PETROGRAFIA E LITOGEOQUÍMICA DOS METATONALITOS E SEUS ENCLAVES DE GRANULITOS BÁSICOS DA PARTE SUL DO CINTURÃO ITABUNA-SALVADOR-CURAÇÁ, BAHIA

IVANA CONCEIÇÃO DE ARAÚJO PINHO, JOHILDO SALOMÃO FIGUEIREDO BARBOSA
& CARLSON MATOS MAIA LEITE

Abstract *PETROGRAPHY AND LITHOGEOCHEMISTRY OF THE METATONALITE AND BASIC GRANULITIC ENCLAVES. IN THE SOUTHERN PART OF THE ITABUNA-SALVADOR-CURAÇÁ BELT, BAHIA, BRAZIL* The research has led to the definition of an important lithologic unit composed by archaean metatonalites containing enclaves of biotite-bearing basic granulites, hornblende-bearing basic granulites and garnet-bearing basic granulites. The essential minerals in metatonalites include plagioclase, quartz, orthopyroxene and clinopyroxene whereas garnet is rare and hornblende and biotite are secondary ones. The basic granulites are, in general, composed by the same mineralogy, except quartz but they differ from the metatonalites by an enrichment of biotite, hornblende and garnet. Petrochemically, the metatonalites are low potassium-calc-alkaline rocks with REE concentration showing a strong fractionated spectrum, with LREE enrichment and HREE impoverishment. In comparison, the basic granulites show tholeiitic filiation and they exhibit little fractionated-flat-REE patterns that suggest basalt and/or gabbro protholiths. Both metatonalites and basic granulites do not show Eu anomaly. The metatonalites are similar to the Lewisian Complex in Scotland, such characteristic leads to an interpretation that they were formed by fractional crystallization from a basic magma, which had been produced by partial melting of hydrated basalts/gabbros. The tectonic model for the region involves the collision of archaean crustal segments during the paleoproterozoic and that the existing oceanic crust between them may have produced tonalites similar to those studied. The basic granulites which occur as enclaves, especially those containing garnet, can represent this oceanic crust and possible source of the metatonalite's protholiths.

Keywords: metatonalites, basic granulites, Bahia, Brazil, petrography, lithogeochemistry

Resumo Os estudos levaram à descoberta de uma importante unidade litológica composta de um corpo de metatonalitos o qual encerra três tipos de enclaves de granulitos básicos: com biotita, com hornblenda e com granada. Os metatonalitos apresentam como minerais essenciais, plagioclásio, quartzo, ortopiroxênio e clinopiroxênio tendo como minerais secundários a hornblenda e a biotita. A granada ocorre raramente. Por sua vez, os granulitos básicos são constituídos, no geral, pela mesma mineralogia dos metatonalitos, exceto pelo empobrecimento em quartzo e o enriquecimento em piroxênios, biotita, hornblenda e granada. Os metatonalitos estudados são de idade paleoproterozóica e de filiação cálcio-alcálica de baixo potássio. Neles os elementos terras raras apresentam espectros fortemente fracionados exibindo um enriquecimento nos terras raras leves e empobrecimento nos terras raras pesados e não mostram anomalias de Eu. Por outro lado, os três tipos de granulitos básicos tiveram como protólitos, basaltos e/ou gabros de filiação toleítica com algumas diferenças nos elementos químicos. Suas terras raras mostram espectros relativamente planos, pouco fracionados e sem anomalias de Eu. As semelhanças dos metatonalitos estudados com aqueles do Complexo Lewisian, Escócia, permite interpretar que eles foram formados por cristalização fracionada de magma cálcio-alcálico, produzido por fusão hidratada de basaltos/gabros. O modelo geotectônico para a região propõe a colisão de segmentos crustais arqueanos durante o paleoproterozóico e que a crosta oceânica existente entre eles pode ter produzido tonalitos, semelhantes aos estudados. Os granulitos básicos que ocorrem como enclaves, sobretudo os portadores de granada podem ser os representantes desta crosta oceânica e possível fonte dos protólitos dos metatonalitos.

Palavras-chave: metatonalitos, granulitos básicos, Bahia, Brasil, petrografia, litogeoquímica

INTRODUÇÃO O mapeamento geológico de terrenos granulíticos é, em geral, muito difícil visto que suas rochas, sobretudo aquelas com características ácidas e intermediárias, devido às fortes deformações e recrystalizações a que foram submetidas, mostram-se com feições no campo muito parecidas o que impede uma separação rápida e eficiente das unidades. Em função disso para viabilizar a cartografia geológica desses terrenos tem sido utilizada, ao lado dos trabalhos de campo, não somente a petrografia, mas principalmente a litogeoquímica, a química mine-

ral e a geologia isotópica/geocronologia. Com esta sistemática multidisciplinar estão sendo mapeadas no sul/sudeste da Bahia, treze folhas na escala 1:100.000 (Barbosa *et al.* 2001). Isso tem possibilitado detalhar os principais domínios geológicos/geotectônicos, quais sejam: o Bloco Jequié, situado na parte ocidental, o Cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá localizado na parte oriental, ambos da fácies granulito e a Banda de Ipiáú, inserida na parte central, metamorfisada na fácies anfibolito (Barbosa 1986, Barbosa & Dominguez 1996, Pinho 2000, Barbosa & Sabatê 2002).

Os trabalhos vêm mostrando que os protólitos do Bloco de Jequié são constituídos essencialmente por intrusões múltiplas enderbíticas-charnockíticas. As intrusões mais antigas estão parcialmente migmatizadas, incluem faixas de supracrustais contendo granitos anatóticos ricos em granada e cordierita. Além disso essas intrusões estão associadas a intercalações de bandas félsicas e máficas que contém idades Sm-Nd em torno de 3.0 Ga (Barbosa & Sabaté 2002). Uma segunda população de intrusões de enderbitos-charnockitos, deformadas e constituídas de bandas claras (quartzo e feldspatos predominantes) e bandas escuras (abundante ortopiroxênio, clinopiroxênio e hornblenda), mostram idades de 2.6/2.8 Ga obtidas pelo método U-Pb SHRIMP em zircão, (Marinho *et al.* 1992). Charnockitos ricos em hornblenda e com idade próxima de 2.1 Ga, obtida pelo método Pb-Pb evaporação em zircão (J. Barbosa, comunicação verbal) intrudem indistintamente os enderbitos-charnockitos arqueanos. Por sua vez, na parte sul do Cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá estão sendo mapeados quatro tipos de metatonalitos: um de idade paleoproterozóica (2,1 Ga) e três de idade arqueana, entre 2.5 e 2.6 Ga, todas elas conseguidas pelo método Pb-Pb evaporação e confirmadas pelo método U-Pb, SHRIMP, em zircões (J.J. Peucat, comunicação verbal). Estes metatonalitos, com química cálcio-alcalina de baixo potássio, contém enclaves de granulitos básicos de diversos tipos, mas a maio-

ria com características toleíticas. Ainda são encontradas neste Cinturão, faixas de rochas supracrustais granulitizadas, associadas tectonicamente com os metatonalitos (Barbosa *et al.* 2001).

O objetivo deste artigo é apresentar, de forma sucinta, dados inéditos da geologia, da petrografia e da litogeoquímica do metatonalito paleoproterozóico antes referido e que aflora nos municípios de Camamu, Ubaitaba, Itabuna e Ilhéus, todos na Bahia (Pinho 2000). Uma comparação das rochas estudadas com os metatonalitos arqueanos do Complexo de Lewisian na Escócia (Rollinson & Fowler 1987) também foi realizada, visto que o estudo destes metamorfitos escoceses foi importante para o entendimento dos processos geológicos que ocorreram em segmentos da crosta continental inferior. O Cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá também é um representante desta crosta e os dados e elementos de suas rochas, expostos neste trabalho, certamente irão contribuir para este entendimento.

GEOLOGIA REGIONAL E LOCAL A área de pesquisa situa-se no domínio do Cráton São Francisco (Almeida 1977), na região granulítica do sul/sudeste da Bahia (Fig. 1). Essa faz parte da porção sul do Cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá, cujas rochas se estendem numa faixa contínua, desde o sul do Estado até o vale do rio Curaçá, ao norte (Barbosa & Dominguez 1996).

Figura 1 - Mapa geológico simplificado da região granulítica do sul/sudeste da Bahia com a localização da área de pesquisa. Adaptado de Barbosa (1991).

As pesquisas científicas, realizadas nos últimos anos na parte sul do Cinturão Itabuna-Salvador-Curacá (Figueirêdo 1989, Barbosa 1990, 1992, 1997, Barbosa & Fonteilles 1989, Marinho *et al.* 1992, Arcanjo *et al.* 1992, Oliveira *et al.* 1993, Pinho 2000, Barbosa & Sabaté 2002) não só têm permitido a identificação/individualização dos protólitos das suas rochas mas também tem possibilitado a elaboração de modelos geotectônicos. Um dos mais aceitos considera a parte sul do Cinturão Itabuna-Salvador-Curacá, como um arco de ilha arqueano (2.5 – 2.6 Ga, J.J. Peucat, comunicação verbal); a Banda de Ipiatã e arredores uma bacia pós-arco também arqueana (2.7 Ga, Mascarenhas & Garcia, 1987) e o Bloco de Jequié, um provável antepaís, todos envolvidos na colisão paleoproterozóica arco-continente (Barbosa 1990, Barbosa & Sabaté 2002) (Fig. 1). Ainda segundo este modelo, as rochas plutônicas da bacia pós-arco e grande parte daquelas que compo-riam o arco insular arqueano foram cavalgadas sobre o antepaís Jequié, arqueano, durante o período de colisão arco-continente, no paleoproterozóico. Durante a fase inicial desta colisão, ca 2,4 Ga (Ledru *et al.* 1993), uma tectônica tangencial dúctil, gerou dobras recumbentes penetrativas com vergência para oeste (fase F1). No segundo episódio de deformação, essas dobras foram redobradas de modo aproximadamente coaxial (fase F2) sendo associadas a zonas de transcorrências subsequentes com cinemática sinistral. A colisão paleoproterozóica teria promovido nas rochas, deformações e recrystalizações nas fácies granulito e anfibolito alto. Dados geotermobarométricos deste metamorfismo apontam para temperaturas próximas de 850°C e pressões médias de 7 kbar (Barbosa 1990, 1997).

O corpo de metatonalito em questão se distribui na direção aproximadamente meridiana, desde a região de Itabuna ao sul, até os limites do município de Camamu, ao norte (Fig. 2). Possui em média 10 km de largura e 110 km de comprimento. Está fortemente deformado no estado dúctil pelas duas fases antes referidas, embora sejam mais visíveis, nos afloramentos estudados, as manifestações da segunda fase. Essa fase gerou planos de direções em torno de N20°E e mergulhos variáveis entre 70 e 85° SE e, em zonas de cisalhamento associadas, há uma componente horizontal de transposição sinistral, associado a uma lineação de estiramento mineral com caimento fraco (10-12°) para SW. As zonas de cisalhamento limitam a leste e a oeste o corpo de metatonalito. Esse, por sua vez, mostra o seu centro deslocado para leste por falhas verticais, com orientações predominantes N 70° E, e por onde penetraram rochas sieníticas neoproterozóicas (Fig. 2). As rochas metatonalíticas quando pouco alteradas apresentam coloração verde acinzentada e aspecto homogêneo, o que torna difícil não somente a separação com as outras unidades da área mas, também a identificação das deformações penetrativas, as quais são mais visíveis nas superfícies alteradas dos afloramentos. Nessas situações exibem uma coloração cinza esbranquiçada fazendo destacar o bandamento/foliação regional. Os granulitos básicos são invariavelmente cinza-escuros, finos a médios e aspecto homogêneo. Apresentam de uma maneira geral cerca de 100-200 m de comprimento e espessuras variáveis de 1 a 50 m. São quase sempre paralelas ao bandamento/foliação da encaixante metatonalítica e, quando alterados, são cinza esbranquiçados, como os metatonalitos. Nessas situações as deformações penetrativas são mais visíveis.

PETROGRAFIA Metatonalitos Estes são leuco a mesocráticos, exibem predominantemente textura xenoblástica a granoblástica, ocorrendo, às vezes, a textura poligonal. Os metatonalitos apresentam como minerais principais o plagioclásio (33 a 53%), quart-

zo (24 a 47%), ortopiroxênio (4 a 9%) e clinopiroxênio (4 a 8%) (Tabela 1). A granada (0 a 19%) ocorre raramente. Os opacos, em geral magnetita, são onipresentes e alcançam até cerca de 4% da moda de algumas das amostras. Os minerais acessórios mais constantes compreendem apatita e zircão. Hornblenda (0 a 7%) e biotita são em geral produtos de retrogressão metamórfica. Esta última pode alcançar até 8% da composição modal dessas rochas (Tabela 1) ocorrendo principalmente sob a forma de palhetas mas, eventualmente, como cristais anedrais em volta de piroxênios e opacos (Pinho 2000).

No detalhe, os cristais de plagioclásio são anédricos a subédricos, com contatos irregulares. Em geral são antipertíticos e com mirmequita nos bordos, quando em contato com quartzo. Estes últimos são também anédricos a subédricos e de contatos irregulares exibindo freqüentemente extinção ondulante e deformação incipiente. Os ortopiroxênios, em algumas amostras mostram-se sob a forma de cristais maiores, fraturados, subédricos, com contatos irregulares e exibindo lamelas de exsolução parecendo de origem plutônica. Entretanto, na maioria das vezes exibem textura poligonal com os clinopiroxênios, formada pelo metamorfismo de alto grau. Os diagramas das figuras 3 e 4 ratificam o caráter tonalítico destas rochas.

Granulitos Básicos Estes são em geral mesocráticos e com textura granoblástica apresentando forte deformação e recrystalização pelo metamorfismo granulítico da região. Podem ser divididos em três litotipos (Tabela 1): (i) granulitos básicos com biotita formados de plagioclásio antipertítico (32 a 62%), clinopiroxênio (6 a 39%), ortopiroxênio (0 a 25%), biotita (1 a 12%), quartzo (0 a 5%), minerais opacos (2 a 5%), além de apatita e zircão, que somados alcançam menos de 1% da moda da rocha; (ii) granulitos básicos com hornblenda os quais apresentam 32 a 47% de plagioclásio, 0 a 34% de clinopiroxênio, 9 a 19% de ortopiroxênio, 3 a 43% de hornblenda, 0 a 9% de biotita, 2 a 4% de minerais opacos e 0 a 2% de quartzo ocorrendo ainda a apatita e o zircão sob a forma de traços e, (iii) granulitos básicos com granada que mostram quantidades de 33 a 46% de plagioclásio, 2 a 30% de clinopiroxênio, 1 a 23% de granada, 0 a 24% de ortopiroxênio, 1 a 9% de quartzo, 3 a 5% de minerais opacos, 0 a 10% de hornblenda e 0 a 3% de biotita com proporções menores de apatita e zircão (Pinho 2000). (Tabela 1)

As quantidades modais de quartzo e plagioclásio desses granulitos básicos dispostos no diagrama Q-A-P (Streckeisen 1976) mostram que a maioria das amostras se situam no campo dos noritos, com exceção apenas de uma amostra de granulito básico com biotita (ID-06) e duas de granulito básico com granada (M-06, M-09), que se localizam no campo dos quartzo-dioritos (Fig. 3).

Em geral os minerais mais abundantes nos três tipos de granulitos básicos (plagioclásio e piroxênios), apresentam características semelhantes. Os grãos de plagioclásio são xenoblásticos a hipidioblásticos, exibem lamelas antipertíticas e extinção ondulante. Os seus contatos são irregulares entre si e com outros minerais. Os piroxênios são também xenoblásticos a hipidioblásticos, mostrando contatos irregulares e fraturamento esporádico. Os grãos do clinopiroxênio são de coloração verde com pleocroísmo incipiente. Os grãos de ortopiroxênio por sua vez exibem pleocroísmo de verde a rosa. Vale destacar que, em algumas amostras ocorrem cristais maiores desses minerais principais exibindo características plutônicas, como lamelas de exsolução e suave zoneamento, contrastando com a maioria que

LEGENDA

Fanerozóico

Formação Barreiras e Sedimentos Tercio-quaternários

Rochas Sedimentares Mesozóicas

Neoproterozóico

Rochas Sieníticas

Arqueano/Paleoproterozóico

Metatonalitos

Enclaves de Supracrustais e Granulitos Básicos

Rochas Granulíticas Indiferenciadas

Falhas de Empurrão

Dobras

Zonas de Cisalhamento Sinistral

Contatos

Lineações / Foliações

Estradas

Rios

Cidades

Figura 2 - Mapa geológico simplificado da área de pesquisa destacando os corpos de metatonalito e granulitos básicos.

piroxênios em mais baixas temperaturas. A apatita é euédrica a subédrica e ocorre, predominantemente, inclusa no plagioclásio.

Nos granulitos básicos com biotita, esse mineral ocorre sobretudo na forma de palhetas alongadas pardas e com pleocroísmo de castanho a marrom. Os seus contatos com os outros minerais são, ora irregulares, ora retos. Na maioria dos casos a biotita é claramente secundária, retrometamórfica, visto que está bordejando os grãos de piroxênio e de opacos. Entretanto, algumas vezes, este mineral exibe contatos retos com os piroxênios parecendo estar em equilíbrio mútuo.

Nos granulitos básicos com hornblenda, este mineral é verde a verde escuro, xenoblástico a hipidioblástico e com pleocroísmo de verde a marrom. A hornblenda exibe contatos irregulares mas, as vezes são retos ou poligonais, entre si e com os piroxênios e o plagioclásio. Nesses casos é considerada como mineral metamórfico primário, embora ocorra também envolvendo grãos de piroxênios e opacos, o que sugere retrometamorfismo.

Nos granulitos básicos com granada, esta fase mineral exibe é rosa-clara, possui hábito xenoblástico a hipidioblástico, mostra contatos irregulares e freqüentemente está fraturada. Em algumas amostras observa-se a presença de textura simplectítica de plagioclásio e ortopiroxênio, formada a partir da reação entre granada e clinopiroxênio (Pinho 2000). Quanto ao clinopiroxênio, ele chama mais a atenção quando apresenta lamelas de exsolução de ortopiroxênio.

LITOGEOQUÍMICA No estudo litogeoquímico foram realiza-

apresenta dimensões menores e mostra evidências de recristalização granulítica. Os minerais acessórios como quartzo, opacos e apatita, ocorrem dispersos na rocha e, assim como os minerais principais, mostram características também semelhantes nos três tipos de granulitos básicos. Por exemplo, os grãos de quartzo são xenoblásticos a hipidioblásticos, exibem contatos irregulares e estão em geral fraturados e deformados e com extinção ondulante. Os minerais opacos são também xenoblásticos a hipidioblásticos e podem ser encontrados ou como inclusões, ou intersticiais entre os demais minerais. Eventualmente, ocorrem também como lamelas, fruto do reequilíbrio dos

Figura 3 - Diagrama Q-A-P modal (Streckeisen 1976) com a localização das amostras de metatonalito e granulito básico. 5 - Campo do tonalito, 10 - campo do gabro e 11 - campo do quartzodiorito.

Figura 4 - Diagrama An-Ab-Or de O'Connors (1965) para os metatonalitos estudados.

Tabela 1 - Composição modal de amostras de metatonalito e seus enclaves de granulitos básicos. Pl, plagioclásio; Qz, quartzo; Opx, ortopiroxênio; Cpx, clinopiroxênio; Hb, hornblenda; Bi, biotita; Gt, granada; Op, opacos; Ap, apatita; Zr, zircão.

ROCHAS	AMOSTRAS	MINERAIS (%)									
		Pl	Qz	Opx	Cpx	Hb	Bi	Gt	Op	Ap	Zr
Metatonalitos	BJ-102B	51,14	24,43		8,00		1,43	11,43	2,00	0,86	0,71
	ID-32	44,36	40,22	3,71	6,00		0,71		4,00	0,29	0,71
	JB-71	42,86	46,63	6,37			0,86		3,00		0,28
	JB-194	49,50	45,00						3,50	1,71	0,29
	JF-139A	46,60	35,00	4,00	7,00		2,00		3,00	0,90	0,50
	JF-142A	53,21	33,07	8,00			1,00		4,00	0,36	0,36
	JP-27B	35,71	45,02	8,14			7,71		3,00	0,14	0,28
	JP-28	45,30	26,70	9,00		7,00	5,00		4,00	2,00	1,00
	MM-24A	33,14	30,43	6,14			7,00	19,00	4,15		0,14
Granulitos Básicos com Biotita	PR-66	45,14	33,43	8,14	4,00		5,43		3,00	0,57	0,29
	JP-42C	49,57	35,14	8,00			3,43		3,54		0,32
	ID-06	47,00	5,29		39,14		3,14		5,00	0,29	0,14
	JB-276A	52,57	2,57	14,57	25,29		1,86		2,57	0,43	0,14
	JB-286A	62,85	1,43	15,28	5,86		12,29		2,01	0,14	0,14
Granulitos Básicos com Hornblenda	JP-42B	31,93	1,28	13,71	39,50		9,29		4,00	0,29	
	MM-24B	44,86		25,28	24,29		1,14		4,00	0,29	0,14
	JB-28	47,43	1,43	9,00	33,57	3,43	3,00		2,00	0,14	
	JB-275B	32,57	1,00	10,14		43,14	9,29		1,86	1,71	0,29
	JF-135A	36,14		15,00	28,00	17,57			3,00	0,15	0,14
Granulitos Básicos com Granada	PR-47	44,79	1,43	6,14	33,93	7,28	1,86		4,14	0,29	0,14
	PR-64	36,43	1,86	18,86	15,43	24,14			3,28		
	PR-65A	47,28	2,00	8,43	29,86	4,43	2,86		4,00	1,00	0,14
	JB-26	46,30	1,80		29,80	4,60		13,80	3,50	0,20	
	M-05	45,31	0,86	14,33	27,71	1,00	3,43	2,86	3,50	0,86	0,14
	M-06	33,71	9,00	11,29	14,43	3,00	0,29	22,14	5,00	1,00	0,14
	M-09	42,43	6,71	19,57	2,29			22,86	4,00	2,00	0,14
	PR-51	43,28	1,86	24,00	21,43	5,86		0,43	3,00	0,14	
	PR-68	39,70	4,14		28,57	10,57		12,60	4,00	0,28	0,14

das análises de elementos maiores e traços em 29 amostras e, de ETR, em 16 amostras, todas nos laboratórios da GEOSOL - Geologia e Sondagens Ltda, através dos métodos de fluorescência de raios X, absorção atômica e ICP-MS. Com a fluorescência de raios X foi possível realizar análises quantitativas nas amostras das rochas da área, para a maioria dos elementos, alcançando-

se uma variação na concentração analisada de 1ppm a 100%. Com relação ao ICP-MS, cujo método pode ser aplicado a muitos tipos de materiais rochosos, ela produz determinações quase simultâneas da maioria dos elementos da tabela periódica sendo particularmente apropriada para a determinação de alguns grupos específicos, dentre eles os elementos terra raras.

Estes elementos, essenciais na identificação e classificação dos protólitos granulíticos são difíceis de quantificar pela maioria dos métodos instrumentais, a não ser o ICP-MS, uma técnica ideal já que: (i) seus espectros são simples de interpretar; (ii) os elementos, do La ao Lu, são relativamente uniformes, formando um grupo contínuo; (iii) os limites de detecção para os quatorze terras raras situam-se entre 0.001 e 0.01 ngml⁻¹ e, (iv) os ETR da rocha podem ser determinados com boa acuracidade e precisão com concentrações em torno de 10 vezes o condrito. Por outro lado, no caso da espectrometria de absorção atômica, nas amostras analisadas houve facilidade na determinação de elementos isolados sendo uma técnica complementar ao ICP-MS e à fluorescência de raio X.

Neste trabalho foram analisados pelo método de fluorescência de raios X, os elementos maiores, SiO₂, Al₂O₃, FeO, Fe₂O₃, MgO, CaO, TiO₂, P₂O₅, MnO, e os elementos traços, Ba, Cs, Ga, Hf, Nb, Rb, Sn, Sr, Ta, U, V, Y, Zr, Cl e S. Por ICP-MS foram determinados o La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Dy, Ho, Er, Yb e o Lu e, com a absorção atômica, o Na₂O e o K₂O.

Trabalhos anteriores demonstraram que os elementos químicos destas rochas de alto grau, exceto o sódio e potássio, têm se mostrado inertes à granulitização da região (Barbosa & Fonteilles 1989), principalmente os traços e terras raras. Isto tem possibilitado, não só caracterizar com relativa segurança os protólitos pré-granulitização, como também inferir considerações sobre o tipo de magma que gerou estas rochas, e o seu grau de evolução durante o processo de diferenciação plutônica (Barbosa & Fonteilles 1989).

Metatonalitos Estas rochas são consideradas intermediárias, pois possuem teores de SiO₂ de aproximadamente 58 a 67 %. São caracterizadas por teores de Al₂O₃ situados entre 14 e 19%, FeO entre 2,8 e 7,5%, CaO entre 3 e 6%, MgO entre aproximadamente 1,7 e 4,5%, Na₂O entre 3 e 5,7% e, K₂O entre 0,5 e 1,6%. O TiO₂ varia entre cerca de 0,3 e 1,3%. Os elementos traços, possuem valores de Cu em até 116 ppm, de Ni até 230 ppm, de Cr até 270 ppm e Rb de até 355 ppm. Em algumas amostras, esses valores situam-se abaixo de 100 ppm (Tabela 2) (Pinho 2000).

Como índice de diferenciação escolheu-se a sílica por ser o óxido que mostra a maior variação de teores nas amostras. Utilizando-se diagramas de variação química tendo a SiO₂ como "índice de diferenciação" pode-se observar o comportamento compatível do TiO₂, Al₂O₃, FeO e P₂O₅, e o caráter incompatível do K₂O e do Na₂O durante a diferenciação magmática (Fig. 5). Com relação aos elementos traços verifica-se uma tendência levemente decrescente para os elementos compatíveis Ni, Cr, e, uma outra ligeiramente crescente para os incompatíveis, Rb e Sr (Fig. 6). Para efeito de comparação utilizou-se os metatonalitos de Gruinard Bay, do Complexo Lewisian da Escócia (Rollinson & Fowler 1987). Verificou-se que tanto para os elementos maiores Al₂O₃, K₂O e Na₂O, como para o elemento traço Sr, os metatonalitos estudados apresentam valores muito próximos àqueles das rochas da Escócia. Todavia, para os elementos TiO₂, FeO, P₂O₅, Ni, Rb, Cr e os ETRL, os metatonalitos da Bahia mostram-se mais enriquecidos e com *trends* diferentes em comparação com os de Gruinard Bay. Em relação ao elemento traço Sr, seus teores nas rochas escocesas são ligeiramente maiores que naquelas em estudo (Tabela 2) (Figs. 5 e 6).

No diagrama da figura 6 observa-se que os metatonalitos exibem filiação cálcio-alcálica, embora duas amostras, BJ-102B e JB-194 situem-se no campo toleítico (Fig. 7). O deslocamento de ambas

amostras em direção ao vértice ferrífero do diagrama sugere que pode ter ocorrido contaminação, pois as mesmas foram coletadas próximas de enclaves de granulitos básicos ou, poderiam ter sido resíduos cumuláticos do líquido que, por cristalização fracionada, gerou os protólitos deste metatonalito (Pinho, comunicação verbal). Além de Ferro, estas amostras têm teores relativamente mais baixos de Al₂O₃ e de K₂O quando comparados com as demais amostras de metatonalito, claramente cálcio-alcálicas. A diferença na composição química dessas duas amostras em relação as demais é também refletida nas suas mineralogias visto que apresentam granada (BJ-102B) e, grande quantidade de minerais opacos (BJ-102B e JB-194). Em ambas, a quantidade de biotita é menor do que na grande maioria das outras amostras pesquisadas.

Quanto aos ETR nota-se que seus padrões apresentam ausência de anomalia de Eu e um forte fracionamento, com razões Ce_N/Yb_N situadas entre 6,21 a 52,03 mostrando portanto enriquecimento dos terras raras leves e empobrecimento nos pesados (Fig. 8) (Tabela 2). Por sua vez, quando comparados com o padrão das rochas de Gruinard Bay, os metatonalitos estudados mostram uma disposição espacial aproximadamente semelhante, a não ser com relação às terras raras pesadas e sobretudo aos teores de Yb, onde se notam ligeiras diferenças (Fig. 8).

Granulitos básicos As análises químicas mais representativas dos três tipos de granulitos básicos que ocorrem como enclaves nos metatonalitos constam da tabela 3. O diagrama (Na₂O+K₂O)-SiO₂ de Cox *et al.* (1979) permite notar que estas amostras situam-se nos campos dos basaltos/gabros e basaltos andesíticos (Fig. 9).

Apesar do pequeno número de amostras coletadas nos esparsos afloramentos de granulitos básicos da área, tem sido possível, utilizando-se diagramas com elementos maiores e traços, perceber o tipo de magma e as tendências evolutivas da diferenciação que geraram os basaltos/gabros, inclusive nos metatonalitos. Com efeito, para verificar a evolução magmática desses três tipos de rochas básicas granulitizadas utilizou-se o MgO como "índice de diferenciação", em diagramas de variação química, tanto para os elementos maiores como para os traços. As curvas de evolução magmática mostram tendência de diminuição do magnésio e aumento dos teores de titânio e ferro no início da diferenciação (fase compatível, com a cristalização mais abundante de minerais ferro-magnesianos e opacos) e, em seguida, inversão na tendência inicial visto que, abaixo de 3-5 %, de MgO, observa-se uma queda nos teores desses elementos (fase incompatível onde cristaliza sobretudo plagioclásio). Este formato das curvas de evolução caracteriza magmas progenitores do tipo toleítico. Por outro lado, os elementos Na₂O, K₂O e Sr exibem sempre tendência crescente quando o MgO decresce, enfatizando o caráter incompatível desses elementos maiores e traços no magma gerador (Fig. 10). Em adição, pode-se notar que os granulitos básicos granadíferos são mais ricos em TiO₂ e FeO e mais pobres em K₂O, Na₂O, Ni e Sr em relação aos granulitos básicos com biotita ou com hornblenda. Isso se reflete na mineralogia dessas rochas, pois os primeiros são, na média, mais ricos em opacos e pobres em plagioclásio em relação aos últimos (Tabela 1). Além da diferença na assinatura litogeoquímica a posição das amostras dos granulitos com granada no diagrama de Irvine & Baragar (1971) (Fig. 7), mostrando o significativo enriquecimento em FeO, sugerem que estes granulitos representem produtos metamórficos de cumulados, enquanto os granulitos básicos com biotita ou hornblenda seriam metamorfitos de rochas originalmente toleíticas.

Por sua vez, na figura 7, uma amostra de granulito básico com

Tabela 2 - Análises químicas em rocha total dos metatonalitos da área estudada e de Guinard Bay Escócia (Rollinson & Fowler 1987). Os valores das análises químicas deste ultimo local representam uma média de 5 amostras. Elementos maiores em percentagem. Elementos traços e Terras Raras em ppm.

Rochas	Metatonalitos											Metatonalitos
Amostras	ID-32	JP-28	JP-27B	PR-66	MM-24A	BJ-102B	JF-139A	JF-142A	JB-71	JB-194	JP-42C	Gruinard Bay
SiO ₂	66,5	66,4	65,9	62,7	62,6	61,1	60,4	60,2	59,8	58,6	65,3	64,65
TiO ₂	0,54	0,49	0,45	0,72	0,63	0,66	0,73	0,54	1,2	1,33	0,63	0,48
Al ₂ O ₃	15,1	16,1	15,4	16,2	15,1	14,2	16,9	19,1	15,6	14,4	15,8	15,6
Fe ₂ O ₃	2,4	1,9	1	2,8	2	3,7	0,57	0,7	1,7	7	1,8	
FeO	2,9	2,8	3,9	3,1	6,5	7,49	4,8	3,6	6,3	4	3,7	4,32
MnO	0,11	0,1	0,1	0,17	0,08	0,2	0,08	0,05	0,12	0,26	0,11	0,07
MgO	1,7	1,8	3,2	3	4,6	1,8	3,2	2	3	2,88	2,6	1,75
CaO	5,4	4,3	3,3	5	3	5,6	6	5,4	4,8	4,82	3,1	5,02
Na ₂ O	3,9	4,1	4,3	4,3	3	3,5	4,4	5,7	4	4,15	4,9	4,52
K ₂ O	0,57	1,2	1,5	1,2	1,3	0,41	1,6	1,6	1,6	0,52	1,2	1,34
P ₂ O ₅	0,11	0,16	0,14	0,21	0,08	0,22	0,25	0,29	0,37	0,27	0,15	0,07
Total	99,23	99,35	99,19	99,4	98,89	98,88	98,93	99,18	98,49	98,23	99,29	97,92
H ₂ O	0,24	0,12	0,32	0,32	0,1		0,23	0,35	0,2	0,27	0,17	
CO ₂	0,31	0,25	0,29	0,13	0,2		0,55	0,35	1,0	2,27	0,22	
LOI	0,55	0,37	0,61	0,45	0,3		0,78	0,70	1,2	2,54	0,39	
Cr	83	52	83	91	270	5	136	37	40	50	56	52
Ni	17	16	17	50	230	62	55	31	36	65	42	25
Co	13	10	13	23	24	20			17	40	14	
V	65	58	65	78	36	146			100	120	54	
Cu	55	9	55		116	40	7	7	76	60	87	
Rb	7	17	355	27	36	10	20	17	21	10	15	36
Ba	367	493	445	585			840	880	550	2400	750	478
Sr	270	540	342	656	217	180	440	990	413	272	291	336
Nb	13	9	9	5	10	20	20	20	10	10	9	
Hf	8	8	8	8						546	10	
Zr	210	183	144	127	355	550	260	154	285	7973	440	
Ti				4316	3777	3957	4376	3237	7194	88		
Y	15	11	20	5	23	152	10	10	38		23	6
Th	14	5	5	5							15	3
U	10	12	10								14	
La	37,41	54,41	20,4	17,24	34,76		48,01	23,33			51,89	17,35
Ce	74,04	98,2	47,93	38,24	65,42		92,83	46,7			108,9	30,3
Pr												3,7
Nd	24,72	29,3	21,42	20,32	24,44		36,47	21,57			40,97	17
Sm	4,48	4,38	3,86	3,17	4,41		5,66	3,44			5,94	2,91
Eu	0,94	1,03	1	0,94	1,37		1,48	1,13			1,7	0,84
Gd	3,02	2,61	3,04	2,04	3,69		3,55	2,29			3,92	2,3
Dy	2,49	1,77	2,51	1,63	4,63		2,9	1,56			2,92	1,78
Ho	0,5	0,33	0,47	0,32	0		0,64	0,32			0,58	
Er	1,31	0,75	1,14	0,84	2,67		1,64	0,79			1,58	0,94
Yb	0,98	0,48	0,9	0,58	2,68		1,24	0,53			1,38	0,88
Lu	0,14	0,06	0,11	0,08	0,29		0,2	0,1			0,21	0,13
? ETR	150,03	193,32	102,78	85,4	144,36		194,62	101,76			219,99	78,13
CeN/YbN	19,21	52,03	13,54	16,77	6,21		19,04	22,41			20,07	8,76

LOI -Perda ao fogo

Figura 5 - Diagramas de variação química para os elementos maiores dos metatonalitos. Os trends sobre as cruzes nos gráficos são os mais representativos dos metatonalitos arqueanos de Gruinard Bay, Escócia (Rollinson & Fowler 1987).

Figura 6 - Diagramas de variação química dos elementos traços dos metatonalitos. Os trends sobre as cruzes nos gráficos são aqueles mais representativos dos metatonalitos arqueanos de Gruinard Bay, Escócia (Rollinson & Fowler 1987).

biotita (JB-286A) e outra de granulito básico com hornblenda (JB-28) se situam no domínio cálcio-alcálico. Isto se deve aos mais baixos teores de ferro e magnésio e aos altos teores de sódio e potássio nelas encontrados, indicando que houve introdução desses dois últimos elementos durante o metamorfismo, conforme sugerido por Barbosa & Fontelles (1989). Petrograficamente isto pode ser comprovado diante da grande quantidade de biotita e

Figura 7 - Diagrama $(Na_2O+K_2O) - FeOt - MgO$ de Irvine & Baragar (1971) das rochas estudadas.

hornblenda metamórficas presentes nessas amostras.

Os padrões de ETR dos granulitos básicos exibem em geral uma disposição espacial quase retilínea e sem anomalias de Eu com exceção dos granulitos básicos com granada que exibem pequena anomalia de Eu (Fig. 11). Com efeito, as razões Ce_N/Yb_N de 3,65 a 4,84 para os granulitos básicos com biotita, de 2,53 a 3,79 para os granulitos básicos com hornblenda, de 1,82 a 3,21 para os granulitos básicos com granada não mostram grandes diferenças. Estes fatos corroboram as interpretações anteriores de que estes granulitos

Figura 8 - Padrões de ETR dos metatonalitos estudados. Normalização pelo condrito segundo dados de Nakamura (1974). As cruzes formam um padrão típico dos metatonalitos arqueanos de Gruinard Bay, Escócia (Rollinson & Fowler 1987).

Figura 9 - Diagrama $(Na_2O+K_2O)-SiO_2$ de Cox et al. (1979) para os granulitos básicos.

Figura 10 - Diagramas de variação dos elementos maiores e traços dos granulitos básicos.

básicos foram provenientes de magmas toleíticos (Pinho 2000).

CONCLUSÕES E DISCUSSÕES Os metatonalitos estudados fazem parte de um grande corpo plutônico, com idade aproximada de 2.1 Ga, obtida pelo método Pb-Pb evaporação e confirmadas pelo método U-Pb, SHRIMP, em zircões (J.J. Peucat, comunicação verbal) que foi deformado e metamorfoisado no decorrer dos eventos tectônicos que tiveram lugar na região. São rochas ricas em quartzo e plagioclásio, apresentando quantidades menores de

ortopiroxênio e clinopiroxênio. A biotita e a hornblenda são em geral consideradas metamórficas retrógradas, pois ocorrem bordejando os piroxênios e opacos, muito embora o anfibólio, vez por outra, esteja em equilíbrio com os piroxênios. Os minerais acessórios encontrados foram a apatita e o zircão. A granada raramente está presente e, quando aparece, ou pode ter sido plutônica, residual ou, como ocorre próxima a gnaisses aluminos-magnesianos, pode ter sido formada por contaminação destes que, esporadicamente, ocorrem também como enclaves (Barbosa 1997). Os enclaves

Tabela 3 - Análises químicas em rocha total dos granulitos básicos da área estudada. Elementos maiores em percentagem. Elementos traços e Terras Raras em ppm.

Rochas	Granulitos básicos com biotita						Granulitos básicos com hornblenda					Granulitos básicos com granada					
Amostras	ID-06	JB-276A	JB-286A	MM-24B	JP-42B	JB-28	PR-65A	PR-64	JB-275B	JF-135A	PR-47	M-09	M-06	M-05	PR-68	PR-51	JB-26
SiO ₂	54,4	53,7	52,4	50,8	50,1	54,1	51,4	49,8	49,4	48,5	47,3	53,46	50,56	50,21	49,4	48,9	47,5
TiO ₂	1,1	1,32	0,85	1,5	1,5	0,59	1,7	0,67	0,87	1,2	1,2	2,13	2,5	1,31	2,5	1,5	1,8
Al ₂ O ₃	13,8	13,2	16,4	15,1	13,8	15	14,2	14,8	13,9	14,6	14,7	12,92	12,4	14,59	14	14,2	14,2
Fe ₂ O ₃	5,4	5,55	3,53	3,4	6,4	4,57	4,1	3,7	5,88	4,2	4,9	0,66	4,34	1,06	2,6	3,1	6
FeO	6,3	7,87	4,63	9,8	7,3	4,83	9,5	7,8	6,84	9,1	9,2	16,17	15,42	10,22	13,7	10,4	11,3
MnO	0,24	0,21	0,11	0,19	0,26	0,15	0,3	0,21	0,17	0,17	14,1	0,31	0,33	0,2	0,25	0,2	0,24
MgO	6,6	5,66	2,41	5,9	6,6	6,28	5,3	9,7	8,4	6,7	0,28	2,69	3,13	5,51	4,6	6,3	5,9
CaO	8,1	9,28	12,3	9,2	9,8	11,1	8,9	10,2	10,4	11	5,8	7,03	7,81	11,06	9,7	12,1	9,7
Na ₂ O	2,8	3,3	4,24	2,7	2,7	3,96	2,9	2	2,67	3	13	2,51	2,61	2,74	2,2	2,3	1,6
K ₂ O	0,42	1,24	1,13	0,73	0,55	0,67	0,56	0,22	1,42	0,48	2,1	0,71	0,42	0,8	0,3	0,07	0,18
P ₂ O ₅	0,09	0,1	1,24	0,34	0,17	0,1	0,19	0,06	0,3	0,15	0,28	0,8	0,76	0,44	0,31	0,13	0,4
Total	99,25	101,43	99,24	99,66	99,18	101,35	99,05	99,16	100,25	99,1	98,87	99,39	100,3	98,14	99,56	99,2	98,82
H ₂ O	0,45	0,07	0,6	0,1	0,32	0,17	0,31	0,55	0,11	0,52	0,11	0,81	0,41	0,95	0,19	0,33	0,3
CO ₂	0,14	0,21	1,02		0,25		0,31	0,26	0,51	0,10	0,3				0,05	0,08	0,6
LOI	0,59	0,28	1,62	0,1	0,57	0,17	0,62	0,81	0,62	0,62	0,41	0,81	0,41	0,95	0,24	0,41	0,9
Cr	171	150	50	110	220	200	76	631	335	320	197				66	124	60
Ni	39	110	35	53	52	200	31	239	250	168	68	2	14	15	19	81	61
Co	18	50	25	16	26	45	36	54	26		46				41	47	27
V	272	260	100	116	287	120	254	191	220		283				381	292	270
Cu	114	145	165	75	80	135			75	138		45	54	40			156
Pb		20	30	6		30			14	5							4
Zn		115	90	23		75			44	20							24
K	3487	10294	9380	6060	4566	5562	4649	1826	11788	3985	2324	5894	3487	6641	2490	581	1494
Rb	9	10	10	10	10	10	10	8	10	10	9	2	2	18	8	9	155
Ba	179	3500	3750		124	2200	238	184	520	87	43	141	125	1540	147	31	5
Sr	145	265	1000	73	141	420	219	305	458	110	138	184	198	780	76	172	735
Ta	5				5			5			5				5	5	
Nb	11	10	10	10	12	10	5	5	10	20	5				5	5	10
Hf	8				8			8			8				8	8	
Zr	65	95	260	117	100	30	103	108	40	64	66	210	215	145	164	83	115
Ti	6595	7913	5096	8993	8993	3537	10192	4017	5216	7194	7194	12769	14988	7853	14988	8993	10791
Y	18	35	116	19	25	20	21	8	29	16	22				36	16	10
La	10,6				15,34			7,03		8,01			23,11		15,43		
Ce	26,52				39,04			16,41		20,63			59,16		39,79		
Nd	13,2				20,12			10,19		12,56			39,95		26,87		
Sm	3,35				4,72			2,07		3,34			11,46		6,27		
Eu	0,92				1,27			0,67		0,88			3,12		1,7		
Gd	2,98				4,29			1,87		2,78			11,74		6,29		
Dy	3,72				4,72			2,22		3,26			13,14		7,39		
Ho	0,77				0,95			0,46		0,87					1,47		
Er	2,18				2,58			1,32		2,49			7,59		3,95		
Yb	1,85				2,05			1,1		2,07			8,27		3,15		
Lu	0,23				0,3			0,15		0,32			1,23		0,39		
? ETR	66,32				95,38			43,49		57,21			178,8		112,7		
CeN/YbN	3,65				4,84			3,79		2,53			1,82		3,21		

LOI - Perda ao fogo

Figura 11 - Padrões de elementos Terras Raras para os granulitos básicos estudados. Normalização pelo condrito segundo dados de Nakamura (1974).

de granulitos básicos presentes nos metatonalitos estão deformados, estirados e paralelizados com o bandamento regional. Embora algumas amostras foram classificadas como quartzo-dioritos, os protólitos da maioria são gabros e/ou basaltos. São constituídos de plagioclásio, clinopiroxênio e ortopiroxênio, tendo como minerais acessórios quartzo, opacos, apatita e, mais raramente, o zircão. Essas rochas básicas foram classificadas em três grupos: granulitos básicos com biotita, granulitos básicos com hornblenda e granulitos básicos com granada, em função da presença em maior quantidade desses minerais em cada grupo.

No que diz respeito a litogeoquímica, a utilização da sílica nos gráficos bidimensionais, como índice de diferenciação das rochas metatonalíticas permitiu observar que os pontos representativos das suas análises químicas situam-se de forma mais ou menos alinhada, sugerindo que estas rochas foram cristalizadas a partir de um magma do tipo cálcio-alcálico de baixo potássio. Nos estudos petroquímicos dos elementos maiores ficou claro o caráter compatível do TiO_2 , Al_2O_3 , FeO , P_2O_5 (além do MgO e CaO), Ni e Cr e o caráter incompatível do Na_2O , K_2O e Rb à medida que ocorreu a diferenciação magmática. As características cálcio-alcálicas do magma original dos metatonalitos foram também confirmadas através dos elementos terras raras, visto que a razão Ce_N/Yb_N situou-se em torno de 24. Com efeito, seus espectros apresentam um forte fracionamento, exibindo um enriquecimento em ETRL e empobrecimento em ETRP. Em geral não se notam anomalias significativas de európio.

O estudo litogeoquímico também mostrou que os três tipos de granulitos básicos, foram na sua maioria, basaltos e/ou gabros de filiação toleítica. Além disso identificou-se que, em todos estes tipos de granulitos básicos, o K_2O , o Na_2O e o Sr apresentam, em geral, uma tendência crescente quando o MgO diminui, evidenciando assim feição incompatível desses elementos. Por outro lado, identificou-se o caráter compatível do FeO , TiO_2 e Ni no início, passando a ser incompatível nas etapas finais da diferenciação. Os padrões de ETR dos três tipos de granulitos básicos, apresentaram de uma maneira geral espectros relativamente planos, pouco fracionados e praticamente sem anomalia de Eu o que confirma suas filiações a partir de magmas toleíticos.

Como evidenciou a litogeoquímica, os metatonalitos estudados

são enriquecidos em FeO , P_2O_5 , Ni e Cr , ao mesmo tempo em que são empobrecidas em Rb em relação aos metatonalitos arqueanos de Guinard Bay (Rollinson & Fowler 1987). Os *trends* geoquímicos mais representativos dessas rochas da Escócia situam-se praticamente sobre os *trends* de evolução magmática dos protólitos dos metatonalitos paleoproterozóicos em foco, inclusive seus padrões de ETR são semelhantes, mostrando enriquecimento de ETRL e ausência de anomalia de Eu. Isto sugere que os processos de produção das rochas tonalíticas em geral foram semelhantes ao longo do tempo e, que no caso das rochas estudadas, a hornblenda não foi fase proeminente em equilíbrio com o fundido na região fonte. Também a depleção de ETRP é compatível com a pequena quantidade de granada residual. Assim, como assinalam Rollinson & Fowler (1987) é possível que estes metatonalitos tenham cristalizado de um magma gerado por fusão hidratada de basaltos/gabros deixando no resíduo pouca quantidade de granada. E, ocorrendo esta possibilidade, a interpretação prévia de que a granada dos metatonalitos estudados teria se formado por contaminação de metassedimentos alumino-magnesianos (Barbosa 1997), não deve ser válida.

A origem dos metatonalitos e magmas associados, de idades arqueanas/paleoproterozóicas, tem sido muito debatida embora o consenso atual favoreça uma origem a partir da cristalização fracionada de um magma formado a partir de fonte básica (Arth et al. 1978) ou, mais especificamente, a partir da fusão parcial de gabros/basaltos precoces (Arth & Baker 1976, Barker 1979). Segundo estes autores, no caso de Guinard Bay, onde existem grandes volumes de magma tonalítico/trondhjemitico relacionados a gabros, considera-se a geração dos primeiros a partir dos últimos e, preferencialmente, por cristalização fracionada. Os estudos experimentais de Holloway & Burnham (1972) e Spulber & Rutherford (1983) sustentam esse modelo e mostram que a fusão parcial de um basalto toleítico hidratado, por exemplo, sob o efeito de variadas pressões, pode produzir líquidos tonalíticos/trondhjemiticos.

Os modelos geotectônicos propostos para a região (Barbosa 1990, 1992, Barbosa & Sabaté 2002) consideram a parte meridional do Cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá como arco de ilha formado da fusão de uma crosta oceânica toleítica, arqueana, cujos líquidos possibilitaram a cristalização de rochas dacíticas/tonalíticas de idades 2.5-2.6 Ga (J.-J. Peucat, comunicação verbal). Barbosa & Sabaté (2002) sugerem a colisão do Cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá com o Bloco Jequié no paleoproterozóico e que a crosta oceânica existente entre eles pode ter produzido, pelos mesmos processos referidos antes, tonalitos paleoproterozóicos semelhantes aos estudados, de idade em torno de 2.1 Ga. Assim, talvez os granulitos básicos toleíticos, sobretudo os ricos em granada que ocorrem associados aos metatonalitos, podem ser vestígios da crosta oceânica paleoproterozóica. Estudos de geologia isotópica e modelização geoquímica estão sendo realizados no sentido de verificar se é possível ou não, esta interpretação.

Agradecimentos À CAPES pelas Bolsas de Mestrado concedida a I.C. A Pinho e pela de Doutorado concedida a C.M.M. Leite; ao CNPq pelo financiamento de recursos para a realização dos trabalhos e, à CBPM pela concessão de recursos e veículos para a execução das viagens de campo. Agradecemos também ao colega Dr. Luiz César Correa-Gomes e aos revisores da RBG pelas sugestões ao manuscrito.

Referências

- Almeida F.F.M. 1977. O Cráton do São Francisco. *Rev. Bras. Geoc.*, 7:349-364.
- Arcanjo J.B.A., Barbosa J.S.F., Oliveira J.E. de. 1992. Caracterização petrográfica e metamórfica dos granulitos do Arqueano/Proterozóico Inferior da Região de Itabuna - Bahia. *Rev. Bras. Geoc.*, 22:47-55.
- Arth J.G., Barker F., Peterman Z.E., Frideman I. 1978. Geochemistry of the gabbro-diorite-tonalite-trondhjemite suite of south-west Finland and its implications for the origin of tonalitic and trondhjemitic magmas. *J. Petrol.*, 19:289-316.
- Arth J.G. & Baker F. 1976. Rare-earth partitioning between hornblende and dacitic liquid and implications for the genesis of trondhjemitic-tonalitic magmas. *Geology*, 4:534-536.
- Barbosa J.S.F. 1986. *Constitution lithologique et metamorphique de la region granulitique du sud de Bahia Brésil*. Tese de Doutorado. Academie de Paris, Université Pierre et Marie Curie, Paris. 401 p.
- Barbosa J.S.F. 1990. The granulites of the Jequié Complex and Atlantic Coast Mobile Belt, Southern Bahia, Brazil - An expression of archaean early proterozoic plate convergence. In: D. Vielzeuf. & P. Vidal (eds.). *Granulites and Crustal Evolution*. Amsterdam, Kluwer Academic, pp.: 195-221.
- Barbosa J.S.F. 1991. Projeto Geologia e Metalogenia do Domínio da Costa Atlântica da Região Granulítica do Sul da Bahia - Brasil. Relatório final. Salvador: UFBA, Convênio SME/SGM/UFBA/PPPG, 187p.
- Barbosa J.S.F. 1992. Modelos geotectônicos do sul da Bahia. In: SBG, Simp. Reg. Geol., Sergipe, *Abstracts*, 1:92-95.
- Barbosa J.S.F. 1997. Síntese do conhecimento sobre a evolução geotectônica das rochas metamórficas Arqueanas e Paleoproterozoicas do embasamento do Craton do S. Francisco na Bahia. *Rev. Bras. Geoc.*, 27:241-256.
- Barbosa J.S.F., Corrêa Gomes L.C., Marinho M.M., Alves da Silva F.C. 2001. Geologia do Segmento Sul do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá. In: SBG/Núcleo Bahia-Sergipe, Workshop - Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá. Geologia e Guia de Excursão, *Edição Especial*, 48-80.
- Barbosa J.S.F. & Dominguez J.M.L. 1996. Texto Explicativo para o Mapa Geológico da Bahia ao Milionésimo. *Edição Especial*, SICM/SGM, Salvador, 400p.
- Barbosa J.S.F. & Fontelles M. 1989. Caracterização dos protólitos da região granulítica do sul da Bahia. *Rev. Bras. Geoc.*, 19:3-12.
- Barbosa, J.S.F. & Sabaté, P. 2002. Geological features and the paleoproterozoic collision of the four archaean crustal segments of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil. A synthesis. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 74(2):1-17.
- Barker F. 1979. Trondhjemite: definition, environment and hypotheses of origin. In: F. Barker. (ed) *Trondhjemites, Dacites and Related rocks*. Elsevier, pp.:1-12.
- Cox R.G., Bell J.D., Pankhurst R.J. (Eds.) 1979. *The Interpretation of Igneous Rocks*. George Allen & Unwin. Londres, 450 pp.
- Figueirêdo M.C.H. 1989. Geochemical evolution of eastern Bahia, Brazil: a probable early proterozoic subduction relation magmatic arc. *J. South. Am. Earth Sci.*, 2:131-145.
- Hollowey J.R. & Burnham C.W. 1972. Melting relations of basalt with equilibrium water pressure. *J. Petrol.* 13:1-29.
- Irvine T.N. & Baragar W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.*, 8:523-548.
- Marinho M.M., Vidal P., Alibert C., Barbosa J.S.F., Sabaté P. 1992. Geochronology of the Jequié-Itabuna granulitic belt and Contendas-Mirante volcano sedimentary belt. In: M.C.H. Figueiredo & A.J. Pedreira (Eds.) *Petrologic and geochronologic evolution of the São Francisco Craton, Brazil, Salvador*, Int. Geol. Correl. Programme - Project 280. IUGS-UNESCO-IGCP, The Oldest Rocks on Earth, Bol. IG-USP, São Paulo: 57-73.
- Mascarenhas J. F. & Garcia T.W. 1987. Mapa Geocronológico do Estado da Bahia. Texto Explicativo. Superintendência de Geologia e Recursos Minerais, Ba. 186pp.
- Nakamura N. 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 38:757-775.
- Ledru P., Cocherie A., Barbosa J.S.F., Johan V., Onstott T. 1993. Âge du métamorphisme granulitique dans le Craton du São Francisco (Brésil). Implications sur la nature de l'Orogène Transamazonien. *C.R.Acad. Sci. Paris*, 211:120-125.
- O'Connor J.T. 1965. A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 525(B):79-84.
- Oliveira, J.E.; Barbosa, J.S.F.; Arcanjo, J.B.A. 1993. Petrografia e litogeoquímica dos granulitos da região de Itabuna, Bahia. *Rev. Bras. Geoc.*, 23:356-369.
- Pinho I.C.A. 2000. *Os tonalitos/trondhjemitos das regiões de Ipiatã-Ubaitaba-Ibicaraí-Itabuna, Bahia*. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Bahia, 193p.
- Rollinson H.R. & Fowler M.B. 1987. The magmatic evolution of the Scourian complex at Gruinard Bay. Evolution of the Lewisian and Comparable Precambrian High Grade Terrains. London, *Geol. Soc. Special Publication.*, 27:57-71.
- Spulber S.D. & Rutherford M.J. 1983. The origin of rhyolite and plagiogranite in oceanic crust: an experimental study. *J. Petrol.* 24:1-25.
- Streckeisen A. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Amsterdam. Earth Sci. Rev.*, 12:1-33.

Manuscrito A-1348

Recebido em 31 de maio de 2002

Revisão dos autores em 15 de junho de 2003

Revisão aceita em 18 de junho de 2003