

GEOLOGIA DO SEGMENTO SUL DO ORÓGENO ITABUNA-SALVADOR-CURAÇÁ

JOHILDO S. F. BARBOSA¹, LUIZ CESAR CORREA-GOMES²,
MOACYR MOURA MARINHO³ & FERNANDO CÉSAR ALVES DA SILVA⁴

ABSTRACT *GEOLOGY OF THE SOUTHERN SEGMENT OF THE ITABUNA-SALVADOR-CURAÇÁ OROGEN AND FIELD-TRIP GUIDE* Geological mapping, petrographic, petrochemical, tectonic, geochronological and isotopic studies that have been carried out on the poly-deformed Archean terranes of southern Bahia have discriminated different domains. To the western part (Jequié Block) there occur heterogeneous granulites, from igneous and metasedimentary origin (3.2-2.9Ga) besides enderbitic, charnoenderbitic and charnockitic rock units (2.8-2.7Ga), all of them exhibiting calc-alkaline chemical affinities, with high to intermediary potash contents. To the eastern part (Itabuna-Salvador-Curaçá Block), most of the rock units cropping out are metatonalites-metatrondhjemites (2.6-2.5Ga) and metamonzonites (2.4Ga), the first ones presenting calc-alkaline affinities with low potash and the last ones tending to a shonshonitic character. Both types display enclaves of gabbros and granulitized supracrustal rocks. Between the above mentioned blocks there is occurring a narrow belt of quartz-feldspatic rocks, besides some granites ("Band" of Ipiaú), all of them under the amphibolite facies of metamorphism. About 2.0-1.9Ga the collision of the two above-mentioned blocks have occurred. Such collision was responsible for the tectonic superposition of blocks and also for the granulitization processes of the southern part of the Itabuna-Salvador-Curaçá Block. Nevertheless, the "Band" of Ipiaú, positioned between the two blocks remained preserved in the amphibolite facies. During the peak of the metamorphism were generated leucocharnockites, garnet-cordierite bearing types, that have usually been considered of anatectic origin (metasediment derived) as well as charnockites formed by partial melting of the enclosing rocks, these latter usually exhibiting very typical oval structures

Keywords: Archean terranes; Palaeoproterozoic collision; granulite metamorphism; Bahia, Brazil

RESUMO Mapeamento geológico, estudos petrográficos, petroquímicos, tectônicos, geocronológicos e isotópicos, realizados nos terrenos polideformados, arqueanos, do sul da Bahia têm demonstrado a presença de diferentes domínios quanto as suas principais rochas. Na parte oeste (Bloco Jequié) ocorrem granulitos heterogêneos, orto e paraderivados, (3.2-2.9Ga), além de rochas enderbíticas, charnoenderbíticas e charnockíticas (2.8-2.7Ga), todas elas com química cálcio-alcalina e com quantidades altas a intermediárias de potássio. Por sua vez, na parte leste (Bloco Itabuna-Salvador-Curaçá) são identificados, em maior quantidade, metatonalitos-metatrondhjemites (2.6-2.5Ga) e metamonzonites (2.4Ga), os primeiros cálcio-alcalinos de baixo potássio e os últimos com tendência geoquímica shonshonítica. Ambos os tipos de litologias possuem enclaves de rochas gabróicas e supracrustais granulitizadas. Entre esses dois mega-blocos granulíticos ocorre uma faixa estreita de gnaisses (Banda de Ipiaú), com intercalações de bandas de anfíbolitos e de rochas quartzo-feldspáticas, além de granitos, todas essas litologias equilibradas na fácies anfíbolito. No final do Paleoproterozóico, a cerca de 2.0-1.9Ga, houve a colisão dos dois megablocos acima referidos. Com isso, nesse segmento sul do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá, a superposição tectônica promoveu a granulitização de grande parte da região deixando enclavada, entre os dois megablocos, a Banda de Ipiaú, que manteve preservada suas características metamórficas da fácies anfíbolito. No pico do metamorfismo houve a geração de leucocharnockitos com granada e cordierita, considerados anatócticos, paraderivados e, de charnockitos, formados pela fusão parcial das encaixantes, constituindo estruturas ovaladas típicas.

Palavras-chaves: Terrenos arqueanos; colisão paleoproterozóica; Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá; metamorfismo granulítico; Bahia; Brasil

INTRODUÇÃO O Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá foi formado em um intervalo de tempo de cerca de 200-300 milhões de anos, durante o Paleoproterozóico, quando o Bloco do mesmo nome foi imprensado por outros Blocos de idade Arqueana (Blocos Gavião, Jequié e Serrinha) levando à formação de importante cadeia de montanhas. Atualmente este Orógeno está completamente ar-

rasado na parte central, exibindo rochas metamórficas de alto grau das suas raízes. Estas rochas constituem uma das mais importantes províncias de granulitos aflorantes no mundo (Barbosa 1986).

Este trabalho resume a geologia da parte brasileira do segmento sul deste Orógeno, visto que outra parte encontra-se exposta no Gabão, África (Ledru *et al.* 1993). Ele foi dirigido para instruir uma

1 - Instituto de Geociências – Universidade Federal da Bahia. CPGG - Centro de Pesquisa em Geofísica e Geologia. Rua Caetano Moura, 123, Federação, CEP 40210-340. Salvador, Bahia. E-Mail: johildo@cpgg.ufba.br

2 - Centro Federal de Educação Tecnológica da Bahia. Departamento de Ciências Aplicadas, Coordenação de Geologia. Rua Emídio Santos, s/n, Barbalho, CEP:40300-100, Salvador, Bahia. E-Mail: gomes@cefetba.br

3 - Instituto de Geociências – Universidade Federal da Bahia. CBPM - Companhia Baiana de Pesquisa Mineral. 4ª Avenida, 460, Centro Administrativo da Bahia, CEP:41745-000, Salvador, Bahia. E-Mail: cbpmdt@cbpm.com.br

4 - Instituto de Geociências- Universidade Federal do Rio Grande do Norte. Curso de Pós-Graduação em Geologia. Rua Torre Galvão, 820, Alecrim, CEP 59032-160, Natal, Rio Grande do Norte. E-Mail: fernando@geologia.ufrn.br

excursão geológica nesta porção da crosta profunda da Bahia e que fez parte do primeiro *Workshop* sobre o Orogênio Itabuna-Salvador-Curaçá (I WOISC). Os dados e elementos geológicos dos afloramentos mais importantes da sua parte sul encontram-se no Guia de Excursão anexo a este artigo.

A geologia do segmento sul do Orogênio, no lado brasileiro, vem sendo estudada há mais de 15 anos, destacando-se, entre outros, os trabalhos de Sighinolfi (1971), Cordani (1973), Sighinolfi *et al.* (1981), Costa & Mascarenhas (1982), Oliveira & Lima (1982), Iyer *et al.* (1984), Delhal & Demaife (1985) e Iyer *et al.* (1987). Deve-se salientar que a maioria dessas pesquisas se limitou a áreas localizadas, sendo, além disso, voltadas para temas específicos, o que dificultou a correlação entre estes trabalhos, prejudicando uma visão mais ampla da geologia da região. Entretanto, os trabalhos de Pedreira *et al.* (1975), Lima *et al.* (1982) e Miranda *et al.* (1982) foram os primeiros de cunho regional que integraram os dados existentes e estabeleceram os primeiros modelos de evolução geológica da região. Apesar destas importantes contribuições para a geologia do sul/sudeste da Bahia, estes estudos careceram de dados, principalmente de petroquímica, geocronologia e das condições físico-químicas que governaram os fenômenos orogênicos e termiais que afetaram esta parte da crosta continental profunda, exposta na região sul-sudeste da Bahia.

As pesquisas que começaram no início dos anos oitenta (Barbosa 1986), e que enfocaram a petroquímica, química mineral, geologia isotópica e geocronologia deram novo impulso no conhecimento desses terrenos de alto grau. Assim foram estabelecidos novos parâmetros geológicos que permitiram (i) a melhor cartografia das unidades litológicas, (ii) a determinação das suas condições termodinâmicas de formação e, (iii) a melhor estimativa das idades dos protólitos, do metamorfismo, bem como dos fenômenos tectônicos que os afetaram. Entre os trabalhos mais recentes cita-se os de Figueiredo (1989), Barbosa (1990, 1991, 1992), Barbosa & Fontelles (1989, 1991), Wilson (1987), Wilson *et al.* (1988), Xavier *et al.* (1989), Cruz (1989), Padilha *et al.* (1990), Silva (1991), Marinho (1991), Aillon & Barbosa (1992), Arcanjo *et al.* (1992), Alibert & Barbosa (1992), Fornari & Barbosa (1992), Fornari (1992), Marinho *et al.* (1992), Oliveira *et al.* (1993), Arcanjo *et al.* (1998), Barbosa (1998), Teixeira *et al.* (2000).

A partir daqui será feita uma revisão baseada sobretudo em dados da região levantados pelos autores nos últimos 10 anos, com a inclusão de novos dados geoquímicos e isotópicos.

PETROGRAFIA E PETROQUÍMICA Estudos dos terrenos metamórficos de alto grau do sul/sudeste da Bahia têm mostrado, de oeste para leste, características geológicas distintas sobretudo com relação à petrografia e química das rochas arqueanas e paleoproterozóicas. Isto fundamentou a subdivisão desses terrenos em dois domínios geológicos equilibrados na fácies granulito (Bloco Jequié e Bloco Itabuna-Salvador-Curaçá) e outro, situado entre embos, da fácies anfífolito e denominado de Banda de Ipiau (Barbosa 1986) (Fig. 1). Como a petrografia e a petroquímica foram os principais parâmetros para subsidiar esta subdivisão, elas são descritas a seguir, em conjunto, visando uma caracterização mais sintética das rochas em questão.

Bloco Jequié Corresponde grosseiramente ao Complexo Jequié, de idade Arqueana (Cordani 1973). Litologicamente está representado pelas seguintes unidades, da mais velha para a mais nova: (i) rochas orto e paraderivadas e (ii) rochas enderbíticas, charnoenderbíticas, charnockíticas e gabro-anortosíticas (Fig. 1).

ROCHAS ORTO E PARADERIVADAS (GRANULITOS HETEROGÊNEOS) O conjunto mais expressivo do Bloco Jequié é composto por rochas que foram deformadas, metamorfisadas e, em certos casos, migmatizadas na fácies granulito. Entre elas destacam-se: bandas de granulitos básicos, bandas quartzo-feldspáticas, kinzigitos, quartzitos e quartzitos com granada e ortopiroxênio. Também ocorrem charnockitóides ortoderivados com enclaves básicos e de supracrustais, e leucocharnockitos com granada e cordierita.

As bandas de granulitos básicos têm textura fina a média, as vezes poligonal. São formados de plagioclásio, ortopiroxênio-clinopiroxênio, hornblenda marron-esverdeada e biotita vermelha titanífera (Tab. 1). Do ponto de vista petroquímico, estas rochas, de acordo com o diagrama geoquímico de Garrels & Mackenzie (1971) situam-se no campo ígneo (Fig. 2). Seus padrões de ETR são relativamente planos (Fig. 3), razão Y/Nb próxima de 3, baixos teores de K_2O , Al_2O_3 e P_2O_5 e altas concentrações de Ti, Fe, Cr. As feições químicas, sobretudo as altas concentrações dos três últimos elementos, sugerem que estes granulitos básicos podem ter sido basaltos/gabros de fundo oceânico (Barbosa 1990, 1991) (Tabela 2). Datações geocronológicas dessas rochas básicas, realizadas pelo método Sm/Nd, mostraram idades T_{DM} de 3295 Ma (Marinho *et al.* 1992).

As bandas quartzo-feldspáticas geralmente têm textura média com contatos irregulares entre os grãos, sendo basicamente compostas de: (i) quartzo, plagioclásio antiperfítico e rara mesopertita ou de, (ii) quartzo, mesopertita-microclina perfítica e raros plagioclásios. Opacos, ortopiroxênios, biotita e granada são os minerais acessórios (Tabela 1). Macroscopicamente, a rocha, em geral, exibe uma textura milonítica recristalizada, com cristais de quartzo alongados, paralelos à foliação embora algumas vezes mostre uma textura gráfica, algo pegmatóide. Estas bandas de granulitos ácidos têm espessuras variáveis, centimétricas à métricas e ocorrem não somente intercaladas com as bandas de granulitos básicos anteriores, mas também com quartzitos, grafítitos, kinzigitos e formações ferríferas. A determinação da natureza original dessas rochas é complexa. Quando a quantidade de mesopertita é alta, sua composição química assemelha-se a aplitos graníticos (Tabela 2). Quando a quantidade de plagioclásio antiperfítico é elevada, eles podem ser considerados como dacitos ou tonalitos tectonicamente imbricados com as outras rochas, em função da intensa deformação, contemporânea ao metamorfismo granulítico.

Os kinzigitos apresentam-se na forma de bandas avermelhadas, com espessuras variáveis (30cm a 5m), intercaladas com bandas claras quartzo-feldspáticas granatíferas e algumas vezes com granulitos básicos. Os kinzigitos são formados de granada (35%), quartzo (30%), plagioclásio (15%), cordierita (10%), biotita (5%) e silimanita (Tabela 1). Opacos, apatita, zircão e grafita são minerais acessórios. Alguns afloramentos de kinzigitos encontram-se migmatizados, com as bandas quartzo-feldspáticas bem recristalizadas e com textura pegmatóide. Iyer *et al.* (1995) estudaram isótopos de carbono do grafite presente nos kinzigitos, chegando a conclusão que este mineral pode ter sido relíquia de carbono orgânico. Os kinzigitos provavelmente são o resultado da granulitização e migmatização em alto grau de camadas de pelitos. Os pontos representativos das análises químicas dos kinzigitos situam-se no campo sedimentar do gráfico de Garrels & Mackenzie (1971) (Fig. 2). A mineralogia reflete sua composição química: os kinzigitos contêm mais de 40% de granada, quando a quantidade total de ferro e alumínio é maior que 15% e 16%; quando a concen-

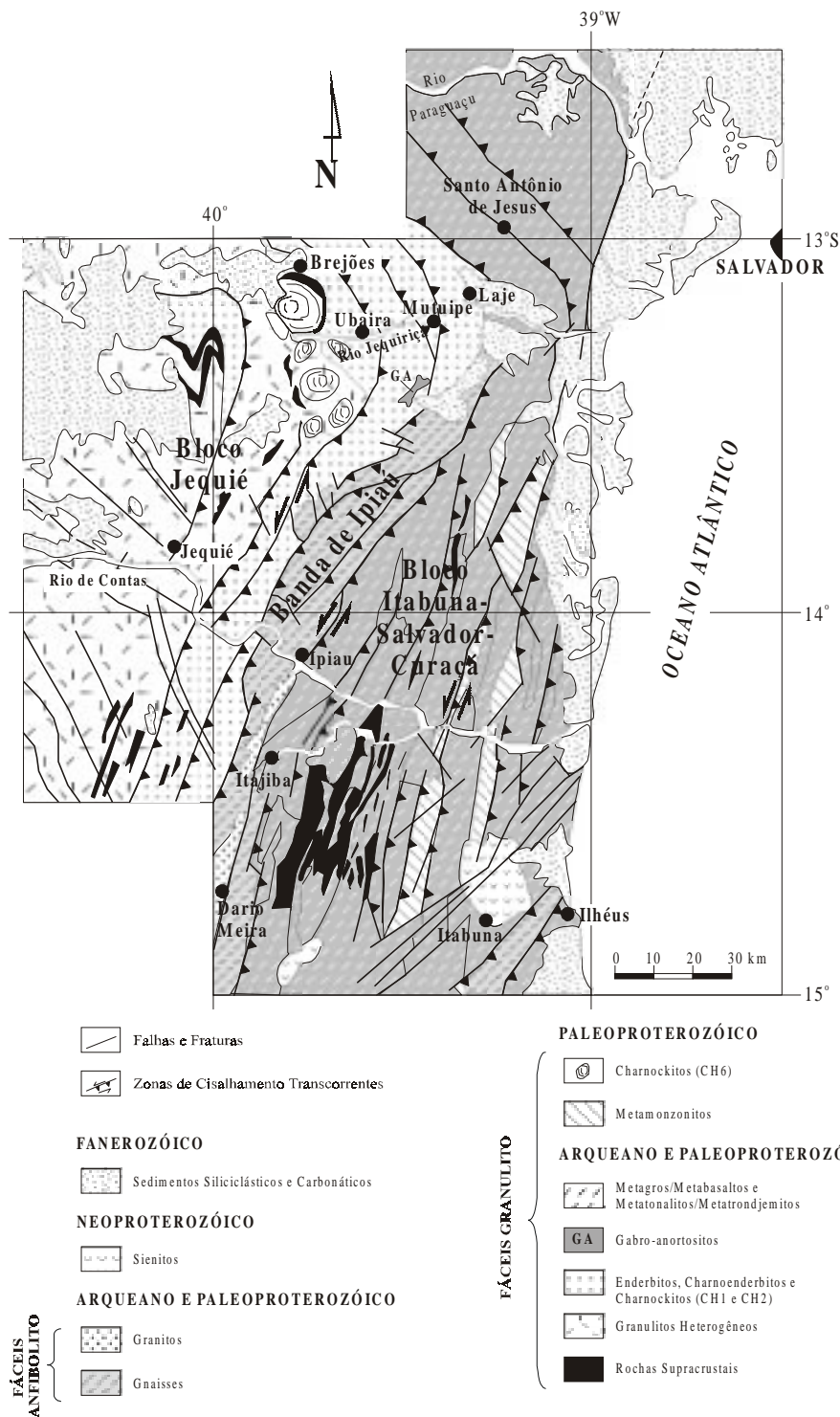


Figura 1 - Mapa geológico simplificado da região granulítica do sul/sudeste da Bahia (Barbosa et al.2002a)

tração de Al_2O_3 é mais alta que 16%, a sillimanita também ocorre na paragênese metamórfica primária. Isto indica que a pressão e temperatura do metamorfismo foi relativamente homogênea (Barbosa 1986).

Os quartzitos e quartzitos com granada afloram em associação não só com os kinzigitos anteriores mas também com outras rochas paraderivadas, como formações ferríferas, grafíticos e cálcio-

silicáticas. Nestes casos, formam bandas paralelas com as supracrustais, que podem estar posicionadas tanto na horizontal (região de Brejões) como na vertical (região de Ubaíra) (Fig. 1). Os quartzitos, quando pouco alterados, são verdes claros com textura fina a média. Mostram foliação penetrativa tênue, somente distinguível em função da presença de granada e piroxênio orientados. A paragênese metamórfica e os minerais acessórios des-

Tabela 1 – Composição mineralógica das principais litologias do segmento sul do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá

Rochas	Principais Minerais Metamórficos (composição modal)	Minerais Acessórios	Minerais Metamórficos Retrógrados
BLOCO JEQUIÉ			
Bandas de granulitos básicos	Plag(50%); Opx-Cpx(30%); Hb(15%); Bi(5%)	Op; Ap	Bi
Bandas quartzo-feldspáticas	Qz(50%); Plag(40%); Mp(5-10%)	Op; Opx; Bi; Gt; Op; Opx; Bi	Se
Kinzigitos	Qz(50%); Mp(40%); Plag(10%)	Op; Ap; Zr; Gf	Se
Quartzitos Granadíferos	Gt(35%); Qz(30%); Plag(15%); Cd(10%); Bi(5%); Sill	Op	Bi; Clr
Charnocktóides ortoderivados	Qz(70-90%); Gt(5-10%); Plag(1-5%); Opx; Bi	Op; Zr; Ap; Gt	Hb; Bi; Mic; Plag; Clr; Bt; Mir; Mu; Epl; Tr
Enclaves de granulitos básicos	Mp(20-60%); Plag antp(5-20%)(An25-30%); Opx(5-10%); Qz(5-20%); Cpx; Hb; Bi	Op; Ap; Zr; Qz	Hb; Bi
Leucocharnockitos com granada e cordierita	Plag(40-60%); An(30-35%); Opx-Cpx(20-40%); Hb; Bi	Op; Zr	Se; Mir
Enderbitos	Mp(60-70%); Qz(10-20%); Gt(5%); Cd; Gd; Plag; Opx	Op; Zr; Ap	Plag; Mu; Se; Bt; Mir
Charnoenderbitos	Plag antp(60%) (An 30); Opx(2-5%); Cpx(5-10%); Hb(2-5%) Qz(20-30%); Mp(1-5%); Bi	Op; Zr; Ap	Hb; Bi; Se; Clr; Bt; Mir
Charnockitos	Mp(15-20%); Plag antp(30-40%) (An25); Opx(2-5%); Cpx(1-5%); Hb(1-5%); Qz(10-30%)	Op; Zr; Ap	Hb; Bi; Mic; Plag; Clr; Bt; Mir
Gabro- Anortositos	Mp(40-50%); Qz(30%); Plag antp(5-10%) (An23); Opx(5-8%); Cpx(2%); Hb; Bi	Op; Ap	Hb; Bi; Clr; Bt
BANDA DE IPIAÚ			
Bandas de anfibolitos	Plag(45%) (An25-30%); Hb(40%); Cpx(5%); Qz(1-5%)	Op; Ap	Se
Bandas quartzo- feldspáticas	Qz(60%); Mic(35%); Plag(5%)	Op	Se
Granitos	Qz (40%); Plag (30%); Mic (20%); Hb (5%); Bi (5%)	Op; Zr; Ap	Se
BLOCO ITABUNA-SALVADOR-CURAÇA			
Gnaisses Al – Mg	Qz (25%); Plag (25%); Opx (8%); Gt (12%); Bi (10%); Sill (10%); Mic (8%)	Op; Gf; Mo; Zr	Cd; Bi
Metabásicas	Plag(50%); Opx(20%); Cpx(20%); Gt(5%)	Op; Qz; Bi; Hb; Ap; Zr	
Metagabros	Plag(50%) (An55-60%); Opx-Cpx(40%); Bi; Hb(5%)	Op; Qz; Ap; Zr	Hb; Bi; Qz; Bt
Metatonalito	Plag(70%) (An50); Opx-Cpx(25%)	Op; Qz; Ap; Zr	Bi; Bt
Metatrondhjemitos	Plag(80%); Opx-Cpx(5-10%); Qz(10%)	Op; Ap; Zr	Bi; Qz; Bt; Mir
Metamonzonitos	Plag antp(30%); Mp(20%); Opx(15%); Cpx(15%); Bi(15-20%)	Op; Qz; Ap; Zr	Bi; Qz; Bt

OBS: Opx - ortopiroxênio; Cpx - clinopiroxênio; Plag - plagioclásio; Plag antp – plagioclásio antiperitítico; Mp – mesoperitita; Hb – hornblenda; Bi – biotita; Qz – quartzo; Cd – cordierita; Sill – sillimanita; Mic – microclina; Op – mineral opacos; Zr – zircão; Ap – apatita; Gf – grafita; Clr – clorita; Mu – muscovita; Se sericita; Bt – bastita; Mir – mirmekita; Epi – epidoto; Tr – tremolita; Ol – olivina; All – allanita; Mo- monazita.

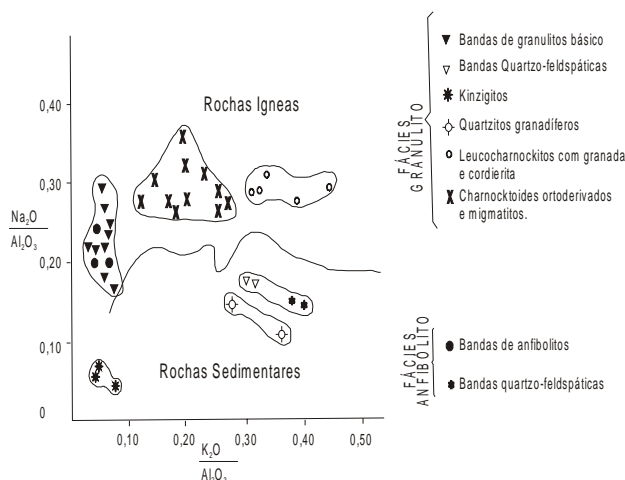


Figura 2 – Dados químicos de rochas supracrustais do Bloco Jequié e Banda de Ipiáú no diagrama de Garrels & Mackenzie (1971)

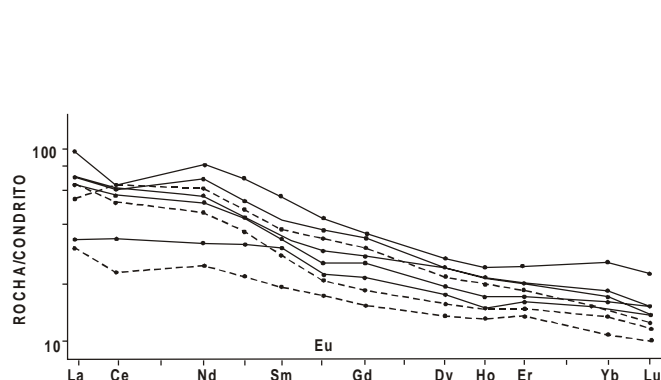


Figura 3 - Padrões de ETR das bandas de granulitos básicos, (Bloco Jequié) e bandas de anfibolitos (Banda de Ipiáú) mostrando similaridade com rochas toleíticas (Barbosa 1990). Linhas cheias: bandas de granulitos básicos. Linhas tracejadas: bandas de anfibolitos.

Tabela 2 – Composição química dos principais litotipos do segmento sul do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá (Barbosa et al. 2002b, em comparação).

Elementos	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO ₂	65.29	66.88	72.5	64.8	67.5	73.9	51.70	50.20	71.48	48.82	73.94	50.10	77.28	57.93	53.90	61.10	67.84	50.57
Al ₂ O ₃	12.87	12.27	12.4	15.9	15.1	13.9	25.20	12.80	12.82	12.39	13.52	12.06	12.87	13.96	16.60	15.30	16.10	6.77
CaO	4.2	3.13	1.3	4.2	2.9	1.2	11.60	11.40	4.35	9.45	1.63	10.52	0.46	6.31	7.90	5.40	4.03	10.33
MgO	1.07	0.9	0.4	2.2	0.8	0.34	1.30	6.70	0.96	6.58	0.27	6.44	0.09	5.69	4.50	4.30	1.39	5.79
MnO	0.08	0.08	0.06	0.08	0.04	0.01	0.05	0.21	0.06	0.18	0.02	6.21	0.01	0.12	0.14	0.09	0.05	0.27
Fe ₂ O ₃	3.96	2.16	1.5	1.8	2.2	0.1	3.10	4.90	1.51	1.52	0.92	5.50	0.98	0.54	3.10	1.50	0.57	0.01
FeO	3.58	3.75	2.0	2.2	2.1	0.79	3.15	7.50	2.95	10.42	0.65	8.64	0.72	6.07	5.62	5.19	2.50	14.05
TiO ₂	1.23	1.00	0.47	0.55	0.45	0.11	0.76	1.30	0.62	2.60	0.23	1.78	0.37	1.07	1.20	0.93	0.40	1.04
P ₂ O ₅	0.48	0.31	0.1	0.38	0.25	0.08	0.03	0.11	0.12	0.95	0.25	0.10	0.04	0.77	0.54	0.25	0.16	0.12
Na ₂ O	3.17	2.79	2.9	4.4	4.1	3.5	2.94	3.09	2.27	2.43	3.40	3.10	1.85	3.18	3.81	4.60	4.94	1.36
K ₂ O	3.26	4.95	5.6	2.8	3.1	5.5	0.39	0.90	4.98	4.60	4.50	0.91	4.95	4.47	1.26	1.30	1.78	0.50
(ppm)	99.19	98.22	9.23	99.31	98.54	99.43	100.22	99.11	101.65	99.94	99.33	99.36	99.61	100.32	99.66	99.96	99.76	100.81
V	-	-	-	-	-	-	-	290	-	174	-	320	-	-	160	144	-	-
Cr	27	24	< 20	32	-	< 20	-	230	33	210	20	160	55	-	180	37	118	-
Mi	-	-	-	-	-	-	-	76	-	117	18	95	20	81	56	19	-	83
Co	-	-	-	-	-	-	9	35	-	41	-	60	144	-	26	12	-	-
Sr	287	293	90	710	680	440	-	99	-	229	405	143	22	1125	-	320	-	-
Cu	37	33	-	-	-	-	52	20	10	31	< 10	80	10	34	26	18	10	61
Rb	92	113	360	64	58	210	16	18	199	161	190	-	102	226	17	-	187	10
Zr	400	372	610	250	740	93	16	60	344	-	70	90	197	307	200	180	104	78
Ba	1448	2165	670	910	1470	1520	-	110	816	-	-	275	233	3500	1180	740	1503	123
Y	-	-	91	30	10	12	-	48	28	51	24	52	19	51	32	24	36	-
Nb	-	-	35	10	20	12	-	-	13	18	9	28	13	13	-	-	8	-
La	307.93	420.37	571.68	191.5	265.66	70.48	19.66	10.02	-	-	-	16.04	-	233.88	-	29.95	-	10.56
Ce	229.99	304.26	340.33	166.5	192.35	54.29	43.09	21.75	-	-	-	32.99	-	438.80	-	51.72	-	23.06
Nd	143.67	180.88	165.57	97.4	100.13	25.43	30.46	15.64	-	-	-	20.97	-	225.80	-	27.33	-	11.76
Sm	83.25	98.50	98.18	56.6	44.35	13.99	7.50	3.71	-	-	-	4.15	-	43.62	-	5.88	-	3.11
Eu	57.48	57.28	29.44	30.33	21.89	11.23	3.23	1.11	-	-	-	1.20	-	6.33	-	1.06	-	1.05
Gd	45.91	51.98	55.46	29.47	19.63	6.46	7.87	3.88	-	-	-	4.07	-	21.82	-	4.23	-	3.62
Dy	27.78	30.14	49.35	16.09	7.75	2.68	6.62	3.71	-	-	-	4.08	-	11.75	-	2.89	-	4.29
Mo	-	-	46.29	14.57	5.9	2.33	1.25	0.84	-	-	-	0.80	-	2.10	-	0.42	-	-
Er	19.39	20.7	46.35	13.67	4.82	2.03	3.63	2.24	-	-	-	2.67	-	5.18	-	0.87	-	2.55
Yb	15.75	18.35	42.22	10.54	3.33	1.39	3.07	2.04	-	-	-	2.43	-	3.69	-	0.86	-	3.00
Lu	15.75	16.94	37.34	12.96	3.35	4.13	0.49	0.31	-	-	-	0.34	-	0.49	-	0.15	-	0.44

(Série alto Ti) 1 - Enderbitito; 2 - Charnoeenderbitito; 3 - Charnockito

(Série baixo Ti); 4 - Enderbitito; 5 - Charnoeenderbitito; 6 - Charnockito; 7 - Gabro-anortosito; 8 - Banda de granulito básico;

9 - Banda quartzo-feldspática; 10 - Enclave de granulito básico; 11 - Charnockito heterogêneo; 12 - Banda de anfibolito; 13 - Banda quartzo-feldspática; 14 - Metamonzonito; 15,16,17 - Tonalitos/trondhjemitos; 18 - Metabásica.

ses quartzitos são descritos em detalhe por Barbosa (1986), tendo-se na maioria dos casos: quartzo (70-90%), granada (5-10%) e plagioclásio (1 -5%). Ortopiroxênio, biotita e opacos são os minerais acessórios (Tabela 1). Como esperado, os dados químicos dessas rochas plotam no campo sedimentar do diagrama de Garrels & Mackenzie (1971) (Fig. 2) e indicam que podem ter sido produto do metamorfismo de sedimentos silicosos como *cherts*, com impurezas argilosas. A presença do ortopiroxênio pode ter sido fruto do metamorfismo granulítico de material básico, talvez tufáceo (Barbosa 1986).

Os charnockitóides ortoderivados, que ocorrem associados tanto com as bandas de granulitos básicos quanto com as félsicas e supracrustais, são verde-acinzentado, relativamente homogêneos e, em geral, com textura média a grossa. São compostos de mesoperitita (20-60%), plagioclásio antiperfítico (5-20%) (An₂₅₋₃₀), ortopiroxênio (5-10%) e quartzo (5-20%). Clinopiroxênio, hornblenda, biotita, opaco, zircão, apatita e granada são acessórios (Tabela 1). Anfíbolio, biotita, microclina, mirmequita e epidoto são retrógrados. Em alguns casos, essas rochas ortoderivadas estão migmatizadas, onde neossomas com ortopiroxênio estão sempre presentes. Em certos afloramentos ocorrem, além de enclaves de granulitos básicos, também veios quartzo-feldspáticos, homogêneos e sem deformações, que cortam o conjunto. Dados radiométricos desses charnockitóides ortoderivados (Wilson 1987), na região de Ubaira (Fig. 1) produziram uma isócrona Rb-Sr de 4 amostras, retiradas em um único afloramento, com idade de 2.699±24 Ma (RI = 0,7194 ± 0,0019). Dados Sm-Nd, em uma única amostra,

revelaram uma idade T_{DM} de 3.000 Ma. Na região de Jequié (Wilson 1987) determinou uma isócrona Pb/Pb com 10 amostras, com idade de 1.970 ± 136Ma (u₁ = 8,4), e idades T_{DM} modelo Sm-Nd em 2 amostras com 2.900 e 2.600 Ma. Dados radiométricos recentes pelo método Pb-Pb, evaporação em zircão, mostram idades em torno de 2900 Ma, interpretadas como a época de cristalização desses charnockitóides (Barbosa et al. 2002b). Como mostra a figura 4, os pontos representativos das análises químicas dos charnockitos heterogêneos e dos migmatitos associados, são dispersos. Esta dispersão deve-se provavelmente à fusão parcial que ocorreu durante o metamorfismo granulítico. Enclaves e *boudins* de granulitos básicos ocorrem inclusos nos charnockitóides ortoderivados. Variam de centimétricos à métricos e são pretos e de textura fina a média. Apresentam a mesma composição mineral que a das bandas de granulitos básicos descritos anteriormente, embora boa parte seja mais rica em biotita e hornblenda, principalmente nas bordas. Nesses casos os piroxênios são parcialmente transformados em biotita vermelha e hornblenda esverdeada. O plagioclásio, entretanto, não está alterado. Pequenos grãos de microclina perfitica e alguma mirmequita são raras (Tabela 1). Vale assinalar que em alguns afloramentos de charnockitóides, nas bordas dos *boudins* básicos, ocorrem auréolas centimétricas ricas em ortopiroxênio. Seus centros são, entretanto, mais pobres nessa fase mineral. Isto é interpretado como consequência do metamorfismo granulítico progressivo. Nesses afloramentos ocorrem mobilizados quartzo-feldspáticos grossos com grandes cristais de ortopiroxênio. Supõe-se que foram forma-

dos no pico do metamorfismo granulítico após o final de deformações dúcteis (Barbosa 1986). Do ponto de vista químico, deve-se assinalar que a parte central dos enclaves básicos tem a mesma composição química das bandas de granulitos básicos descritos anteriormente, o que sugere que se originaram das últimas (Tabela 2) (Barbosa 1986, Barbosa & Fonteilles 1989).

Leucocharnockitos com granada e cordierita também ocorrem no Bloco Jequié. Eles são geralmente cinza claros, de textura granular média e mostram-se pouco deformados em comparação com rochas encaixantes vizinhas. Algumas vezes exibem vestígios de material básico, quase completamente consumido pelo magma que deu origem a estes leucocharnockitos. Sua mineralogia principal é mostrada na tabela 1. Este material, quase sempre associado com os kinzigitos é considerado como “granito do tipo S”, com base na classificação de Hine et al. (1978), de origem anatética, formado no pico da granulitização. Esses granitos possuem uma razão média $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ de 0,83 e na figura 2 plotam no campo ígneo. As monazitas presentes nestes charnockitos anatéticos possuem idades em torno de 2.0 Ga, obtidas através do método $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (Barbosa et al. 2002a).

ROCHAS ENDERBÍTICAS, CHARNOENDERBÍTICAS, CHANOCKÍTICAS E GABRO-ANORTOSÍTICAS Estas rochas plutônicas representam uma parte importante do Bloco Jequié (Fig. 1), aflorando sobretudo nas regiões de Laje, Mutuípe e Jequié (Barbosa 1986, Fornari & Barbosa 1992, Fornari 1992). Por sua vez os gabros-anortositos são encontrados a sul da cidade de Mutuípe (Cruz 1989). Estas rochas plutônicas, embora muitas vezes intensamente deformadas (Barbosa 1986, Marinho 1991), ainda conservam textura grossa com a presença de fenoclastos em matriz granoblástica média.

As rochas plutônicas enderbíticas, charnoenderbíticas e charnockíticas das regiões de Laje, Mutuípe e Jequié contém cristais de 1 a 3 cm de comprimento (mesopertita no caso dos charnockitos e plagioclásio antipertítico no caso dos enderbitos), imersos em uma matriz composta de quartzo, ortopiroxênio, subordinadamente clinopiroxênio, hornblenda marrom e biotita (Tabela 1). As relações texturais entre os minerais dessas rochas plutônicas mostram que foram submetidas a diferentes estágios retrógrados, como mostram Barbosa (1986) e Barbosa & Fonteilles (1989). A Tabela 1 exhibe uma lista desses minerais retrógrados. Essas rochas mostram também, em boa parte dos afloramentos, uma foliação/bandamento, dado pela intercalação de bandas esverdeadas claras e escuras. Nas claras, predominam feldspatos e, nas escuras, os minerais ferromagnesianos. Nestes plutonitos, são ainda verificados veios pegmatóides com ortopiroxênio e veios de quartzo leitoso, que os cortam: ou paralelamente, ou transversalmente ou ainda secantes ao bandamento. Os pegmatitos, provavelmente, foram formados durante o pico do metamorfismo granulítico. Inclusões fluidas do quartzo desses pegmatitos mostram que fluidos sin-metamórficos ricos em CO_2 , de baixa densidade ($0,85 \text{ g/cm}^3$; Xavier et al. 1989) percolaram essas rochas durante o metamorfismo, de forma compatível com as condições de pressão e temperatura da granulitização, estimadas por estudos termobarométricos (Barbosa 1990). As inclusões fluidas em quartzo leitoso dos veios que cortam essas rochas indicam fluidos carbônicos com C^{13} (‰ PDB) de -1 a -7 ‰. Esta faixa é praticamente igual a encontrada em rochas charnockíticas do sul da Índia (Iyer et al. 1995) que são, petrográfica e petroquimicamente, semelhantes às da Bahia.

Estudos de geoquímica de rocha empreendidos por Fornari (1992)

e Fornari & Barbosa (1992), sugerem que os enderbitos, charnoenderbitos e charnockitos de Laje e Mutuípe compreendem duas seqüências cogenéticas, e não uma única como interpretaram Barbosa (1986) e Barbosa & Fonteilles (1989). Assim, foi definida uma seqüência de enderbitos, charno-enderbitos e charnockitos com baixa concentração de TiO_2 (CH1) e outra, constituída dessas mesmas rochas, mas com alta concentração de TiO_2 (CH2) (Fig. 5, Tabela 2). A distinção dessas duas seqüências no campo tem sido muito difícil, podendo-se notar contudo que, genericamente, a seqüência alto Ti (CH2) predomina a oeste de Mutuípe e a baixa Ti (CH1) a leste. Fornari (1992), usando os óxidos CaO , Na_2O , K_2O e SiO_2 , encontrou uma filiação cálcio-alcálica normal para ambas as seqüências, o que é ratificado também com os elementos Terras Raras. Fornari (1992), ainda verificou que a seqüência alto Ti (CH2) é mais rica em Terras Raras que a baixa Ti (CH1). Estas rochas na região de Laje (CH1), mostram idades U/Pb de $2689 \pm 7 \text{ Ma}$ e, na região de Mutuípe (CH2) de $2810 \pm 8 \text{ Ma}$, ambas datadas pela SHRIMP em zircões (Alibert & Barbosa 1992).

Esses plutonitos cálcio-alcálicos de Laje e Mutuípe mostram um certo alinhamento na distribuição dos elementos maiores (Fig. 5) diferentemente dos granulitos heterogêneos anteriormente descritos, onde esta distribuição se faz de forma dispersa (Fig. 2). Isto é consequência do fato que, nos últimos, além da heterogeneidade nos componentes litológicos, a fusão parcial durante o metamorfismo granulítico foi mais importante que nos primeiros. Nestes, por sua vez, ficaram preservadas do metamorfismo, as linhagens das diferenciações magmáticas originais.

Os gabros-anortositos estão associados às rochas charnockíticas de Laje-Mutuípe (Fig. 1). Elas, também reequilibradas na fácies granulito, são bandadas e compostas de plagioclásio, ortopiroxênio e clinopiroxênio (Tabela 1). Os pontos representativos das análises químicas dessas rochas se situam fora dos *trends* dos plutonitos enderbíticos-charnockíticos. Isto pode indicar que estas rochas foram geradas por outro tipo de magma. As características toleíticas dessas rochas foram demonstradas por Cruz (1989) (Tabela 2).

Na parte norte do Bloco Jequié, estruturas circulares ou ovais são relativamente freqüentes, cujas rochas estão também equilibradas na fácies granulito. Barbosa (1990), Barbosa et al. (1996) e Alves da Silva et al. (1996) ressaltaram a importância dessas estruturas dômicas, com suas encaixantes alumino-magnesianas contendo paragéneses formadas em temperaturas extremas, inclusive com hercínita e quartzo. Isto possibilita explicar melhor a gênese dessa parte da crosta profunda do Cráton do São Francisco na Bahia (Barbosa et al. 2002a,c). Rochas charnockíticas (CH6) formadas de quartzo, mesopertita, plagioclásio, hornblenda e ortopiroxênio constituem as partes internas dos domos. São esverdeadas, de textura grossa, onde podem-se notar grandes cristais de hornblenda marrom, que dão um aspecto pintalgado característico a essas rochas. Algumas de suas feições geoquímicas são mostradas nas figuras 4 e 5. Estes charnockitos possuem zircões complexos com núcleos herdados, com idade mínima em torno de 2.55 Ga. Entretanto, datações de monazita destes charnockitos mostram valores de 2.05-2.03 Ga (Barbosa et al. 2002b).

Banda de Ipiáú Situa-se no centro da região em foco, com extensão em torno de 150 km e largura média da ordem de 10 km, se afinando nas suas partes terminais. A sua forma alongada, orientada na direção NNE-SSW permitiu Barbosa (1986) a denominá-la de “banda” (Fig. 1). É formada de orto e paragnaisses onde predominam intercalações de anfíbolitos e de material quartzo-

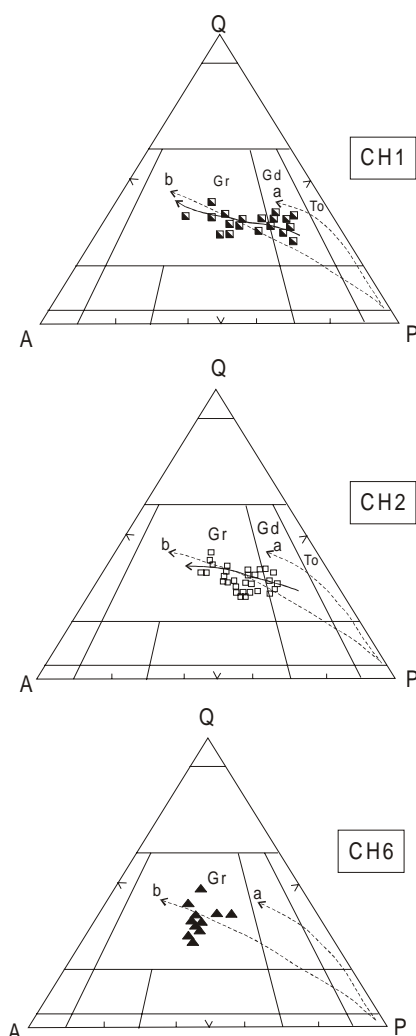


Figura 4 - Triângulo modal - normativo Q-A-P (Streckeisen 1975). To = tonalitos/enderbitos; Gd = granodioritos/charnoenderbitos; Gr = granitos/charnockitos. Linhas pontilhadas segundo Lameyre & Bowden (1982): a = cálcio-alcálica baixo K; b = cálcio-alcálica intermediário K. Linha cheia, este trabalho.

feldspático, embora quartzitos, kinzigitos e formações ferríferas também ocorram esporadicamente. Estas rochas são semelhantes às denominadas de granulitos heterogêneos, presentes no Bloco Jequié (Fig. 2, 3), com a diferença que aqui estão metamorfisadas na fácies anfibolito (Barbosa 1990). Rochas graníticas também ocorrem neste domínio.

ANFIBOLITOS E ROCHAS QUARTZO-FELDSPÁTICAS Os anfibolitos são caracterizados por textura granular média, ressaltando-se os cristais de hornblendas orientados segundo a foliação (Tabela 1). Idades modelos Sm/Nd dessas rochas básicas situam-se em torno de 3200 Ma, semelhantes aos granulitos básicos descritos antes. Seus padrões de Terras Raras são relativamente planos (Fig. 3), razão Y/Nb próxima de 3, alta concentração de Ti, Fe, Cr e baixa concentração de K_2O , Al_2O_3 e P_2O_5 (Tabela 2). Assim como os granulitos básicos do Bloco Jequié, as feições químicas

desses anfibolitos sugerem que estas rochas podem ter sido basaltos/gabros toleíticos de fundo oceânico ou de bacia pós-arco (Barbosa 1990, 1991).

As bandas de material quartzo-feldspático exibem textura média sendo as vezes, grossa, do tipo gráfica. São formadas principalmente de quartzo e microclina peritítica (Tabela 1). São similares às bandas quartzo-feldspáticas do Bloco Jequié, quer no modo de ocorrência quer no ponto de vista químico (Tabela 2).

GRANITOS São restritos somente ao domínio de Ipiáú e jamais foram submetidos à fácies granulito, o que indica que faziam parte de uma porção superior da crosta, que ficou encravada pela tectônica entre blocos de granulitos mais profundos (Bloco Itabuna-Salvador-Curaçá e Jequié). Pode-se destacar, entre eles, os de Itajibá e Dário Meira (Fig. 1). Estes plútons são facilmente separados dos orto e paragneisses encaixantes por sua cor rosa clara e granulação mais grossa. Estão esporadicamente deformados e, quando atingidos pela deformação dúctil da região, são distinguidos pela presença de porfiroclastos de microclina e/ou feldspatos potássicos peritíticos imersos em uma matriz mais fina milonítica. Mineralogicamente essas rochas graníticas são formadas de quartzo, plagioclásio, microclina, hornblenda, biotita e opacos (Tabela 1). Enclaves dos ortogneisses encaixantes são encontrados principalmente na porção marginal destes plútons.

Bloco Itabuna-Salvador-Curaçá (Parte Sul) A parte sul deste Bloco foi também denominada de Bloco Itabuna (Pedreira *et al.* 1975) ou *Mobile Belt* da Costa Atlântica (Costa & Mascarenhas 1982) ou ainda Domínio da Costa Atlântica (Barbosa 1986, Figueirêdo 1989). Suas rochas são homogêneas, cinza-esverdeadas e com textura de fina a média. Na maioria são magmáticas, intensamente deformadas e recrystalizadas na fácies granulito.

Como mostram fotos aéreas e imagens de Radar e Landsat, durante a construção do Orogeno, quando houve a colagem da parte sul do Bloco Itabuna-Salvador-Curaçá com os Blocos Jequié e Gavião, formaram-se grandes alinhamentos tectônicos, refletindo o elevado grau de estruturação de seus litotipos. Esses alinhamentos são, em geral, anastomosados e quase sempre acompanhados por grande densidade de fotolineações, sugerindo a presença de zonas de cisalhamento (Fig. 1). A feição geológica que mais se destaca nesta parte sul é uma ampla zona de cisalhamento com direção NNE. Inseridos nela encontram-se os corpos máficos-ultramáficos de Mirabela e Palestina (Abram 1994, Frões 1993, Silva *et al.* 1996), que não mostram tramas tectônicas em imagens de sensoriamento remoto e afloramentos. Estes corpos isotrópicos sustentam relevo alto e homogêneo, em contraste com rochas granulíticas encaixantes as quais, por sua vez, possuem relevo moderado e são bem orientadas. As evidências dos sensores remotos adicionadas a dados de campo sugerem que a intrusão desses corpos se deu em época tardi a pós-tectônica (Arcanjo *et al.* 1998) com relação à colisão dos Blocos acima mencionados (Barbosa & Sabaté 2002).

ROCHAS SUPRACRUSTAIS E GRANITOS ANATÉTICOS ASSOCIADOS Estas rochas granulíticas formam faixas dispersas, constituindo enclaves tectônicos nos metatonalitos e metatondjemitos que predominam na parte sul deste Bloco. Estas faixas são compostas principalmente de quartzitos, os quais em geral sustentam cristas e estão associados a formações ferríferas e manganíferas bandadas (Toniatti & Barbosa 1973, Valarelli *et al.* 1982), rochas cálcio-silicáticas, níveis de rochas graníticas,

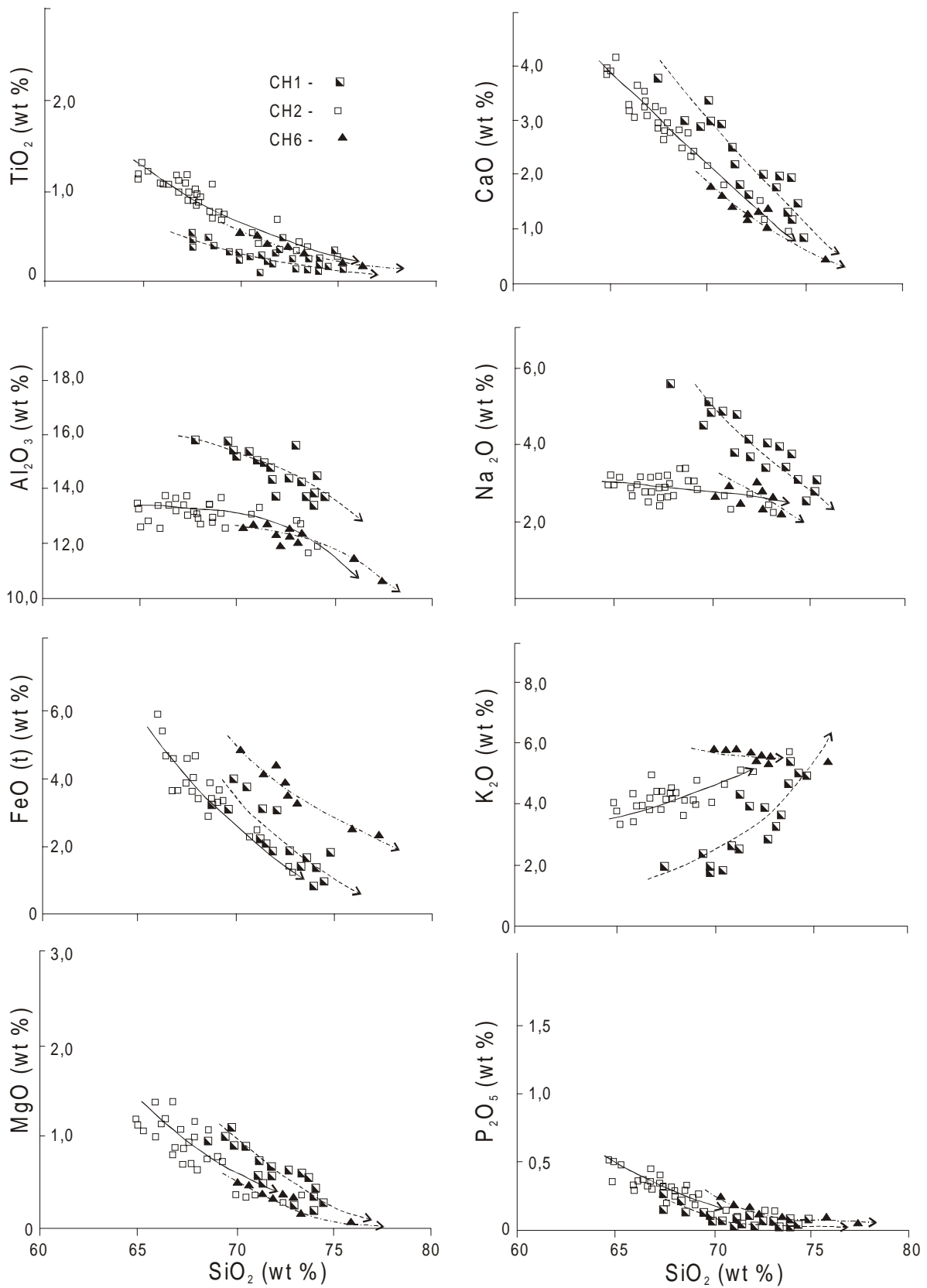


Figura 5 – Diagrama de Harker (1909) para os elementos maiores. Plutonitos (CH1) (quadrados semi-cheios), CH2 (quadrados vazios) e CH6 (triângulos cheios).

bandas quartzo-feldspáticas, gnaisses aluminó-magnesianos e rochas metabásicas. As duas últimas, devido a importância das suas paragéneses minerais, são descritas a seguir.

Os gnaisses aluminó-magnesianos, têm espessuras entre 6 e 8 m e são constituídos por quartzo, plagioclásio, ortopiroxênio, granada, biotita, silimanita, microclina, opacos, rutilo, grafita, monazita e zircão, sendo muito bons marcadores das condições de pressão e temperatura do metamorfismo de alto grau que atingiu a região (Barbosa *et al.* 2002a,c) (Tabela 2). A safirina ocorre nas amostras mais magnesianas e a cordierita é comumente retrógrada. Os gnaisses aluminó-magnesianos mostram, na sua maioria, uma composição química compatível com o aparecimento dos minerais silimanita, granada e ortopiroxênio. Os teores de Al_2O_3 situam-se entre 13 e 15%. Outra significativa feição química dessas rochas são os altos valores de MgO, variável de quase 2 até 7%. Com relação à sílica, ela situa-se entre 62 a 71%, que corresponde mais ou menos à média encontrada em gnaisses aluminó-magnesianos de outros terrenos granulíticos no mundo (Bernard-Griffiths *et al.*, 1996). Ainda com relação a estas rochas, verifica-se a ocorrência de migmatização/fusão parcial, e a formação de neossomas, inclusive com a geração de pequenos corpos de leucogranitos anatóticos. Estes processos, que ocorreram durante o metamorfismo, provavelmente provocaram a modificação da química dos metassedimentos originais, como por exemplo o teor de sódio, potássio e alumínio, prejudicando a caracterização do protólito. A dispersão destes elementos maiores, durante o metamorfismo/migmatização fez que os pontos representativos das análises químicas dessas rochas se deslocassem do campo sedimentar do gráfico de Garrels & Mackenzie (1971) para o campo ígneo (Fig. 6a). Entretanto, apesar das mudanças nos elementos maiores, os teores dos elementos traços parece que não se modificaram substancialmente com o metamorfismo. Por exemplo, usando-se as quantidades de Ni e Cr dos gnaisses aluminó-magnesianos em questão, observa-se que as amostras mais ricas em alumina se situam no campo dos folhelhos pós-arqueanos, segundo Condie (1993) (Fig. 6b). Isto leva a supor que estes gnaisses derivaram do metamorfismo de alto grau sobre pelitos com níveis ricos em magnésio. A figura 6c exibe padrões de elementos Terras Raras típicos desses gnaisses aluminó-magnesianos granulizados. Vale destacar que as duas amostras extraídas dos pequenos corpos de leucogranitos anatóticos ricos em granada possuem teores de sílica e potássio superiores aos gnaisses aluminó-magnesianos encaixantes e relações Na_2O/K_2O situadas entre 0,23 e 0,66 que são típicas de “granitos do tipo S”.

As rochas metabásicas associadas aos gnaisses aluminó-magnesianos são formadas de plagioclásio, ortopiroxênio, clinopiroxênio, quartzo e, às vezes, granada. Biotita e hornblenda são secundárias. Apatita e opacos são acessórios (Tabela 1). Dados geoquímicos mostram que elas possuem altos teores de ferro, magnésio, titânio e de baixos teores em alcalis, semelhante a metabasaltos toleíticos (Tabela 2). A figura 7a e os padrões de ETR (Fig. 7c), relativamente planos, com razão La/Yb de aproximadamente 2, também corroboram o caráter toleítico dessas rochas. Por sua vez, a figura 7b mostra que elas podem ter se formado em ambiente de fundo oceânico.

METAGABROS/METABASALTOS E METATONALITOS/METATRONDHJEMITOS Os metagabros/metabasaltos estão associados aos gnaisses tonalíticos/trondhjemiticos. Eles ocorrem como enclaves, deformados e paralelizados ao bandamento/foliação regional. Apresentam espessuras que variam desde

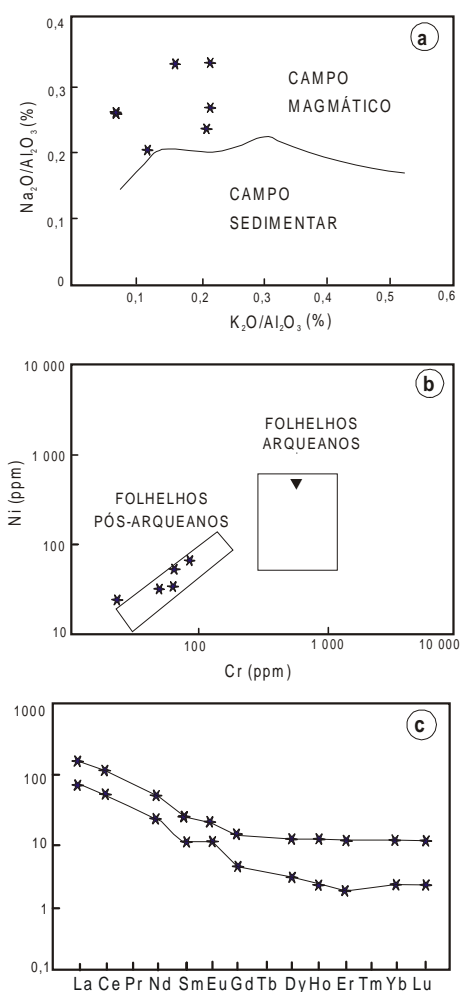


Figura 6 - Petroquímica dos granulitos aluminó-magnesianos dos “granitos do tipo S”. a - Pontos representativos de análises químicas dos gnaisses aluminó-magnesianos situando-se anormalmente no campo magmático de Garrels & Mackenzie (1971). b - Gnaisses aluminó-magnesianos semelhantes a folhelhos pós-arqueanos segundo os campos de Condie (1993). c - Padrões de ETR dos gnaisses aluminó-magnesianos. Valores do condrito segundo Sun (1982).

centimétricas a métricas (máximo de 5 m). Estes granulitos básicos consistem de plagioclásio, hiperstênio e clinopiroxênio, tendo como acessórios, quartzo, opacos e apatita (Barbosa *et al.* 1996) (Tabela 1). Alguns afloramentos desses granulitos básicos contêm abundante granada. Hornblenda verde e biotita marrom aparecem freqüentemente em relações texturais com os piroxênios e opacos evidenciando um retrometamorfismo para a fácies anfibolito.

Dados químicos, sobretudo de ETR, permitem separar estas rochas em tipos distintos. Dois tipos de granulitos básicos (GT3 e GT5) terão sua química aqui detalhada, visto que são os que possuem dados em maior quantidade. Assim, com relação aos elementos maiores Na_2O , K_2O , FeO (total) e MgO, quando plotados no diagrama AFM de Kuno (1968), os pontos relativos aos GT3 e aos GT5 situam-se no domínio toleítico ou próximo dele (Fig. 8a). Igualmente, os corpos GT3 e GT5 exibem características toleíticas

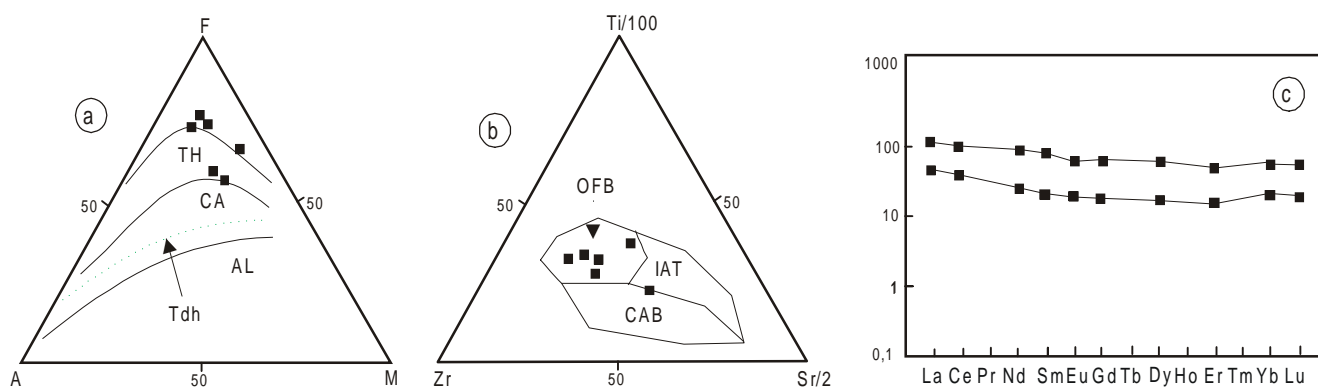


Figura 7 - Petroquímica das metabásicas associadas às supracrustais granulitizadas da área. a - Diagrama A-F-M ($A=Na_2O+K_2O$; $F=FeO+Fe_2O_3$; $M=MgO$) mostrando o caráter toleítico das metabásicas. Os campos são de Kuno (1968). TH - toleítico; CA - cálcio-alcálico; AL - alcalino. A curva Tdh corresponde ao trend de diferenciação padrão da suite trondhjemítica do SW da Finlândia (Barker & Arth 1976). b - Amostras das metabásicas da área situando-se nos campos dos basaltos/gabros de fundo oceânico (OFB). IAT - Basaltos/gabros toleíticos de arcos de ilhas. CAB - Basaltos/gabros cálcio-alcálicos de arcos de ilhas (Pearce & Cann 1973). c - Padrões de Terras Raras das metabásicas granulitizadas da área. Valores do condrito conforme Sun (1982).

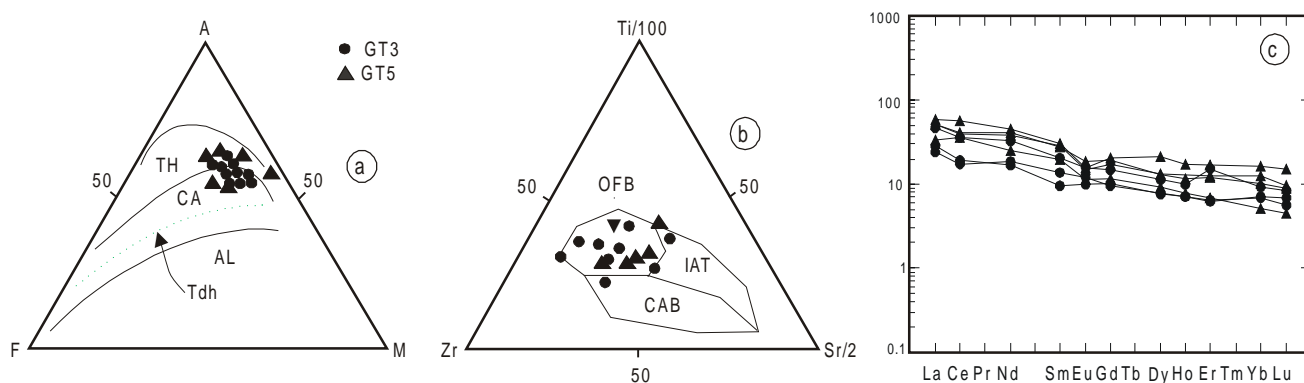


Figura 8 - Petroquímica dos metagabros/metabasaltos GT3 e GT5 da região. a - Diagrama A-F-M com as amostras (GT3, círculos e GT5, triângulos) situando-se principalmente no campo toleítico. Abreviaturas semelhantes as da figura 4. b - Diagrama Ti-Zr-Sr de Pearce & Cann (1973), com as amostras GT3 e GT5 situando-se no campo dos basaltos/gabros de fundo oceânico (OFB). As abreviaturas são as mesmas da figura 4. c - Padrões de ETR toleíticos dos metabasaltos/metagabros granulitizados GT3 e GT5. Valores do condrito segundo Sun (1982).

quando considerados alguns elementos traços, interpretados como imóveis durante o metamorfismo, tal como ocorre com Zr, Sr, e Ti nos diagramas de Pearce & Cann (1973), nos quais os dados analíticos destas rochas situam-se preferencialmente no campo toleítico. Por outro lado, se comparadas com aquelas formadas em ambientes tectônicos recentes, assemelham-se a metagabros/metabasaltos de fundo oceânico ou de arcos de ilha (Fig. 8b). Os ETR também possibilitam registrar diferenças adicionais entre os granulitos básicos GT3 e GT5. Assim, os padrões ETR dos GT3 diferem dos padrões dos GT5 visto que os últimos, além de apresentarem leve anomalia negativa de Eu, são mais diferenciados, e possuem razão $(La/Yb)_N$ de 4,6 (Fig. 8c). Já os GT3 são menos diferenciados, não possuem anomalia de Eu e a razão $(La/Yb)_N$ é de 4,0 (Fig. 8c). Vale registrar que os padrões relativamente planos, com baixas relações $(La/Yb)_N$, de ambos tipos confirmam a afinidade toleítica de ambos tipos de metabásicas (GT3 e GT5). Com relação a alguns elementos maiores, dados de amostras represen-

tativas mostram que tanto GT3 como GT5 se alinham relativamente bem segundo *trends* de diferenciação magmática (Fig. 9).

Os metatonalitos/metatrondhjemitos constituem as rochas mais abundantes da parte sul do Orógeno tendo sido deformadas e metamorfasadas na fácies granulito, durante o Paleoproterozóico (Ledru *et al.* 1994). Exibem bandamento/foliação com atitudes em torno de N15°E e mergulhos variando de 60° a 80°, ora para SE, ora para NW (Fig. 1). São verde-acinzentadas, relativamente homogêneas, com granulação média a grossa. Nos locais de maior intensidade de deformação é freqüente a textura milonítica com porfiroclastos imersos em uma matriz fina. Na maioria dos locais visitados, estas rochas exibem um bandamento composicional. As bandas variam de espessura, desde centimétricas a métricas (1 a 2 m). Vale registrar que estas estimativas são facilitadas quando estas rochas encontram-se alteradas, visto que nestas condições, fica ressaltada a cor esbranquiçada das bandas ricas em plagioclásio, em contrastes com as outras mais escuras, onde este

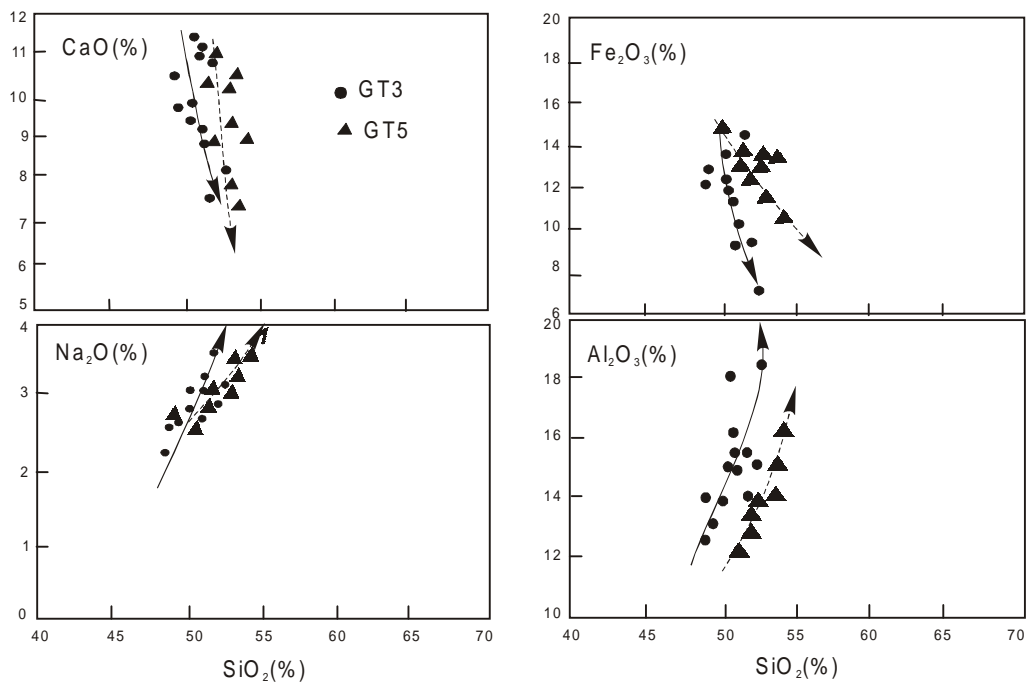


Figura 9 - Petroquímica dos metagabros/metabasaltos GT3 (círculos) e GT5 (triângulos) da parte sul do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaça. Diagramas de Harker (1909) para os elementos maiores Fe_2O_3 e CaO , com as amostras exibindo bons trends. Verifica-se que Fe_2O_3 e CaO foram compatíveis e o Al_2O_3 e o Na_2O , incompatíveis, durante a diferenciação magmática que originou estas rochas.

mineral é menos abundante. Do ponto de vista mineralógico os metatonalitos e metatondhjemitos são formados basicamente por quartzo e plagioclásio antipertítico. O ortopiroxênio, presente em pequena quantidade é do tipo hiperstênio. Ainda são encontrados em pequenas quantidades o clinopiroxênio e o feldspato potássico pertítico mas, somente em poucas amostras. Minerais opacos são onipresentes, mas acessórios. A biotita e hornblenda são também observadas, sendo formadas pelo retrometamorfismo dos minerais ferromagnesianos e opacos. Apatita e zircão aparecem como traços (Tabela 1).

O estudo petroquímico dos metatonalitos/metatondhjemitos, sobretudo utilizando ETR's, permite subdividir estas rochas em três conjuntos distintos, aqui denominados de TT1, TT2 e TT5 (Tabela 2). Estes três tipos litológicos estão interdigitados e representam intrusões múltiplas de idades diferentes mas, não muito distantes no tempo (Barbosa *et al.* 2002a). A petroquímica das rochas TT1, TT2 e TT5, ainda permitiu mostrar que: (i) no diagrama da figura 10a, que representa a combinação dos gráficos de Streckeisen (1975) e Lameyre & Bowden (1982), os três corpos TT1, TT2, TT5 são essencialmente tonalíticos, com a maioria dos pontos representativos de suas análises químicas situando-se sobre o *trend* "a", cálcio-alcálico baixo K; e, (ii) no diagrama An-Ab-Or de O'Connor (1965), com os campos de Baker (1979), os pontos de amostras de TT1, TT2 e TT5 situam-se no domínio dos tonalitos e, alguns, no dos trondhjemitos (Fig. 10b). Os diagramas de Harker (1909) (Fig. 11) mostram *trends* bem definidos para as três suítes. Nos três, Fe e Mg são incompatíveis, enquanto Na e K são ligeiramente compatíveis. Efetivamente, são rochas onde predomina na moda, o plagioclásio sódico, freqüentemente antipertítico. Eles são ricos nesses alcalis visto que foram se concentrando aos poucos no líquido durante a diferenciação

magmática (cristalização fracionada). A figura 12 por sua vez mostra o comportamento diferente dos ETR nas três suítes TT1, TT2 e TT5. Estes padrões permitiram a melhor identificação dos três tipos de suítes tonalíticas-trondhjemíticas. Eles mostram que as três suítes exibem um padrão de tipo trondhjemítico/cálcio-alcálico, onde os ETRP são depletados em relação aos ETRL, com a TT1 possuindo uma razão média La/Yb=39, a TT2 igual a 45 e a TT5 9. A diferença mais marcante entre elas é que a suíte TT1 não possui anomalia de Eu, em contraste com a TT2 e TT5, respectivamente com anomalia positiva e negativa. Ainda com relação à figura 12, verifica-se que as amostras mais ricas em sílica são mais pobres em ETRL e ETRP, o que indica que ETR foram incompatíveis durante a diferenciação magmática. Provavelmente os ETR foram incorporados por minerais acessórios no início da cristalização fracionada, resultando em líquidos residuais progressivamente mais pobres nestes e mais ricos em sílica.

METAMONZONITOS Estas rochas são formadas basicamente de plagioclásio antipertítico, ortopiroxênio e clinopiroxênio (Tabela 1) sendo que em alguns afloramentos, fenoclastos de plagioclásio estão orientados paralelamente a foliação. Idades modelo Sm/Nd situadas em torno de 2400 Ga (Marinho *et al.* 1992), fixam esta idade como a época da extração deste material da crosta. Estudos petroquímicos realizados por Barbosa (1986, 1990, 1991), Barbosa & Fonteilles (1989), Arcanjo *et al.* (1992) e Oliveira *et al.* (1993), suportam uma filiação shoshonítica-alcálica para esses monzonitos granulitizados (Tabela 2).

FEIÇÕES ESTRUTURAIS O Bloco Jequié, a Banda de Ipiáú e a parte sul do Bloco Itabuna-Salvador-Curaça, durante a formação do Orogeno de mesmo nome, foram afetados pelo menos por dois

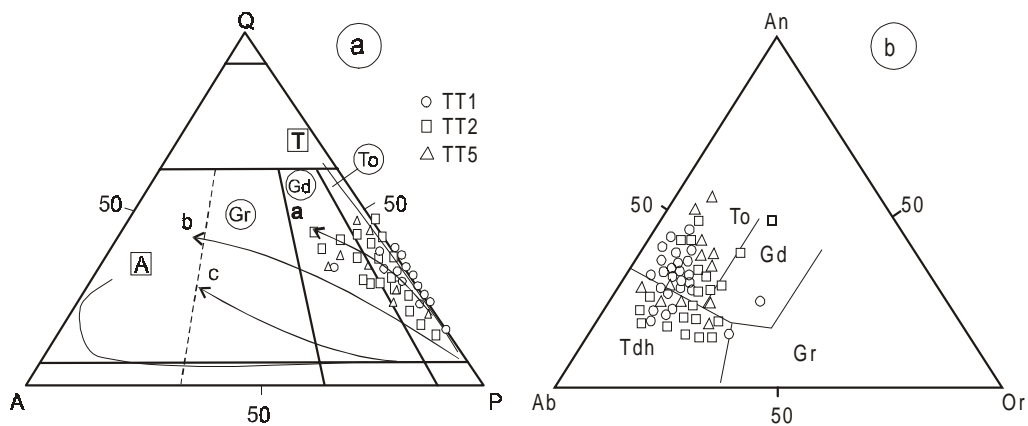


Figura 10 - Petroquímica dos metatonalitos e metatondhjemitos: TT1(círculos), TT2 (quadrados) e TT5 (triângulos). a - Triângulo modal/normativo de Lameyre & Bowden (1982), com os pontos representativos das análises químicas dessas rochas situando-se principalmente no campo dos tonalitos/trondhjemitos e no trend “a” de diferenciação cálcio-alcalino baixo K. “b” = cálcio-alcalino intermediário K e “c” = cálcio-alcalino alto K. T - toleítico e A - alcalino. A grade com separação das rochas é de Streckeisen (1975) sendo To=tonalitos e trondhjemitos, Gd=granodioritos e Gr=granitos. b - Triângulo normativo Ab-An-Or (O’Connor 1965) com os campos de Baker (1979). As rochas TT1, TT2 e TT5 situam-se nos campos tonalítico e trondhjemítico típicos.

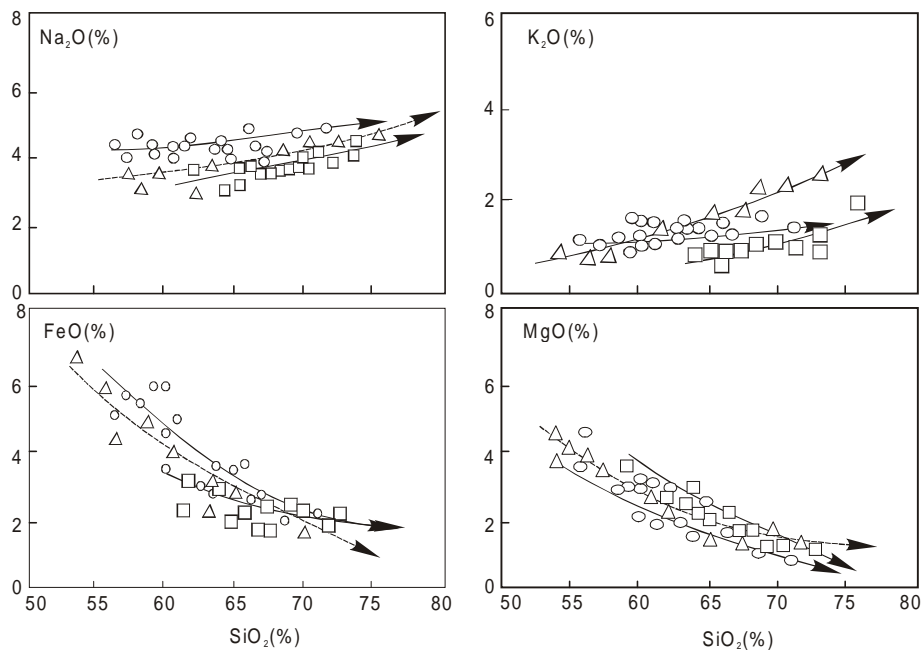


Figura 11 - Petroquímica dos metatonalitos e metatondhjemitos TT1, TT2 e TT5. Diagramas de Harker (1909) para os elementos maiores com as amostras mostrando bons trends. Pode-se notar que, com exceção do Na_2O e K_2O , que são ligeiramente incompatíveis, os dois outros elementos testados (FeO e MgO) são compatíveis, com seus teores diminuindo a medida que crescem os teores de sílica durante a diferenciação magmática que deu origem à s linhagens TT1, TT2 e TT5.

episódios mais importantes de deformação dúctil.

O primeiro (F_1) pode ainda ser observado nas rochas charnoenderbíticas de Laje e nos quartzitos granatíferos das supracrustais, ambos situados no Bloco Jequié. O episódio (F_1) deformou uma foliação/bandamento pré-existente, constituindo dobras recumbentes, com vergência para oeste e eixos sub-horizontais ($N10^\circ-15^\circ E$). Concordantemente, dados gravimétricos (Gomes *et al.* 1991), mostram que as zonas de cisalhamento da região tendem a horizontalizar em profundidade corroborando com a existência

de uma deformação compressional precoce (F_1) (Alves da Silva *et al.* 1996).

O segundo episódio (F_2) é observado especialmente na parte central do Orógeno, nas rochas granulíticas. Este é interpretado como de evolução progressiva ao evento (F_1), tendo gerado dobras apertadas de orientação geral $N10^\circ-20^\circ E$ (Fig. 1), com eixos de baixo caimento e plano axial de mergulho forte, embora em alguns locais seja de apenas 50° , para sudeste. Este evento evoluiu até a transposição das estruturas geradas pelas duas fases de

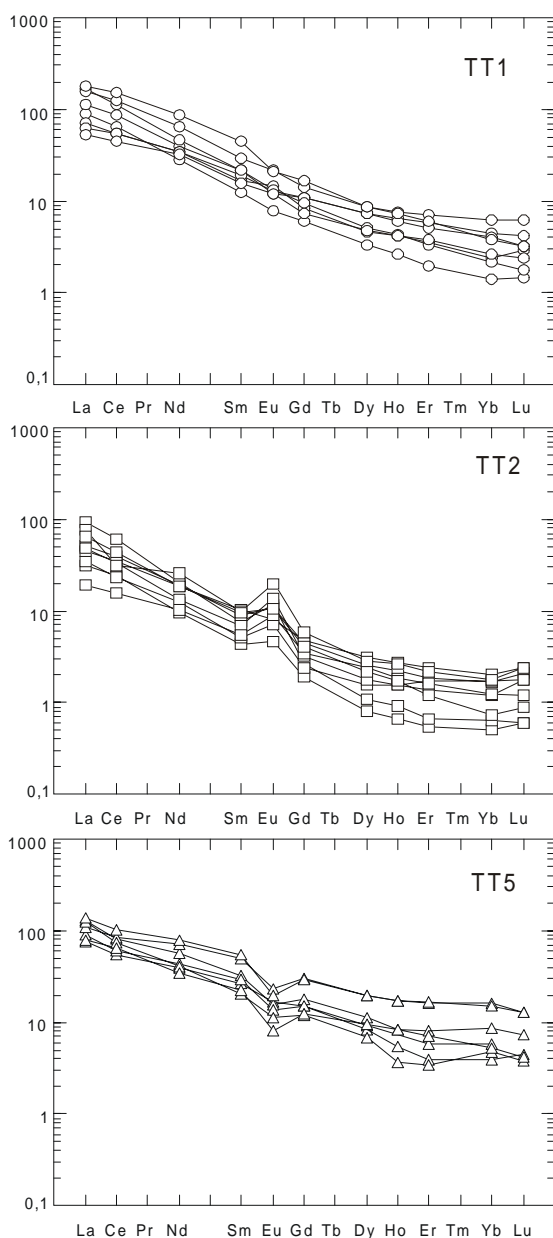


Figura 12 – Padrões de elementos ETR das rochas TT1, TT2 e TT5. Nota-se que todas elas exibem espectro basicamente do tipo cálcio-alcálico. Entretanto os TT1 não possuem anomalia de európio enquanto que os outros dois sim, mas, com uma diferença importante: os TT2 têm uma anomalia positiva enquanto os TT5, uma anomalia negativa. Valores do condrito segundo Sun (1982).

deformação. As observações e medidas no campo demonstraram que a geometria sigmoidal da foliação e dos enclaves máficos, bem como a presença de dobras assimétricas, aliado às medidas de lineações de estiramento mineral (hornblenda, biotita, feldspato e quartzo), com uma variação de 5° a 10° de caimento, ora para NE e ora para SW, indicam que é sinistral a cinemática do transporte tectônico provocada pelo cisalhamento transcorrente. São nestes planos subverticalizados do evento (F2) que se nota a lineação

mineral sub-horizontal. Esta lineação mineral é interpretada como tendo origem em função do transporte tectônico durante as deformações. Assume-se que o material granulítico, alcançou o máximo grau de compressão no fim do episódio (F₂), tendo sido deslocado para partes mais superficiais da crosta, sob a forma de mega-blocos, através de um sistema de rampas tectônicas frontais e laterais (Barbosa 1992, Fig. 1). No Bloco Jequié, nas partes onde a (F₂) não foi tão intensa, superposição de dobras (F₁+F₂) pode ser verificada (Fig. 1). Na parte central sul do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá observam-se somente as indicações deformacionais de (F₂).

Por sua vez, as estruturas dômicas que ocorrem localmente no Bloco Jequié (Fig. 1), foram inicialmente interpretadas por Barbosa (1986), como resultado da interferência de um terceiro episódio deformacional, transversal e posterior a F₁ e F₂. Contudo, datações recentes pelos métodos Pb/Pb e U/Pb nestes domos têm mostrado idades em torno de 2.0 Ga (Barbosa et al. 2002b) sugerindo que eles são corpos plutônicos que intrudiram as rochas orto e paraderivadas mais antigas, no final da tectônica dúctil que atingiu a região.

FEIÇÕES METAMÓRFICAS No Bloco Jequié e no Bloco Itabuna-Salvador-Curaçá, os valores de Kd do Mg situam-se em torno de 0,56 (Barbosa 1986, 1989, 1990, Barbosa & Fonteilles 1991). Isto reflete condições físico-químicas uniformes do metamorfismo, sugerindo que durante a formação do Orogeno, o metamorfismo progressivo, ao alcançar o seu pico máximo, reequilibrou na fácies granulito a maioria das rochas desses dois Blocos. Em função da superposição de blocos durante a colisão Paleoproterozóica as rochas da Banda de Ipiáú, que estavam em nível crustal mais superficial, da fácies anfibolito, foram enclavadas entre os Blocos Jequié e Itabuna-Salvador-Curaçá encontrando-se assim preservadas da granulitização.

Estimativas termométricas, baseadas em pares de Opx-Cpx e Gt-Cpx, indicam que a temperatura máxima alcançada pela fácies granulito regional foi de 830° – 850° C, com as pressões médias estimadas situando-se entre 5 e 7 Kbar (Barbosa 1990, Barbosa & Fonteilles 1991). Estudos de termobarometria em gnaisses aluminomagnesianos do Orógeno têm mostrado condições mais severas deste metamorfismo (Barbosa et al. 2002a,c).

Nos Blocos Jequié e Itabuna-Salvador-Curaçá, tudo indica que os episódios de deformação F₁ e F₂ ocorreram em ambiente da fácies granulito. Exceções ocorrem em *shear zones* onde os planos de foliação ligados a F₂ foram reativados, quando as rochas da fácies granulito foram trazidas pela tectônica para níveis crustais compatíveis com aqueles da facies anfibolito.

CONCLUSÕES A parte sul do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá pode ser subdividido em três domínios litológicos/estruturais distintos: o Bloco Itabuna-Salvador-Curaçá, o Bloco Jequié, e a Banda de Ipiáú, todos de idade Arqueana. O primeiro Bloco, formado basicamente de tonalitos/trondhjemitos, de gabros/basaltos, de monzonitos e de rochas supracrustais (quartzitos, formações ferríferas e manganesíferas, rochas cálcio-silicáticas, grafititos, bandas quartzo-feldspáticas e rochas aluminomagnesianas), constituíam associação litológica semelhante a margem continental ativa (Figueiredo 1989) ou a de arcos de ilhas (Barbosa 1990). O segundo Bloco, antes da colisão paleoproterozóica era da fácies anfibolito e composto de rochas orto e paraderivadas, além de intrusões múltiplas de granitos/granodioritos associados com corpos restritos de gabros/

anortositos. Na Banda de Ipiáú verifica-se a presença de rochas de composição granítica, com bandas de anfíbolitos subordinadas, além de corpos graníticos.

No Paleoproterozoico, a cerca de 2000 Ma (Wilson 1987, Barbosa 1990, Ledru *et al.* 1994), houve a colisão dos Blocos Itabuna-Salvador-Curaçá e Jequié com a formação de importante cadeia de montanhas (Barbosa & Sabaté 2002). Esta, após erosão, fez aflorar suas raízes, metamorfasadas em alto grau. No primeiro Bloco, não só os tonalitos/trondhjemitos (TT2, TT5) e gabros/basaltos (GT3, GT5), mas também os monzonitos foram deformados e intensamente granulizados. As supracrustais sofreram os mesmos processos tendo as rochas alumino-magnesianas formado importantes paragêneses marcadoras das condições de temperatura (830°-850°C) e pressão (5-7 Kbar) do metamorfismo regional (Barbosa *et al.* 2002c). No segundo Bloco, as litologias orto e paraderivadas e as intrusões múltiplas de granitos/granodioritos foram todas deformadas e transformadas em granulitos heterogêneos e em enderbitos-charnoenderbitos-charnockitos, de baixo Ti (CH1) e alto Ti (CH2). Os corpos de gabro-anortositos a eles associados, foram também reequilibrados na fácies granulito. Ainda neste segundo Bloco os kinzigitos e quartzitos granadíferos têm permitido estimar as temperaturas e pressões da granulitização, que se assemelham àquelas do primeiro Bloco. Sobraram da granulitização as rochas da Banda de Ipiáú, equilibradas na fácies anfíbolito. Com efeito, seus gnaisse e

granitos não apresentam ortopiroxenio.

Vale destacar, sobretudo nos Blocos Itabuna-Salvador-Curaçá e Jequié, a presença de leucocharnockitos portadores de granada e cordierita, considerados anatéticos e formados no pico deste metamorfismo, após a paralisação das deformações dúcteis. Também, as estruturas circulares ou ovaladas, situadas na parte norte do Bloco Jequié, são tardi-colisionais e constituídas de charnockitos (CH6) com teores de Ti intermediários

Com relação à tectônica, proveniente da colisão dos Blocos em questão, dois eventos deformacionais são propostos, ambos associados ao metamorfismo regional. O evento (F_1), ligado a uma tectônica reversa e o evento (F_2), a uma tectônica transcorrente sinistral. O último mascara o anterior e desenvolve dobras apertadas que evoluíram até a transposição. Zonas de cisalhamento sinistrais, mais comumente, e falhas de empurrão são associadas a este último evento que, provavelmente, representa a fase final de amalgamação de blocos distintos. Vale ressaltar que não existem diferenças da evolução estrutural entre os três domínios, sugerindo que os eventos deformacionais, assim como o metamorfismo regional, afetaram indistintamente toda a área.

Agradecimentos Ao apoio do IRD – Institut de Recherche pour le Developpment, do CNPq e da CBPM - Companhia Baiana de Pesquisa Mineral para a realização deste artigo e aos revisores da RBG pelas sugestões ao manuscrito.

Referências

- Abram M.B. 1994. O Corpo máfico - ultramáfico da Fazenda Mirabela, Ipiáú – BA. Soc. Bras. Geol. Núcleo Bahia/Sergipe, SGM - Superintendência de Geologia e Mineração. *Publicação Especial*, 58p.
- Aillon M.P., Barbosa, J.S.F. 1992. As rochas metamórficas de alto grau da região de Cachoeira, São Felix e Cruz das Almas, Bahia. 1992. In: SBG, Simp. Reg. Geol. Bahia/Sergipe, 1, Salvador, 1992. *Anais*, Salvador, 1: 96-99.
- Alibert C., Barbosa, J.S.F. 1992. Âges U-Pb déterminés à la "SHRIMP" sur des zircons du Complex de Jequié, Craton du São Francisco, Bahia, Brésil. In: 14 Réunion. Sci. Terre (RST), Toulouse, France, *Resume*, 4.
- Alves da Silva F.C., Barbosa J.S.F., Damasceno, J.A. 1996. Estilo deformacional das rochas de alto grau metamórfico da região de Ipiáú, SE da Bahia. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 39, Salvador, 1996. *Bol. Res. Expan.*, 6:262-266.
- 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.
- Arcanjo J.B.A., Barbosa, J.S.F., Alves da Silva, F.C. 1998. O sensoriamento remoto como técnica auxiliar nos estudos geológicos da região de alto grau metamórfico de Ipiáú, Bahia. *Bol. do Inst. Geoc.*, USP., 27: 99-118.
- Baker F. 1979. Trondhjemitos: definition, environment and hypotheses of origin. In: F. Barker (ed.), *Trondhjemitos, dacites and related rocks*, Elsevier, Amsterdam, Cap. I, 1-12.
- Barker F. & Arth J.G. 1976. Generation of trondhjemitic-tonalitic liquids and archean bimodal trondhjemitic basalt suites. *Geology*, 4:596-560.
- Barbosa J.S.F. 1986. *Constitution lithologique et metamorphique de la region granulitique du Sud de Bahia - Brésil*. Université Pierre et Marie Curie, Paris, França, Tese de Doutorado, 401p.
- Barbosa J.S.F. 1989. Química mineral utilizada na identificação das fácies metamórficas da região granulítica do Sul da Bahia - Brasil. *Rev. Bras. Geoc.* 19:350-366.
- Barbosa J.S.F. 1990. The granulites of the Jequié Complex and Atlantic Coast Mobile Belt, Southern Bahia. An expression of Archean/Early Proterozoic plate convergence. In: D. Vielzeuf, Ph. Vidal (eds.), *Granulites and Crustal Evolution*, Kluwer, 195 – 221.
- Barbosa J.S.F. 1991. Projeto geologia e metalogenia do Domínio da Costa Atlântica da Região Granulítica do Sul da Bahia - Brasil. Salvador, UFBA. Convênio SME/SGM/UFBA/PPPG. (Relatório inédito).
- Barbosa J.S.F. 1992. Modelos geotectônicos do sul da Bahia. In: SBG, Simp. Reg. Geol. Bahia/Sergipe, 1, Salvador, 1992. *Anais*, 92 - 95.
- Barbosa J.S.F. 1998. Síntese do conhecimento sobre a evolução geotectônica das rochas metamórficas arqueanas e paleoproterozoicas do embasamento do Cráton do São Francisco na Bahia. *Rev. Bras. Geoc.* 27:241-256.
- Barbosa J.S.F. & Fonteilles, M. 1989. Caracterização dos protólitos da região granulítica do sul da Bahia. *Rev. Bras. Geoc.*, 19:3-16.
- Barbosa J.S.F. & Fonteilles M. 1991. O Metamorfismo da Região Granulítica do Sul da Bahia - Brasil. *Rev. Bras. Geoc.*, 21:3-16.
- Barbosa J.S.F. & Sabaté P. 2002. Geological features and the Paleoproterozoic collision of four Archean crustal segments of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil. A synthesis. *Anais Acad. Bras. Cienc.*, 74(2):343-359.
- Barbosa J.S.F., Kienast J. R., Nicollet C. 2002a. Les Gneisses Alumino-Magnésiens à Sapphirine et les Metatonalites Encaissantes, Itabuna Belt, Bahia, Brésil. *Bull. Mineral.*, (em preparação),
- Barbosa J.S.F., Martin H., Peucat J.J. 2002b. Archean/Paleoproterozoic Crustal Domic Evolution of the Lage, Mutuibe, Brejões and Santa Ines Région. Jequié Block, Bahia, Brazil. *Precamb. Research*, (em preparação).
- Barbosa J. S. F., Nicollet C., Kienast J. R. 2002c. Les Granulites Alumino - Magnésien à Hercinite plus Quartz de la Region des Dômes Charnokitiques de Brejões. Bloc de Jequié, Bahia, Brésil. Implications

- dans les Processus Crustales. *Bull. Mineral.*, (em preparação).
- Barbosa J.S.F., Arcanjo A.B.J., Alves da Silva F.C., Pinho I.C.A., Oliveira M.P.S., Savini D.S. 1996. Geologia das rochas de alto grau metamórfico da região de Ipiáú-sudeste da Bahia-Brasil. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 39, Salvador, 1996. *Anais*, **6**:272-279.
- Bernard Griffiths S., Fourcade S., Kienast J. J., Peucat J. J., Martineau F., Rahmani A. 1996. Geochemistry and isotope (Sr, Nd, O) study of Al-Mg granulites from the In Ouzzal Archean block (Hoggar, Algeria). *J. Metamorphic Geol.*, **14**:709-724.
- Condie K.C. 1993. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: Contrasting results from surface samples. *Chem. Geol.*, **104**:1-37.
- Cordani U.G. 1973. *Evolução geológica pré-cambriana da faixa costeira do Brasil entre Salvador e Vitória*. Instituto de Geociências. Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Livre Docência. 98 p.
- Costa L.A.M. & Mascarenhas J.F. 1982. The High-grade metamorphic terranes in the interval Mutuípe-Jequié: Archean and Lower Proterozoic of east-Central Bahia. In: *Intern. Symp. on Archean and Early Proterozoic Geol. Evol. Metallog.*, Salvador, Bahia, 19-37.
- Cruz M.J.M. 1989. *Le massif du Rio Piaú : une intrusion de nature gabbroïque et anorthositique dans les terrains granulitiques du noyau Jequié - Bahia - Brésil*. Université Pierre et Marie Curie, França. Tese de Doutorado, 280 p.
- Delhal J. & Demaiffe D. 1985. U-Pb archaean geochronology of the São Francisco Cráton (Eastern Brazil). *Rev. Bras. Geoc.*, **15**:55-60.
- 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.
- Fornari A. 1992. *Petrologia, geoquímica e metamorfismo das rochas enderbíticas-charnockíticas da região de Laje e Mutuípe, Bahia*. Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Bahia, Dissertação de Mestrado, 143p.
- Fornari A. & Barbosa J.S.F. 1992. A suite enderbítica-charnockítica da região de Mutuípe-Bahia. In: SBG, Simp. Reg. Geol. Bahia-Sergipe, 1, Salvador, 1992. *Anais*, **1**:87-91.
- Froes R.B. 1993. O Corpo máfico - ultramáfico da Fazenda Mirabela, Ipiáú - BA., Universidade de Toronto, Toronto, Canadá. Dissertação de Mestrado, s/p.
- Garrels R.M. & Mackenzie F.T. 1971. *Evolution of sedimentary rocks*. Ed.: Norton, Inc., New York, 307 p.
- Gomes R.A.A.D., Arcanjo J.B.A., Santos R.A. 1991. Colisão de blocos com subducção na costa sul da Bahia. In: SBGf, Cong. Soc. Bras. Geofísica, 2, Salvador, *Resumos Expandidos*, **1**:154 -159.
- Harker A. 1909. *The natural history of the igneous rocks*. McGraw-Hill, New York. 384 p.
- Hine R., Williams I.S., Chappel B.W., White A.J.R. 1978. Contrasts between I and S type granitoid of the Kosciusko Batholith. *Jour. Geol. Soc. Austral.*, **4**:219-239.
- Iyer S. S, Choudhuri A., Vasconcelos M.B.A.A, Cordani U.G. 1984. Radioactive element distribution the Archean granulite terrains of Jequié, Bahia, Brazil. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **85**:95-101.
- Iyer S.S, Choudhuri A., Cordani U.G. 1987. Granulite facies rocks of Brazil: a review of their geologic setting, geochronological evolution petrographic and geochemical characteristics. *Jour. Geol. Soc. India*, **29**:309-326.
- Iyer S.S., Barbosa J.S.F., Choudhuri A., Krouse H.S. 1995 Possibles sources de CO₂ in granulite facies rocks: carbon isotope evidence from the Jequié Complex, Brazil. *Petrology* **3**:226-237.
- Kuno H. 1968. Differentiation of basalt magmas. In: H.H. Hess & A. Poldervaart, (eds.), *The Poldevaart Treatise on Rocks of Basaltic Composition*, 2. Interscience, New York: 623-688.
- Lameyre J. & Bowden P. 1982. Plutonic rock type series: discrimination of various granitoid series and related rocks. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **14**:169-186.
- Ledru P., Cocherie A., Barbosa J.S.F., Johan, V., Onstot T. 1994. Ages du métamorphisme granulitique dans le craton du São Francisco (Brésil). Implications sur la nature de l'orogène transamazonien. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **318**(II):251 - 257.
- Lima M.I.C. de, Fonseca E.G. da, Oliveira E.P., Ghignone J.I., Rocha R.M., Carmo U.F. do, Silva J.M.R. da, Siga Jr O. 1982. *Levantamento de Recursos Naturais, Folha SD-24 Salvador*. Rio de Janeiro, Projeto Radambrasil. 620p. (relatório 24).
- Marinho M. M. 1991. *La séquence volcano-sédimentaire de Contendas-Mirante et la bordure occidentale du Bloc Jequié (Cráton du São Francisco-Brésil): Un exemple de Transition Archéean-Protérozoïque*. Blaise Pascal Univ., Clermont Ferrand, França. Tese de Doutorado, 388p.
- 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: A.J. Pedreira (ed.). *Petrologic and geochronologic evolution of the São Francisco Craton*, Brazil. Salvador, CBPM/IGCP Project 280. 120 p.
- Miranda L.L.F. de, Soares J.V., Moreas A.M.V. de 1982. Geologia da região de Ubaíra-Santa Inês. In: SBG, Cong. Bras. Geologia, 32, Salvador, *Anais*, **1**:246-259.
- 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 E.P., Lima M.I.C. de 1982. Aspectos petrográficos das rochas granulíticas do Complexo de Jequié e estimativas das condições físicas do metamorfismo. In: SBG, Cong. Bras. Geologia, 32, Salvador, *Anais*, **2**:589-602.
- Oliveira J.E., Barbosa J.S.F., Arcanjo J.B.A. 1993. Petrografia e Petroquímica dos Granulitos da Região de Itabuna, Bahia. *Rev. Bras. Geoc.*, **23**:356-369.
- Padilha A.V., Santos R.A., Martins A.A.M., Arcanjo J.B.A., Oliveira J.E., Gomes R.A.A.D. 1990. O ciclo Jequié no sudeste da Bahia: uma colisão arco de ilhas - continente no Arqueano Superior. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 36, Natal. Boletim de Resumos, **1**:345.
- Pearce J.A. & Cann J.R. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using traces elements analyses. *Earth Plan. Sci. Letters*, **19**:290-300.
- Pedreira A.J., Oliveira, J.E., Silva B.C.E., Pedrosa C.J., 1975. *Projeto Bahia - Geologia da Bacia do Rio de Contas*. CPRM, Conv. DNPM/CPRM, Salvador, Relatório final, **3**, 233p.
- Silva L. C. 1991. Caracterização microestrutural, geoquímica e petrogênese dos terrenos de alto grau das Folhas de Itabuna - Ibicaraí, Salvador, CPRM (relatório inédito), s/p.
- Sighinolfi G.P. 1971. Investigation into deep crustal levels: fractionating effects and geochemical trends related to high-grade metamorphism. *Geochem. Cosmochem. Acta*, **35**:1005-1021.
- Sighinolfi G.P., Figueiredo M.C.H., Fyfe W.S., Kronberg B.I., Oliveira M.A.F. de, 1981. Geochemistry and petrology of the Jequié Granulitic Complex (Brazil): an Archean basement complex. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **78**: 263-271.
- Silva M.G., Martin H., Abram M.B. 1996. Datação do corpo máfico-ultramáfico da Faz. Mirabela (BA) pelo método Sm-Nd: implicações petrogenéticas e geotectônicas. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 39, Salvador, *Anais*, **6**: 217-220.
- Streckeisen A. 1975. How should charnockitic rocks be named? In: *Geologie des Domaines Cristallines*. Liege. *Soc. geol. Belg.*, Centenaire de la Societe Geologique de Belgique, 349-360.
- Teixeira W., Sabaté P., Barbosa J.S.F., Noce C.M., Carneiro M.A. 2000.

- Archean and Paleoproterozoic Tectonic evolution of the São Francisco Craton, Brazil. In: U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Thomas Filho, D.A. Campos (eds.), *Tectonic Evolution of the South America*. Int. Geol. Congr., 31, Rio de Janeiro, Brazil, 101-137.
- Sun S.S. 1982. Chemical composition and origin of the Earth primitive mantle. *Geochem. Cosmochem. Acta*, **46**:179-192.
- Teixeira W., Sabaté P., Barbosa J.S.F., Noce C.M., Carneiro M.J. 2000. Archean and paleoproterozoic tectonic evolution of the São Francisco Cráton. In: U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz Filho, D.A. Campos (eds.) *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, 31th Intern. Geol. Congress, 101-138.
- Toniatti G. & Barbosa J.S.F. 1973. O Manganês de Marauá, Bahia. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 37, Aracajú, *Abstr.*, 2:421-430.
- Valarelli J.V., Barbosa J.S.F., Hipólito R., Silveira B.R.M. 1982. Paragênese do protominério metamórfico de Manganês de Marauá, Bahia. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 32, Salvador, *Abstr.*, 3:819-825.
- Xavier R.P., Barbosa J.S.F., Iyer S.S., Choudhuri A., Valarelli J.V. 1989. Low density carbonic fluids in the Archean granulite facies terrains of the Jequié Complex, Bahia, Brazil. *Jour. Geol.*, **97**:351-359.
- Wilson N. 1987. *Combined Sm-Nd, Pb/Pb and Rb-Sr geochronology and isotope geochemistry in polymetamorphic precambrian terrains: Examples from Bahia - Brazil and Channel Island U.K.* Oxford University, U.K., Dissertação de Mestrado, s/p.
- Wilson N., Moorbath S., Taylor P.N., Barbosa J.S.F. 1988. Archean and early proterozoic crustal evolution in the São Francisco Craton, Bahia, Brazil. *Chem. Geol.*, **70**(1/2):146.

Manuscrito TM-005

Recebido em 25 de outubro de 2002

Revisão dos autores em 12 de dezembro de 2002

Revisão aceita em 15 de dezembro de 2002