petrológica e geoquímica do enxame de diques máficos do rio Ceará-Mirim. Instituto Astronômico e Geofísico, Universidade de São Paulo, Dissertação de Mestrado, 125p.

- MASCARENHAS, J.F. (1973) A geologia do centro-leste do estado da Bahia. XXVII Congresso Brasileiro de Geologia, 27, Aracaju, SE. Anais. p. 35-66.
- MASCARENHAS, J.F. (1979a) Evolução geotectônica do Pré-Cambriano do Estado da Bahia. Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia, Textos Básicos, 2: 57-157.
- MASCARENHAS, J.F. (1979b) Estruturas do tipo "greenstone belt" no leste da Bahia. Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia. Textos Básicos, 2: 25-51.
- MASCARENHAS, J. F. (1990) Uma síntese sobre a geologia da Bahia. Superintendência de Geologia e Recursos Minerais- Secretaria das Minas e Energia do Estado da Bahia, 98p.
- MASCARENHAS, J.F. & GARCIA, T.W. (1989) Mapa geocronológico do estado da Bahia- Texto Explicativo, SME/SGM, 189p.
- MASCARENHAS, J.F. & SÁ, J.H.S. (1982) Geological and metallogenic patterns in the Archean and Early Proterozoic of Bahia State, Eastern Brazil. Revista Brasileira de Geociências, (12): 193-214.
- McREATH, I & SABATÉ, P. (1987) Granitoids of the state of Bahia, Brazil: A review. Revista Brasileira de Geociências, 17,(4):404-414.
- McREATH, I.; SABATÉ, P.; MASCARENHAS, O.M. (1988) Granitóides sintectônicos Transamazônicos nos terrenos de médio-alto grau a oeste do greenstone belt do Rio Itapicuru- Ba. VII Congresso Latino Americano de Geologia. Belém, Anais, p. 560-566.

- MENEZES, A.B. & BASTOS LEAL, L.R. (1991) Metamorphic variation in the mafic dyke swarms of Uauá, Bahia, Brazil. International Symposium of Mafic Dykes, Extended Abstracts, p. 165.
- MENZIES, M.A. (1990) Continental mantle. Claredon Press- Oxford. 184p. (editor).
- MURTHY, N.G.K. (1987) Mafic dyke swarms of Indian Shield. In: Mafic dyke swarms. Geological Association of Canada, Special Paper, 34: 393-400.
- MOHR, P.A. (1987) Crustal contamination in mafic sheets: a summary. In: Mafic Dyke Swarms. Geological Association of Canada, Special Paper, 34: 75-80.
- MYERS, J.D., KRISHNA SINHA, A. ; MARSH, B.D. (1984) Assimilation crustal material by basaltic magma: Strontium isotopic and trace element data from the Edgacumbe Volcanic Field, SE Alaska. Journal of Petrology, 25: 1-26.
- OLIVEIRA, E.P. (1989) Secular variation in the composition of Brazilian mafic dyke swarms: preliminary results. In: Boletim IGc-USP, Série Científica, 19: 33-37.
- OLIVEIRA, E.P. (1990) Novos conceitos sobre o complexo máfico-ultramáfico cuprífero da Mina de Caraíba, Bahia. Revista Brasileira de Geociências, 19 (4): 449-461.
- OLIVEIRA, E.P. (1992) Petrogenesis of middle Proterozoic mafic dykes in the São Francisco Craton: implications for a fossil mantle plume beneath the northern Espinhaço Range. In: Boletim IGc-USP - Série Científica (no prelo).
- OLIVEIRA, E.P. & MONTES, M.L. (1984) Os enxames de diques máficos do Brasil. XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia, Rio de Janeiro, RJ, Anais, p. 4137-4154.

- OLIVEIRA, E.P. & TARNEY, J. (1991) Processes versus source characteristics in the genesis of the Middle Proterozoic Curaçá dykes, northeastern Brazil. International Symposium of Mafic Dykes, Extended Abstracts, p. 81-86.
- PATCHETT, P.J. & BYLUND, G. (1977) Age of Greenville belt magnetisation: Rb-Sr and paleomagnetic evidence from Swedish dolerites. Earth and Planetary Science Letters, 35:92-104.
- PATCHETT, P.J.; BYLUND, G.; UPTON, B.G.J. (1978) Paleomagnetism and the Greenville orogeny: new Rb-Sr ages from dolerites in Canada and Groeland. Earth and Planetary Science Letters, 40:349-364.
- PATCHETT, P.J.; BREEMEN, O.V.; MARTIN, R.F. (1979) Sr isotopes and the structural state of feldspars as indicators of post-magmatic hydrothermal activity in continental dolerites. Contribution Mineralogy and Petrology, 69:65-73.
- PETRI, S.; COIMBRA, A.M.; AMARAL, G.; OJEDA Y OGEDA, H.A.; FÚLFARO, V.J.; PONÇANO, W.L. (1982) Suplemento Especial-
Jornal do Geólogo. Sociedade Brasileira de Geologia, São Paulo, Edição Preliminar, 55p.
- PINESE, J.P. (1989) Caracterização petrológica e geoquímica dos diques máficos do Arco de Ponta Grossa. Instituto Astronômico e Geofísico. Universidade de São Paulo. Dissertação de Mestrado, 196p.
- RANNALLI, G. & ERNSR, R.E. (1986) The Abitibi dyke swarm: a consequence of Superior-Greenville interaction?. Tectonophysics, 121: 357-366.
- RAO, A.B. (1968) Estudos petrológicos das diabásias entre Haurá e Caratacá. IV Simpósio de Geologia do Nordeste, Recife, 1968, Sociedade Brasileira de Geologia, Resumo das Comunicações, p. 28-29.

- RENNE, P.R.; ONSTOT, T.C.; D'AGRELLA FILHO, M.S.; PACCA, I.G. TEIXEIRA, W. (1990) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of 1.0-1.1 Ga magnetizations from the São Francisco and Kalahari Cratons: tectonic implications for Pan-African and Brasiliano Mobile Belts. *Earth and Planetary Science Letters*, 101: 349-366.
- SABATÉ, P.; MARINHO, M.M.; VIDGAL, P.; CAEN-VACHETTE, M. (1990a) The 2 Ga peraluminous magmatism of the Jacobina-Contendas Mirantes belts (Bahia, Brazil): Geologic and isotopic constraints on the source. *Chemical Geology*, 83: 325-338.
- SABATÉ, P.; CAENVACHETTE, M.; MARINHO, M.M.; VIDAL, P.; SOARES, C.P. (1990b) Dados isotópicos Rb/Sr e Sm/Nd da intrusão monzonítica 2.0 Ga de Cansanção (Bahia-Brasil), implicações sobre as fontes. XXXVI Congresso Brasileiro de Geologia, Natal, RN, Boletim de Resumos, p.163.
- SANTOS, E.J. & BRITO NEVES, B.B. (1984) Província Borborema. In: F.F.M. Almeida e Y. Hasui (Editores), *O Precambriano do Brasil*. Edgard Blucher, São Paulo, p. 123-186.
- SATO, K. (1986) Síntese geocronológica do estado da Bahia e evolução crustal, com base no diagrama de evolução do Sr e razões iniciais $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$. Instituto de Geociências. Universidade de São Paulo. Dissertação de Mestrado, 124p.
- SCHOBENHAUS, C.; ALMEIDA CAMPOS, D.; DERZE, G.R.; ASMUS, H.E. (1984) Geologia do Brasil. Texto Explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da Área Oceânica adjacente incluindo Depósitos Minerais. Escala 1: 2 500 000. MME/DNPM, 501p..
- SCHWARZ, E.J.; HOOD, P.J.; TESKEY, D.J. (1987) Magnetic expression of Canadian diabase dykes and downward modelling. In: *Mafic dyke swarms*. Geological Association of Canada, Special Paper 34, p. 153-162.

- SEIXAS, S.R.M.; AZEVEDO, R.R.; SAMPAIO, A.R.; OLIVEIRA, V.E.; TEIXEIRA, L.R.; DIAS GOMES, R.A.A.; GOMES, P.J.P. (1985) Projeto Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais. Folha SC. 24-V-D. Textos e Mapas. Brasília, MME/DNPM/CPRM.
- SIAL, A.N.; OLIVEIRA, E.P. & CHOUDHURI, A. (1987) Mafic dyke swarms of Brazil. In: Mafic dyke swarms. Geological Association of Canada, Special Paper, 34: 467-481.
- SILVA, L.J.H.D'ELREY (1985) Geologia e controle estrutural do depósito cuprífero de Caraíba- Vale do Curuçá- Bahia. Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia, 6: 51-136.
- SILVA, M.G. (1984) A sequência vulcano sedimentar do médio Rio Itapicuru- Bahia. Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia, Textos Básicos, 5: 7-42.
- SILVA, M.G. (1987) Geochemie, Petrologie und Geotektonische Entwicklung eines proterozoischen Grünsteingürtels, Rio Itapicuru, Bahia, Brasilien. Tese de Doutorado. Universidade de Freiburg, R.F.A.
- SILVA, M.G. (1990a) Modelamento geoquímico das rochas basálticas do "greenstone belt" do Rio Itapicuru (Ba). XXXVI Congresso Brasileiro de Geologia, Natal, RN, Boletim de Resumos, p. 196.
- SILVA, M.G. (1990b) O "Greenstone Belt" do Rio Itapicuru: uma bacia do tipo back-arc de idade proterozóica inferior. XXXVI Congresso Brasileiro de Geologia, Natal, RN, Boletim de Resumos, p. 322.
- SOUZA, Z.S. (1984) Mapeamento geológico do "greenstone belt" do Rio Capim-Ba. Área de Riacho de Pedras. Relatório de Graduação. UFRN, 303p..

- SOUZA, Z.S. (1986) Zonas de cisalhamento no "Greenstone belt" do Rio Capim, NE da Bahia- Um modelo de deformação prograssiva. XXXIV Congresso Brasileiro de Geologia, Goiânia, GO, Anais, p.678-694.
- STEIGER, R.H. & JAGER, E. (1977) Subcomission on Geochronology: convetion on the use of decay constants in geochronology and cosmochronology. A.A.P.G. Studies in Geology, 8: 67-71.
- TEIXEIRA, J.B.G. (1985a) Geologia e controles da mineralização aurífera da Fazenda Brasileiro, Serrinha - Bahia. Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia, Textos Básicos, (6): 9-49.
- TEIXEIRA, W. (1985b) Evolução geotectônica da porção meridional do Craton do São Francisco, com base em interpretações geocronológicas. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Tese de doutoramento, 207p.
- TEIXEIRA, W. (1989) Mafic dykes in the southern part of the São Francisco craton: a tectonic review based on K/Ar geochronology. In: Boletim IG-USP, Série Científica, 20: 25-30.
- TEIXEIRA, W. & FIGUEIREDO, M.C.H. (1991) An outiline of Early Proterozoic crustal evolution in the São Francisco craton, Brazil: a review. Precambrian Research, 53: 1-22.
- TEIXEIRA, W.; KAWASHITA, K.; PECCHIO, M.; TAME, N.R. (1988) Geocronologia K-Ar do enxame de diques básicos da parte meridional do craton do São Francisco e implicações no contexto geotectônico. XXXV Congresso Brasileiro de Geologia, Belém, PA, Anais, p. 2870-2886.
- TORQUATO, J.R.F.; TANNER OLIVEIRA, M.A.F.; BARTELS, R.L. (1978) Idade radiométrica do granito de Campo Formoso- uma idade mínima para o Grupo Jacobina. Revista Brasileira de Geociências (8): 171-179.

- VAAJOKI, M. & SAKKO, M. (1988) The radiometric age of the Virmalia diabase dyke: evidence for 2.0 M.a. of continental rifting in Padasjoki, southern Finland. Geological Survey of Finland, Special Paper, 10: 43-44.
- VAN SCHMUS, R. (1975) On the age of the Sudbury dike swarms. Canadian Journal of Earth Science, 12: 1690-1702.
- WILLIAMSON, J.H. (1968) Least-squares fitting of a straight line. Canadian Journal Physics, 46: 1845-1847.
- WINDLEY, B.F. (1984) The evolving continents. John Wiley and Sons, 2ed., 399p.
- WINGE, M. (1984a) A sequência vulcano-sedimentar do Grupo Capim-Bahia. Geologia e Recursos Minerais do estado da Bahia, Textos Básicos, 5: 43-103.
- WINGE, M. (1984b) Observações sobre a organização estrutural do Grupo Capim-Ba. XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia, Rio de Janeiro, RJ, Anais, p. 2630-2646.
- WINGE, M. & DANNI, J.C.M. (1980) Compartimentos geotectônicos pré-brasileiros entre Caratacá e Bendengó, Município de Uauá - Bahia. XXXI Congresso Brasileiro de Geologia, Florianópolis, SC, Anais, p. 2785-2795.
- WIRTH, K.R.; OLIVEIRA, E.P.; SILVA SÁ, J.H.; TARNEY, J. (1990) Early Precambrian basic rocks of South America. In: Early Precambrian Basic Magmatism, editores: Hall, R.P. & Hughes, D.J., Blackie- Glasgow and London, 11: 248-269.
- ZINDLER, A.; HART, S.R.; BROOKS, C. (1981) The Shabogamo intrusive suite, Labrador: Sr and Nd isotopic evidence for contaminated mafic magmas in the Proterozoic. Earth and Planetary Science Letters, 54: 217-235.

UNIDADE	Nº LAB.	Nº CAMPO	ROCHA	Rb(ppm)	Sr(ppm)	Rb87/Sr86 +/- ERRO	Sr87/Sr86 +/- ERRO	REFERENCIA
U	5798	EG-21D	GN	33	351	0.2522	0.71200	1
	5799	EG-21E	GN	31	437	0.2060	0.71060	1
	5800	EG-22I	GN	29	560	0.1510	0.70726	1
	5801	EG-22B	GN	22	631	0.1210	0.70600	1
	7189	JM-BA-384-A	GN	124	226	1.6000 +/- 0.045	0.76620 +/- 1	1
	5925	JM-BA-340-B	GN	110	109	2.9400 +/- 0.000	0.83400 +/- 100	1
	7190	JM-BA-349-A	GN	94	318	0.8500 +/- 0.020	0.73040 +/- 1	1
	5926	JM-BA-349-B	GN	112	335	0.9700 +/- 0.03	0.74520 +/- 100	1
	5943	JM-BA-365	GN	103	341	0.8800 +/- 0.02	0.73970 +/- 120	1
	5071	JM-BA-180-A	GN	40	200	0.4900 +/- 0.01	0.72350 +/- 100	1
	5072	JM-BA-180-B	GN	23	316	0.2200 +/- 0.005	0.71410 +/- 100	1
	5073	JM-BA-180-C	GN	71	324	0.6300 +/- 0.01	0.73110 +/- 6	1
	5074	JM-BA-180-D	GN	79	186	1.2300 +/- 0.02	0.75780 +/- 90	1
	5103	JM-BA-180-E	GN	76	314	0.7100 +/- 0.01	0.73610 +/- 29	1
	11020	LR-7027A	GN	101	633	0.4620 +/- 0.013	0.74360 +/- 17	2
	11022	LR-7027B	GN	125	927	0.3917 +/- 0.014	0.71799 +/- 22	2
	11023	LR-7027C	GN	109	729	0.4360 +/- 0.012	0.72001 +/- 9	2
	11024	LR-7027E	GN	83	801	0.3000 +/- 0.008	0.71536 +/- 9	2
	11025	LR-7027G	GN	100	593	0.5280 +/- 0.015	0.72377 +/- 6	2
	5812	LR-7027L	GN	70	850	0.2390 +/- 0.07	0.71000 +/- 140	2
C	6003	EG-64E	GN	69	910	0.2190 +/- 0.006	0.71060 +/- 100	1
	6004	EG-64B	GN	107	721	0.4320 +/- 0.012	0.72100 +/- 130	1
	5945	JM-BA-380	GN	211	116	5.3700 +/- 0.15	0.87210 +/- 300	1
	5947	JM-BA-382-A	GN	87	223	1.0900 +/- 0.03	0.73390 +/- 110	1
	5948	JM-BA-383	GN	86	172	1.4500 +/- 0.04	0.75070 +/- 9	1
	5949	JM-BA-384	GN	105	198	1.5400 +/- 0.04	0.75100 +/- 170	1
	5950	JM-BA-385	GN	153	59	7.6600 +/- 0.21	0.92600 +/- 220	1
	5813	EG-79A	GRAN	121	103	3.3900 +/- 0.10	0.81000 +/- 10	1
	6028	EG-79C	GRAN	37	243	0.4370 +/- 0.10	0.72010 +/- 90	1
	6029	EG-79D	GRAN	125	181	1.9900 +/- 0.04	0.76920 +/- 160	1
C	6030	EG-79E	GRAN	298	89	10.0000 +/- 0.20	1.01870 +/- 160	1
	5805	EG-81A	GRAN	65	407	0.3890 +/- 0.010	0.71640 +/- 10	1
	5806	EG-81B	GRAN	61	506	0.3480 +/- 0.01	0.71470 +/- 10	1
	5802	EG-81C	GRAN	31	492	0.1810 +/- 0.001	0.70970 +/- 10	1
	5807	EG-81D	GRAN	63	548	0.3330 +/- 0.010	0.71430 +/- 10	1
	1583	CA-1(B)	GRAN	259	119	6.4000 +/- 1.13	0.90300 +/- 160	1
	1584	CA-1(E)	GRAN	227	132	5.0700 +/- 0.1	0.86330 +/- 110	1
	1070	BOCEGE0-2	GRAN	49	207	0.6900 +/- 0.01	0.73320 +/- 100	1
	1071	BOCEGE0-4	GRAN	40	559	0.2500 +/- 0.005	0.71440 +/- 1	1
	1076	BOCEGE0-6	GRAN	1.9	414	0.0100 +/- 0.005	0.70410 +/- 140	1
	1072	BOCEGE0-5A	GRAN	113	50	5.7300 +/- 0.11	0.89270 +/- 120	1
	1073	BOCEGE0-5B	GRAN	115	00	4.2100 +/- 0.00	0.83210 +/- 520	1
	1074	BOCEGE0-5C	GRAN	114	476	0.7000 +/- 0.01	0.72850 +/- 50	1
	1075	BOCEGE0-5D	GRAN	23	673	0.1000 +/- 0.005	0.70000 +/- 90	1
	5927	JM-350A	GRAN	185	149	3.6400 +/- 0.1	0.82110 +/- 90	1
	5028	JM-350B	GRAN	249	127	5.7900 +/- 1.60	0.88490 +/- 150	1
	5929	JM-350C	GRAN	150	228	2.0200 +/- 0.06	0.77660 +/- 170	1
	5930	JM-350E	GRAN	49	239	0.5900 +/- 0.02	0.72060 +/- 110	1
	5931	JM-350G	GRAN	104	313	0.9700 +/- 0.03	0.73280 +/- 110	1

Tabela com os dados geocronológicos Rb-Sr do Complexo Metamórfico Uauá (CMU) e Complexo Caraíba (CC). GN= Gnaisses; GRAN= Granulito.

1- Mascarenhas & Garcia (1989)

2- Neste Trabalho

ANEXO 2

AMOSTRA	FRAÇÃO (g/cm ³)	Pb206/U238 +/- ERRO	Pb207/U235 +/- ERRO	Pb207/U206 +/- ERRO
AP-IA	4.3<4.6	0.2875 +/- 15	5.602 +/- 32	0.14134 +/- 26
AP-IB	4.4>4.6	0.3535 +/- 18	6.592 +/- 37	0.13527 +/- 25
AP-IC	4.4>4.6	0.3580 +/- 23	6.645 +/- 46	0.13463 +/- 33
AP-ID	4.3<4.6	0.2662 +/- 16	5.528 +/- 45	0.14010 +/- 72
AP-IIA	4.2<4.6	0.1232 +/- 11	2.345 +/- 26	0.13806 +/- 81
AP-IIB	4.2<4.6	0.2893 +/- 19	5.492 +/- 42	0.13769 +/- 49
AP-IIC	4.2<4.6	0.2740 +/- 19	5.182 +/- 45	0.13170 +/- 57
AP-IID	4.2<4.6	0.2855 +/- 16	5.382 +/- 34	0.13673 +/- 33
GT-I	4.4>4.2	0.1928 +/- 10	3.420 +/- 24	0.12864 +/- 51

Tabela com os dados isotópicos de Pb dos terrenos de alto grau do Complexo Caraíba (Gaal et al., 1987-inédito).