GEOLOGIA DO SEGMENTO NORTE DO ORÓGENO ITABUNA-SALVADOR-CURACÁ E GUIA DE EXCURSÃO

MARÍLIA KOSIN¹, ROBERTO C. DE MELO¹, JOÃO DALTON DE SOUZA¹, ELSON P. DE OLIVEIRA², MARCELO J. CARVALHO² & CARLSON M. M. LEITE³

ABSTRACT *GEOLOGY OF THE NORTHERN SEGMENT OF THE ITABUNA-SALVADOR-CURACÁ OROGEN AND FIELD-TRIP GUIDE* The main geologic units that make up the northern segment of the Itabuna-Salvador-Curacá Orogen and the Serrinha Orogen are reviewed, along with their geochronological data. The Serrinha Block comprises mesoarchean gneisses, migmatites and metamorphosed supracrustal rocks of the Santa Luz and Uauá complexes. These rocks are the basement to supracrustal rocks of the Paleoproterozoic Rio Itapicuru Greenstone Belt and the Rio Capim sequence. Granitic intrusions in the Serrinha Block are dated mostly in the range 2.13-2.02 Ga. On the other hand, the northern segment of the Itabuna-Salvador-Curacá Block is made-up of orthogneisses and granulite facies rocks of the Caraíba Complex, mafic rocks of the São José do Jacuípe Suite and metamorphosed supracrustal rocks of the Tanque Novo-Ipirá Complex of Neoproterozoic age or older. The high-grade metamorphism associated with the continental collision that originated this orogenic belt, and intrusion of sintectonic granitoids, such as the Itiúba Syenite, has all taken place during the Paleoproterozoic.

Keywords: Itabuna-Salvador-Curacá Orogen, Serrinha Block, Salvador-Curacá Belt, Paleoproterozoic, Geochronology

RESUMO Neste artigo são revisadas as principais unidades que compõem o segmento norte do Orógeno Itabuna-Salvador-Curacá, principalmente as rochas do Bloco Serrinha e do Cinturão Salvador-Curacá, acrescido de dados geocronológicos. O Bloco Serrinha é constituído por gnaisses, migmatitos e rochas metassupracrustais e ígneas dos Complexos Santa Luz e Uauá, com idades mesoarqueanas, que atuaram como embasamento para as sequências supracrustais paleoproterozóicas dos *greenstone belts* do Rio Itapicuru e Rio Capim. Intrusões graníticas no Bloco Serrinha ocorreram principalmente entre 2,13Ga e 2,02Ga. O Cinturão Salvador-Curacá está representado por ortogneisses e rochas granulíticas do Complexo Caraíba, rochas máficas da Suíte São José do Jacuípe e metassupracrustais do Complexo Tanque Novo-Ipirá, com idades neoarqueano ou mais antigas. Metamorfismo de alto grau, relacionado à colisão continente-continente que deu origem ao Orógeno, aconteceu no Paleoproterozóico concomitantemente com o alojamento de diversos granitóides, tais como o Maciço Sienítico Itiúba.

Palavras-chaves: Orógeno Itabuna-Salvador-Curacá, Bloco Serrinha, Cinturão Salvador-Curacá, Paleoproterozóico, Geocronologia

INTRODUÇÃO Os terrenos de alto grau metamórfico de idade arqueano-paleoproterozóica, que ocorrem na borda leste do Cráton do São Francisco, constituem uma extensa faixa contínua de direção submeridiana, designada originalmente por Cordani (1973) de Cinturão Costeiro Atlântico, que se estende desde a região sul da Bahia até as imediações de Salvador. A partir do paralelo 13°00'S, que passa na altura desta última cidade, para norte, essa faixa de rochas de alto grau se bifurca em dois ramos: o oriental, que conforma o Cinturão Salvador-Esplanada (Barbosa & Dominguez 1996), e o ocidental, que se projeta até o rio São Francisco, balizando toda a borda oeste do Bloco de Serrinha (Brito Neves *et al.* 1980) sendo denominado de Cinturão Móvel Salvador-Curacá por Santos & Souza (1983) (este volume) (Fig. 1).

O Orógeno Itabuna-Salvador-Curacá (OISC), objeto deste trabalho, abrange a sul o Cinturão Costeiro Atlântico e a norte o Cinturão Salvador-Curacá, além da borda leste do Bloco Gavião e a borda oeste do Bloco Serrinha.

O Cinturão Salvador-Curacá, integrado pelos complexos Caraíba, Tanque Novo-Ipirá e pela Suíte São José do Jacuípe, além de rochas granitóides intrusivas, foi alvo, ao longo dos anos, de vários

trabalhos de pesquisa geológica. Dentre aqueles de mapeamento, destacam-se os de Seixas *et al.* (1975), Loureiro (1991), Melo (1991), Sampaio (1992), Melo *et al.* (1995) e Delgado & Souza (1975), este último no vale do rio Curacá, região em que, pela importância dos jazimentos de cobre que ali ocorrem, desenvolveram-se trabalhos como os de Lindenmayer (1980), Oliveira (1990). Além desses, outras teses de doutorado (Figueiredo 1980, Conceição 1990, Teixeira 1997, Leite 2002) contribuíram para o entendimento da evolução desses terrenos. No tema geocronologia são referências importantes os trabalhos de Sabaté *et al.* (1994), Silva *et al.* (1997) e Oliveira (1998) (Tabela 1).

Mais recentemente, Kosin *et al.* (1999) prepararam uma síntese sobre a região nordeste do Cráton do São Francisco, onde enfocam, além do Cinturão Salvador-Curacá, o Bloco Serrinha e o Cinturão Saúde-Itapicuru-Jacobina.

Nesta compilação bibliográfica verificou-se que o Bloco Serrinha é constituído por um embasamento arqueano, definido pelos complexos Uauá (Bastos Leal 1992) e Santa Luz (Davison *et al.* 1988) e pelos *greenstone belts* paleoproterozóicos do Rio Itapicuru (Kishida 1979) e do Rio Capim (Winge 1984).

1 - CPRM – Serviço Geológico do Brasil, Av. Ulisses Guimarães, 2862, 41213-000, Salvador, BA. E-mail: geremiba@cprm.gov.br

2 - Instituto de Geociências, UNICAMP, 13083-970, Campinas, SP. E-mail: elson@ige.unicamp.br

3 - Instituto de Geociências – Universidade Federal da Bahia. Rua Caetano Moura, 123 Federação, CEP 40210-340. Bahia, Brasil. E-Mail: cmml@petrobras.com.br

Figura 1 – Compartimentos tectônicos e limites do Cráton do São Francisco (modificado de Alkmin et al. 1993).

Desde os anos 1970, esse bloco cratônico é estudado por levantamentos regionais (Seixas *et al.* 1975, Inda *et al.* 1976, Pereira 1992 e Melo *et al.* 1995). Sobre o *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru e suas importantes mineralizações auríferas, diversos trabalhos foram realizados como os de Silva (1984, 1992), Teixeira (1985), Matos (1987), Davison *et al.* (1988), Reinhardt & Davison (1989), Silva (1995), Chauvet *et al.* (1997), Mello (2000), Carvalho (2001) e Barreto (2002). Por seu lado, o *Greenstone Belt* do Rio Capim foi foco também de algumas pesquisas, como aquelas efetuadas por Winge (1984), Jardim de Sá *et al.* (1984) e Oliveira *et al.* (1998).

Exceto os trabalhos de Gaal *et al.* (1987), Mascarenhas & Garcia (1989), Silva (1992) e Bastos Leal (1992), nos últimos três anos intensificou-se a investigação da cronologia dos eventos que afetaram o Bloco Serrinha, haja vista os trabalhos de Cordani *et al.* (1999), Oliveira *et al.* (1998, 1999), Mello (2000), Carvalho (2001), Carvalho & Oliveira (2002), Oliveira *et al.* (2002a), além daqueles ainda inéditos (Oliveira *et al.* 2002b, c, Rios 2002) (Tabela 2).

As informações contidas neste artigo constituem uma nova síntese dos trabalhos até então conhecidos, acrescida de dados inéditos sobre o Bloco Serrinha e o Cinturão Salvador-Curaçá.

BLOCO SERRINHA O Bloco Serrinha ocorre na porção leste da área e está em contato com a Faixa de Dobramentos Sergipana e com a Bacia do Tucano, a leste-nordeste, e com o Cinturão Salvador-Curaçá, a oeste (Fig. 1). Trata-se de um segmento de crosta

Arqueana granito-greenstone, constituído pelos complexos Uauá e Santa Luz, que serviram de embasamento aos *greenstone belts* paleoproterozóicos do Rio Itapicuru e do Rio Capim, cuja consolidação se deu ao final do Ciclo Transamazônico, em ca. 2,0 Ga. Associadas a este evento, ocorreram intrusões de granitóides sintectônicos, elípticos e com bordas gnaissificadas, relacionadas ao *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru, e vários corpos de granitóides tardi a pós-tectônicos em rochas do Complexo Santa Luz (Fig. 2).

A configuração estrutural atual do Bloco Serrinha é interpretada como o resultado da tectônica do evento Transamazônico, que atuou principalmente sobre o Complexo Santa Luz e o *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru. Essa tectônica envolveu a atuação de dois eventos sucessivos, reverso e transcorrente, com a geração de zonas de cisalhamento com direção submeridiana e dobras vergentes para leste, nas quais os corpos granito-gnaissicos ocupam o núcleo de anticlinais. As zonas de cisalhamento são transpressionais, tanto dextrais como sinistrais, estas últimas mais frequentes nas proximidades do *Greenstone Belt*. Elas obliteraram estruturas mais antigas, provavelmente formadas durante o evento reverso (Melo *et al.* 1995), as quais, no entanto, estão preservadas no Complexo Uauá, que configura um mega-sigmóide, limitado por zonas de cisalhamento.

Complexo Uauá O Complexo Uauá aflora na porção NNE do Bloco Serrinha, balizado a oeste e leste pelo Complexo Santa Luz,

Tabela 1 – Síntese dos dados geocronológicos para o Cinturão Salvador-Curaçá

UNIDADE ESTRATIGRÁFICA	ROCHA DATADA	IDADE (Ga)/MÉTODO	INTERPRETAÇÃO	REFERÊNCIA
Complexo Caraíba	Enderbito	$2,098 \pm 0,004$ e $2,101 \pm 0,011$ (Pb-evaporação);	Idades de formação	Sabaté <i>et al.</i> (1994)
	Enderbito	$2,695 \pm 0,012$ (U-Pb SHRIMP)	Idade de formação	Silva <i>et al.</i> (1997)
	Charnockito	$2,072 \pm 15$ (U-Pb SHRIMP)	Granulitização	
Corpos Máfico-Ultramáficos Associados ao Complexo Caraíba	Norito da Caraíba	$2,634 \pm 0,019$ (U-Pb SHRIMP)	Idade de formação	Oliveira <i>et al.</i> (2002c)
	Norito da Caraíba	$2,072 \pm 0,022$ (U-Pb SHRIMP)	Granulitização	Oliveira (1998)
Corpos Granitóides Sintectônicos	Monzonito	$2,693$ a $2,729$ (idade modelo T_{DM} Nd)	Época de extração do manto litosférico	Silva <i>et al.</i> (1997)
		$2,126 \pm 0,019$ e $2,082 \pm 0,007$ (U-Pb SHRIMP)	Idades de formação e metamorfismo	
Maciço Sienítico de Itiúba	Sienito	$1,957$, $R_o = 0,7324$ (Rb-Sr)	Idade de formação	Melo (1991)
Corpos Granitóides Pós-tectônicos	Sienogranito	$2,084$ (U-Pb SHRIMP)	Idade de formação	Oliveira <i>et al.</i> (2002b,c)
		$1,897 \pm 0,034$, $R_o = 0,70387$ e $1,915$, $R_o = 0,7054$ (isócronas Rb-Sr em rocha total)	Idades de formação	Conceição & Otero (1996); Melo (1991)

com contato por meio de zonas de cisalhamento transcorrentes (Fig. 2).

Ele é composto por: (i) biotita-hornblenda ortognaisses tonalíticos e granodioríticos, granulitizados, em parte com textura *augen*, e por, (ii) gnaiss bandado, por vezes migmatizado, caracterizado pela alternância de lentes quartzo-feldspáticas, localmente com ortopiroxênio, e níveis de anfibolito, metapiroxenito e rocha calcissilicática. São comuns as intercalações de corpos máfico-ultramáficos, dentre os quais destaca-se o Complexo Gabro-Anortositico Lagoa da Vaca.

O Complexo Uauá representa a unidade mais antiga do Bloco Serrinha com idades U-Pb em zircões de granitóides e ortognaisses situadas no intervalo de 2,93 a 3,13Ga (Cordani *et al.* 1999, Oliveira *et al.* 1999) e idade Pb-Pb em rocha total de 3,16Ga para o Complexo Lagoa da Vaca (Paixão & Oliveira 1998).

Uma característica marcante do Complexo Uauá, que o distingue das unidades vizinhas, é a presença de enxames de diques máficos, tendo sido identificados dois conjuntos. O mais antigo é composto por diques deformados e metamorfizados, com idades isocronas Sm-Nd em rocha total em torno de 2,9-2,75Ga (Oliveira *et al.* 1999) e datações K-Ar entre 2,14 e 1,93Ga, que refletem a deformação a que os diques estiveram expostos (Bastos Leal *et al.* 1994). O segundo conjunto é constituído por diques pouco ou não deformados, relacionados a dois episódios magmáticos, datados por Rb-Sr em 2384 ± 114 Ma ($R_1 = 0,70082$) e 1983 ± 31 Ma ($R_1 = 0,70197$) por Bastos Leal *et al.* (1994).

Complexo Santa Luz É a unidade mais extensa do Bloco Serrinha, que ocupa uma faixa com direção aproximada NNW-SSE e é considerado como o embasamento dos *greenstone belts* do Rio Itapicuru e do Rio Capim (Fig. 2). Trata-se de um conjunto gnáissico-granítico-migmatítico, onde quatro associações foram individualizadas, três das quais metamorfizadas na fácies anfibolito e uma na fácies granulito.

Associação 1 – ocorre na parte centro-sul do complexo e é formada por ortognaisse bandado migmatítico, com mesossoma composto por hornblenda-biotita gnaisses de composição tonalítica e granodiorítica, cinza, finos a médios e leucossoma granítico, branco a róseo. Possuem enclaves de anfibolito, metagabro, metadiabásio e metadiorito, que podem ser concordantes ou não com a foliação gnáissica e que poderiam representar diques máficos

deformados (Melo *et al.* 1995).

Associação 2 - aflora na porção sul do complexo e ao longo da borda leste do Maciço Sienítico de Itiúba. É constituída predominantemente por gnaisses, tectonicamente bandados, onde se alternam biotita gnaiss cinzento, anfibolito e gnaiss granítico, que representam, principalmente, as rochas da associação anterior intensamente deformadas ao longo de zonas de cisalhamento. Estão associados a gnaiss aluminoso e rocha calcissilicática e encontram-se em parte migmatizados e intercalados com ortognaiss da primeira associação. O contato entre ambas é transicional.

Associação 3 – na parte centro-norte predomina ortognaiss bandado migmatítico, semelhante ao da primeira associação, porém intercalado a corpos lenticulares de dimensões variadas, compostos por: (i) gnaiss bandado caracterizado pela alternância de biotita gnaiss cinzento com bandas de anfibolito e de gnaisses granítico; (ii) gnaiss aluminoso, em parte kinzigítico, com biotita, granada e sillimanita, que ocorre associado ao gnaiss bandado; (iii) quartzito puro, micáceo (muscovita/fucsita), aluminoso (com sillimanita) ou ferruginoso e, (iv) rocha calcissilicática com diopsídio, plagioclásio, quartzo, tremolita e, às vezes, escapolita, associada com metabasito, *metachert*, mármore calcítico e olivina/serpentina mármore.

Associação 4 - caracteriza-se por ortognaisses tonalíticos a granodioríticos no geral granulitizados, que ocorrem ora a leste do Complexo Uauá, ora ao longo da borda oriental do Maciço Sienítico de Itiúba. A leste do Complexo Uauá está representada por rochas finas a grossas, às vezes com textura *augen*, com ortopiroxênio e enclaves de rochas máficas, que estão retrometamorfizadas em zonas de cisalhamento e passam gradativamente a hornblenda-biotita gnaiss com o aumento da deformação. A leste do Maciço Sienítico de Itiúba ocorre ortognaiss granulítico associado a gnaiss bandado, rocha calcissilicática (diopsidito), *metachert*, serpentina-mármore e freqüentes intercalações de rochas máficas e ultramáficas, muitas vezes mineralizadas a cromo, como na região de Medrado - Ipueiras. Este conjunto correlaciona-se à terceira associação, descrita acima, mas em grau metamórfico mais alto que aquela e foi envolvido nos eventos tectônicos que afetaram o Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá.

Os ortognaisses do Complexo Santa Luz formaram-se no Arqueano, entre 3,1-2,7Ga, período em que sofreram também de-

Tabela 2 – Síntese dos dados geocronológicos para o Bloco Serrinha

UNIDADE ESTRATIGRÁFICA	ROCHA DATADA	IDADE (Ga)/MÉTODO	INTERPRETAÇÃO	REFERÊNCIA
Complexo Uauá	Ortognaisse granulítico	3.072 ± 0.02 (isócrona Pb-Pb em rocha total)	Idades de formação ou granulitização.	Paixão <i>et al.</i> (1995)
	Anortosito	3.161 ± 0.065 (isócrona Pb-Pb em rocha total)		Paixão & Oliveira (1998)
		Granitóides e ortognaisses	2.93 – 3.13 (U-Pb em zircões)	Idades de formação
Complexo Santa Luz	Xenólito de ortognaisse migmatítico no Domo de Ambrósio	2.93 ± 0.032 (U-Pb em zircão e monazita)	Idade de formação	Gaál <i>et al.</i> (1987)
	Ortognaisse tonalítico a granítico	3.016 ± 0.109 Ga (isócrona Rb-Sr em rocha total)	Idade de formação	Mascarenhas & Garcia (1989)
	Ortognaisse	2.983 – 3.085 (U-Pb SHRIMP)	Idades de formação	Oliveira <i>et al.</i> (2002a)
Corpos Máfico-Ultramáficos Associados ao Complexo Santa Luz	Gabro de Medrado	2.038 (Pb-evaporação)	Idade de cristalização	Oliveira & Lafon(1995)
		2.085 (U-Pb SHRIMP)	Idade de colocação	Oliveira <i>et al.</i> (2002c)
	Gabro de Medrado	2.932 a 3.147 (idade modelo T _{DM} Nd, εNd = - 6.29 a - 9.11)	Época de extração do manto litosférico	Oliveira (1998)
Greenstone Belt do Rio Capim	Vulcânica félsica	2.153 (Isócrona Pb-Pb em rocha total); 2.096 (Pb-evaporação em zircão), 2.138 (U-Pb em zircão).	Idades de cristalização.	Oliveira <i>et al.</i> (1998)
	Leucogabro	2.433-2.537 (Idade modelo T _{DM} Nd, εNd -0.14 a -1.45)	Época de extração do manto	
Greenstone Belt do Rio Itapicuru	Basalto da Unidade Vulcânica Máfica	2.209 ± 0.06 (Isócrona Pb-Pb em rocha total) 2.2 (Idade modelo T _{DM} Nd, εNd ≈ +4)	Idades de formação	Silva (1992)
		2.109 ± 0.08 (Isócrona Pb-Pb em rocha total); 2.1 (Idade modelo T _{DM} Nd, εNd ≈ +2)	Idades de formação.	Silva (1992)
	Andesito da Unidade Vulcânica Félsica	2.089 ± 0.085. Ro= 0.7016 (Rb-Sr)		Neves <i>et al.</i> (1980)
Corpos Granitóides Sintectônicos	Corpo de Barrocas	2.127 ± 0.005 (Pb-evaporação)	Idade de formação	Chauvet <i>et al.</i> (1997)
	Corpo de Teofilândia	2.130 ± 0.007 (U-Pb SHRIMP)	Idade de formação	Mello (2000)
	Tonalito-diorito Itareru	2.109 (U-Pb SHRIMP)	Idade de formação	Carvalho & Oliveira (2002)
	Granito de Ambrósio	2.080 ± 0.005 (U-Pb SHRIMP)	Idade de formação	Mello <i>et al.</i> (1999)
	Granito de Nordestina	2.1 ± 0.01 (Pb-evaporação)	Idade de formação.	Chauvet <i>et al.</i> (1997)
Corpos Granitóides Tardi a Pós-tectônicos	Monzonito de Cansanção	2.025 ± 0.047/Ro= 0.703 (Rb-Sr em rocha total)	Idade de formação	Nascimento & Sabaté (1996)
	Granito	1.962/Ro= 0.7466 (Rb-Sr em rocha total)	Idade de formação	Mascarenhas & Garcia (1989)

formação, metamorfismo e provável refusão crustal, e foram retrabalhados durante o evento transamazônico, entre 2,1 e 1,9Ga (Melo *et al.* 1995). Oliveira *et al.* (2002a) obtiveram idades U-Pb SHRIMP de 2983Ma e 3085Ma em zircões de ortognaisses do Complexo Santa Luz, nas vizinhanças das cidades de Santa Luz e Retirolândia.

Greenstone Belt do Rio Capim O *Greenstone Belt* do Rio Capim (Winge 1984, Jardim de Sá *et al.* 1984) constitui um corpo com forma sigmoidal, imbricado tectonicamente em ortognaisse tonalítico granulítico do Complexo Santa Luz (Fig. 2). É composto, da base para o topo, por basalto toleítico de fundo oceânico que passa para lavas e piroclásticas intermediárias e ácidas, cálcio-alcálicas de arco de ilhas e, finalmente, para gnaisses calcissilicáticos (Winge 1984). A elas intercalam-se, subordinadamente, metapelitos e sedimentos químicos, tais como itabirito e metacherts ferruginosos ou turmalínicos. Essas rochas estão metamorfizadas na fácies anfibolito alto e atingem localmente a fácies granulito.

Oliveira *et al.* (1998), por meio de datações em gabro e vulcânica ácida obtiveram idades Pb-Pb em rocha total, Pb-Pb por evaporação em zircão e U-Pb em zircão, situadas no intervalo de 2,22 a 2,09Ga, além de idades-modelo Sm-Nd, situadas entre 2,5-2,4Ga. Estes valores permitem correlacionar esta unidade ao *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru, como será mostrado adiante.

Greenstone Belt do Rio Itapicuru O *Greenstone Belt* do Rio

Itapicuru possui a forma de uma calha sinclinal com eixo próximo a N-S e vergência para leste (Fig. 2). Sua porção norte é controlada por zonas de cisalhamento transpressionais de direção submeridiana.

Constitui uma sequência de rochas vulcanossedimentares geradas, deformadas e metamorfizadas no Paleoproterozóico sendo agrupadas em três unidades litoestratigráficas definidas por Kishida (1979) e modificadas por Silva (1984, 1992): Unidade Vulcânica Máfica, Unidade Vulcânica Félsica e Unidade Sedimentar.

Unidade Vulcânica Máfica - ocorre ao longo das zonas marginais do *greenstone belt* ou envolvendo os corpos granito-gnáissicos paleoproterozóicos. Compreende derrames com feições texturais e estruturais diversas onde predomina metabasalto maciço com *pillow lavas* intercalado a lentes irregulares e descontínuas de metabasaltos porfíricos, variolíticos ou amigdaloidais, tufos máficos e brechas de fluxo de derrame. Subordinadamente ocorrem rochas metassedimentares químicas (formação ferrífera e *chert*) e filito grafitoso, que marcam hiatos no vulcanismo. Os metabasaltos são toleíticos de fundo oceânico e formaram-se há 2,2Ga, segundo isócrona Pb-Pb em rocha total e idade modelo Sm-Nd (Silva 1992), em uma bacia imersa, com pouco aporte de sedimentos e derrames de ambiente subaquático.

Unidade Vulcânica Félsica - tem distribuição irregular e grada lateralmente para as unidades vulcânica máfica e sedimentar. Compreende metandesitos e metadacitos, porfíricos, maciços ou esferulíticos, que representam derrames de lavas, ou formam corpos lenticulares de rocha piroclásticas e vulcanoclásticas, tufos e

Figura 2 – Mapa geológico simplificado do Bloco Serrinha

aglomerados, que estão intercalados a rochas metassedimentares químico-pelíticas. São rochas intermediárias calcio-alalinas, com assinatura geoquímica similar àquelas de margens continentais ativas modernas (Silva 1992), tendo sido geradas em ambiente subaéreo, localmente subaquáticas. Datações realizadas em metaandesito forneceu idade isocrônica Pb-Pb em rocha total de 2,109Ga e idade modelo Sm-Nd de 2,1Ga (Silva 1992).

Unidade Sedimentar - ocupa o topo da seqüência e enquanto no sul do *Greenstone Belt* predominam as rochas metassedimentares clásticas arenosas, conglomeráticas e pelíticas, em direção ao norte prevalecem as rochas metassedimentares químicas e pelíticas. Os principais litotipos são metarenitos finos e metasiltitos, subarcoseanos a arcoseanos e filito carbonoso. Estão dispostos em bandas ritmicamente alternadas, com estratificação plano-paralela e, localmente, bandamento gradacional e estratificações cruzadas de pequeno porte. Essa unidade foi interpretada como uma seqüência turbidítica de derivação vulcânica com alguns intervalos de sedimentação química (Davison *et al.* 1988), representada por *metacherts* puros ou ferruginosos, jaspelito, formação ferrífera e gondito. São rochas sedimentares clásticas intraformacionais derivadas do retrabalhamento dos metadacitos e metandesitos da Unidade Vulcânica Félsica, com pouca contribuição de rochas do embasamento (Silva 1992). A sedimentação ocorreu ao longo de toda a evolução da seqüência *greenstone*, com predominância de

contribuição química e pelítica nos estágios iniciais, enquanto que a psamítica foi mais expressiva nas etapas finais.

Em relação ao metamorfismo do *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru, Silva (1984) caracterizou três eventos: (i) metamorfismo hidrotermal (espilitização) de fundo oceânico que atuou sobre parte das rochas vulcânicas máficas e félsicas; (ii) metamorfismo regional na fácies xisto-verde, associado à deformação que afetou toda a seqüência e que localmente atingiu a fácies anfibolito nas porções mais deformadas e no contato com os corpos granito-gnáissicos sintectônicos; e (iii) metamorfismo de contato que atingiu a fácies hornblenda-hornfels em auréolas relacionadas à intrusão de granitóides tardi a pós-tectônicos.

Do ponto de vista estrutural, diversos autores estudaram a deformação que afetou o *Greenstone Belt*. Para Silva *et al.* (1993) e Silva (1995) a história estrutural iniciou-se por meio de uma compressão de NW para SE, que gerou cavalgamentos com vergência para sudeste e foliações subhorizontais. Associados a esse evento, ter-se-iam intrudidos os corpos granitóides de Barrocas e Teofilândia, datados, respectivamente, em 2127Ma (Chauvet *et al.* 1997) e 2130Ma (Mello 2000). Entretanto, segundo Barrueto (2002), esses corpos mostram um padrão de deformação sigmoidal, com cinemática dextral, resultante da compressão supracitada sugerindo que a colocação desses plútons ocorreu antes desta fase regional de deformação. Além do mais, Carvalho (2001) e Carvalho &

Oliveira (2002) demonstraram que, concomitante à compressão NW-SE, houve a intrusão do Tonalito-diorito Itareru, com idade U-Pb SHRIMP de 2109Ma. Este magmatismo, que ocorreu na transição entre o *greenstone belt* e o embasamento (Complexo Santa Luz), define uma descontinuidade entre terrenos e sugere que a colisão continente-continente, responsável pela compressão regional nessa parte do Orógeno, apareceu mais tarde do que o sugerido anteriormente.

As pesquisas tectônicas mostram que a região evoluiu progressivamente para um regime plenamente transcorrente, assinalado pelo alojamento de vários corpos diapíricos granito-gnáissicos, entre 2,1 e 2,07Ga, na porção centro-norte do *Greenstone* (cf. Chauvet *et al.* 1997). A ascensão desses corpos causou, inicialmente, a formação de dobras periféricas com eixos subhorizontais orientados N-S, com rotação das foliações a planos subverticais, vergentes para leste, que favoreceram o aparecimento de zonas de cisalhamento transcorrentes sinistrais. Uma rotação na compressão para NNW-SSE seria responsável pelo desenvolvimento, na porção sudeste do *Greenstone Belt*, de dobras com eixos E-W, associadas a zonas de cisalhamento transpressivas dextrais, vergentes para norte, e que provocaram o cavalgamento do Domo de Barrocas sobre rochas da sequência *greenstone*.

Associadas às zonas de cisalhamento transcorrente encontram-se importantes mineralizações auríferas em veios de quartzo, tanto ao longo das zonas de direção N-S (Distrito Aurífero do Médio Rio Itapicuru), quanto relacionadas à zona de cavalgamento do Domo de Barrocas (Faixa Weber). As mineralizações são decorrentes das intrusões dos corpos granito-gnáissicos e foram remobilizadas em fase tardi a pós-transcorrência, em regime dúctil-frágil (Reinhardt & Davison 1989).

Corpos Máfico-Ultramáficos Associados ao Complexo Santa Luz

No Complexo Santa Luz destacam-se vários corpos máfico-ultramáficos estratificados, que afloram ao longo do vale do rio Jacurici, a leste do Maciço Sienítico de Itiúba, e que têm importância metalogenética devido às mineralizações de cromo, com potencial para metais do grupo da platina. São compostos por rochas cumuláticas que variam em composição desde dunito até ortopiroxenito e gabronorito exibindo quantidades variáveis de cromita. Esses corpos máfico-ultramáficos são intrusivos em rochas supracrustais metamorizadas e ortognaisses tonalítico-granodioríticos. Segundo Marinho *et al.* (1986) as rochas encaixantes foram dobradas isoclinalmente em duas fases coaxiais, ao passo que as intrusões máfico-ultramáficas mostraram-se isentas dessa deformação, embora tenham sido afetadas por uma terceira fase de dobramento.

Dados U-Pb SHRIMP em zircões revelaram idade magmática de 2085Ma para um gabro da mina de Medrado (Oliveira *et al.* 2002c), e estudos isotópicos Sm-Nd forneceram idades modelo entre 3207 e 2842Ma (Oliveira 1998).

Mais ao sul, a sudeste da cidade de Santa Luz, ocorre também o corpo peridotítico de Pedras Pretas, igualmente mineralizado em cromo. Dados geocronológicos U-Pb SHRIMP em zircões recém-obtidos por Oliveira *et al.* (2002a) posicionam este corpo entre 2983Ma, idade do gnaiss bandedado encaixante, e 2085Ma, menor idade média encontrada em zircões de pegmatito félsico intrusivo nas rochas peridotíticas.

Corpos Granitóides Paleoproterozóicos Alojados no Bloco Serrinha No Bloco Serrinha ocorrem dois conjuntos principais de rochas granitóides, de acordo com seu período de colocação

em relação ao ciclo Transamazônico: corpos sintectônicos e corpos tardi a pós-tectônicos (Fig. 2).

O conjunto sintectônico é composto por corpos com forma elipsoidal com eixo maior orientado quase sempre na direção NS, relacionados à evolução do *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru. Como exemplo deste conjunto destacam-se: (i) os corpos granitóides de Barrocas (Pb-evaporação em zircão – 2127Ma, Chauvet *et al.* 1997) e Teofilândia (U-Pb SHRIMP em zircão – 2130Ma, Mello 2000), que são plútons granodioríticos a tonalíticos na borda sul do *Greenstone Belt*; (ii) os corpos de Ambrósio, Pedra Alta, Araci e Salgadália (com idades entre 2,1 e 2,07Ga), granítico-granodioríticos e com bordas gnaissificadas e ricas em xenólitos das rochas encaixantes. A colocação desses plútons demarcou, nessas últimas, auréolas de metamorfismo de contato na fácies hornblenda-hornfels; (iii) o corpo de Itareru (U-Pb SHRIMP em zircão – 2109Ma), alongado, com mais de 80 km de comprimento, situado entre as localidades de Salgadália e Queimadas e composto por tonalito e diorito, porfiríticos, ricos em enclaves, que, segundo Carvalho (2001) e Carvalho & Oliveira (2002), alojou-se na transição *Greenstone Belt* – embasamento; e (iv) o corpo de Nordestina situado a norte dos descritos acima que, apesar de também estar em contato com rochas de *Greenstone Belt*, tem relações espaciais/estruturais mais íntimas com os gnaisses do Complexo Santa Luz. Este corpo é constituído de biotita-hornblenda granodiorito e monzogranito, isotrópicos e porfiríticos sendo considerado que sua origem relacionou-se a múltiplas intrusões (Sabaté com. verbal, *apud* Conceição & Otero 1996).

Os corpos tardi a pós-tectônicos apresentam formas circulares ou alongadas e estão alojados em rochas do *Greenstone Belt* e do Complexo Santa Luz. Foram individualizados três tipos, a partir de suas características composicionais e químicas: (i) anfibólio quartzo-sienito protomilonítico, controlado por zonas de cisalhamento; (ii) o Granitóide de Cansanção, composto por biotita-hornblenda-clinopiroxenito monzonito, gabro e quartzo monzonito, com frequentes enclaves e diques máficos. Segundo Nascimento & Sabaté (1996), esse corpo granitóide é formado por monzonitos subalcalinos a alcalinos, gerados por processos de mistura incompleta (*mingling*) de magmas básico (mantélico) e ácido (fusão parcial da crosta), associado com cristalização fracionada; e (iii) corpos de biotita granito a granodiorito, com tonalito, monzonito e sienito mais restritos, equigranulares, finos a grossos, localmente porfiríticos, com xenólitos das rochas encaixantes e ocorrências locais de texturas de fluxo e acamamento magmático. Eles representam a maioria dos corpos tardi a pós-tectônicos, têm formas arredondadas, são isotrópicos e truncam a estruturação mais antiga.

CINTURÃO SALVADOR-CURACÁ O Cinturão Salvador-Curaçá (Fig. 1) é constituído pela Suíte São José do Jacuípe e pelos complexos Caraíba e Tanque Novo-Ipirá. Abriga, ainda, corpos máfico-ultramáficos, alguns deles mineralizados, além de diversas gerações de granitóides intrusivos paleoproterozóicos, dentre as quais destaca-se o Maciço Sienítico de Itiúba (Fig. 3).

Ele materializa um cinturão de cisalhamento dúctil gerado em regime transpressivo e evoluído segundo episódios reversos e transcorrentes progressivos. Desta forma, as unidades que o compõem encontram-se lenticularizadas e imbricadas tectonicamente e formam uma trama anastomosada, controlada pela presença de zonas de cisalhamento transcorrentes sinistrais, implantadas provavelmente segundo as cicatrizes das rampas laterais e oblíquas

da tectônica reversa (Melo *et al.* 1995).

Essas zonas de cisalhamento, que marcam também os limites dos domínios tectono-estratigráficos arqueanos e paleoproterozóicos adjacentes, conformam uma estrutura em flor positiva assimétrica, cujas massas rochosas migraram centrifugamente, cavalcando o Bloco Serrinha, a leste, e o Fragmento de Mairi e o Complexo Saúde, a oeste (Melo *et al.* 1995). Para norte, essa estrutura está descaracterizada com a inversão de vergência do cisalhamento limítrofe com o Bloco Serrinha, resultando em transporte generalizado para oeste. Observa-se, ainda, que a porção noroeste do Cinturão foi truncada e deslocada por zona de cisalhamento transcorrente dextral, de direção NE-SW, que coalesce com zona de cisalhamento N-S mais a norte, onde secciona o Maciço Sienítico de Itiúba, com rejeito aparente em torno de 30km (Fig. 3).

Suíte São José do Jacuípe A Suíte São José do Jacuípe é uma associação máfico-ultramáfica que aflora na porção sudoeste do Cinturão Salvador-Curaçá, nas proximidades da cidade homônima (Loureiro 1991, Melo 1991, Sampaio 1992). Ocorre na forma de lentes descontínuas com direções N-S a NNW-SSE, imbricadas tectonicamente com rochas dos complexos Caraíba e Tanque Novo-Ipirá (Fig. 3).

A porção oriental da unidade é composta principalmente por biotita ou hornblenda norito, gabronorito com níveis cumuláticos e, restritamente, leucogabro, enquanto que, a oeste, são mais frequentes ferrogabro e ultramáficas peridotíticas e piroxeníticas, o que sugere um zoneamento ultramáfico-máfico de oeste para leste. Quimicamente, o gabronorito é toleítico magnesiano, pobre em TiO_2 e enriquecido em ETR leves. É interpretado como gerado por fusão parcial de manto profundo, com taxas muito baixas de contaminação crustal. Tais características são comparáveis às das rochas toleíticas presentes nos *greenstone belts* arqueanos em geral e sugerem um magmatismo que pode representar o fundo oceânico primitivo e/ou diques e *sills* associados, gerados durante a evolução de um rifte na zona de transição continente/oceano. As rochas ultramáficas possuem quimismo compatível com aquele de rochas básicas de alto MgO, porém, seu caráter fortemente cumulativo impede uma melhor correlação geoquímica com as rochas básicas (Teixeira 1997).

Um xenólito de gabronorito encontrado em enderbito TTG do Complexo Caraíba, com idade U-Pb SHRIMP em zircões de 2,69Ga (Silva *et al.* 1997), indica que a Suíte São José do Jacuípe é arqueana, mais antiga que 2,7Ga.

Na região em que aflora a Suíte São José do Jacuípe, é comum a ocorrência de diques máficos (Diques de Aroeira), que truncam todas as unidades litoestratigráficas nessa parte do Cinturão. Esses diques têm características bem distintas da suíte máfico-ultramáfica: formam geralmente corpos pequenos, da ordem de 0,6 a 2m de espessura, constituídos por gabro, diorito e dacito alcalinos, ricos em Fe e Ti, com assinatura geoquímica continental. Além do mais sofreram metamorfismo em diferentes fácies, desde xisto verde até granulito, assim como existem corpos não metamorfizados, que sofreram no máximo uma fase de deformação (Melo *et al.* 1995).

Complexo Caraíba O Complexo Caraíba, no sentido de Loureiro (1991), Melo (1991), Pereira (1992), Sampaio (1992) e Melo *et al.* (1995), é a unidade litoestratigráfica típica e de maior representatividade do Cinturão Salvador-Curaçá. Enquanto a leste sua área de distribuição é contínua, interrompida apenas por

corpos granitóides, a oeste seus litótipos formam preferencialmente megalentes, imbricadas tectonicamente com rochas da Suíte São José do Jacuípe, Complexo Tanque Novo – Ipirá e granitóides intrusivos (Fig. 3).

O Complexo Caraíba é composto por uma suíte bimodal da fácies granulito, na qual o polo félsico é constituído por ortogneisses enderbítico, charnoenderbítico e raramente charnockítico, cinza a esverdeados. Segundo Teixeira (1997), os protólitos desses ortogneisses foram de dois tipos: cálcio-alcalino juvenil de baixo K e cálcio-alcalinos tanto normais, quanto de alto K, considerados produtos de reciclagem de uma crosta ígnea com maior ou menor participação de material sedimentar. O polo básico é composto por lentes gabro-dioríticas.

Em relação ao metamorfismo do Complexo Caraíba, a presença do hiperstênio em equilíbrio com hornblenda e biotita nos ortogneisses sugere condições de metamorfismo características da transição da fácies anfibolito-granulito (hidrogranulito), intervalo em a fusão parcial é comum. Daí, ser frequente a ocorrência de feições migmatíticas, tais como estruturas *schlieren*, nebulítica e *schöllen*, cujas fases leucossomáticas são sienogranítica e monzonítica. Ocorrem ainda estruturas migmatíticas decorrentes da injeção de granitóides que contaminaram e transformaram parcialmente os ortogneisses encaixantes nas zonas de borda.

Por sua vez, na porção oeste do Maciço Sienítico de Itiúba ocorrem biotita-hornblenda gnaisses gerados por milonitização e retrometamorfismo a partir dos ortogneisses granulíticos, devido às deformações superpostas, ao longo de zonas de cisalhamento.

Sabaté *et al.* (1994) dataram os ortogneisses enderbítico e charnoenderbítico pelo método de evaporação de Pb em zircão e obtiveram idades em torno de 2,1Ga, interpretadas como idade de formação dessas rochas. Posteriormente, Silva *et al.* (1997) analisaram amostras coletadas próximo à cidade de São José do Jacuípe e obtiveram, através de datações U-Pb SHRIMP, idade de 2695Ma para a formação do ortogneisse enderbítico (cálcio-alcalino juvenil) e de 2634 Ma para a colocação do ortogneisse charnockítico, e sugeriram uma evolução no Arqueano com sucessivos episódios de acreção crustal. Esses mesmos autores dataram, também por U-Pb SHRIMP, o metamorfismo granulítico em 2072Ma.

Complexo Tanque Novo-Ipirá O Complexo Tanque Novo-Ipirá (Fig. 3), como definido por Kosin *et al.* (1999), representa uma seqüência vulcanossedimentar metamorfizada na fácies anfibolito a granulito e evoluída provavelmente do Arqueano ao Paleoproterozóico, sendo subdividida em seis unidades informais.

As principais rochas dessas unidades são: (i) biotita gnaisses aluminosos, kinzigítico ou rico em granada, quase sempre migmatizado, ao qual associam-se gnaisses bandado, rocha calcissilicática, quartzito, formação ferrífera, rocha grafitosa e, principalmente, rochas metamáfica e metaultramáfica; (ii) rocha calcissilicática e quartzito, além de metacalcário, anfibolito e formação ferrífera; (iii) hornblenda-biotita gnaisses, mais ou menos migmatizado, com bandas quartzo-feldspáticas, em parte granatíferas, intercalado com abundantes níveis anfibolíticos de largura desde centimétrica a decamétrica; (iv) gnaisses grafitoso associado a rocha calcissilicática com abundantes intercalações de quartzito ferrífero, anfibolito, biotita gnaisses parcialmente migmatizado, gnaisses kinzigítico, gnaisses quartzo-feldspático, com ou sem granada, e quartzito sendo que, segundo Lindenmayer (1980), esses gnaisses, em particular a rocha calcissilicática, o quartzito ferrífero e o gnaisses grafitoso, representam elementos de fundamental importância para o estabelecimento do controle

Figura 3 – Mapa Geológico simplificado do Cinturão Salvador-Curaçá

subestratigráfico das mineralizações de cobre do vale do rio Curaçá, pois constituem provável fonte de assimilação de enxofre das intrusões máfico-ultramáficas mineralizadas; (v) gnaiss bandado, marcado pela alternância de bandas granítico-granodioríticas e gabróico-dioríticas, com intercalações de gnaiss tonalítico, anfibolito e rocha calcissilicática subordinada e (vi) gnaiss quartzo-feldspático com ou sem granada e rara biotita, frequentemente associado a níveis de quartzito recrystalizado. Sofreram migmatização em diferentes escalas e têm contatos difusos com corpos de granitóides granatíferos.

Corpos Máfico-Ultramáficos Associados ao Complexo Caraíba e ao Complexo Tanque Novo-Ipirá Uma característica do Complexo Caraíba e do gnaiss bandado granítico-granodiorítico/gabroico-diorítico do Complexo Tanque Novo-Ipirá é a presença de vários corpos máfico-ultramáficos de dimensões variadas.

Dentre eles, destacam-se, por sua importância metalogenética, os do vale do rio Curaçá, mineralizados em cobre (Mina da Caraíba). Estudos mais detalhados sobre esses corpos permitiram estabelecer uma polaridade estratigráfica para as rochas máfico-ultramáficas

(Mandetta 1982 *apud* Sá & Reinhardt 1984). Na base ocorre piroxenito maciço, que passa a norito e melanorito bandados com intercalações descontínuas de piroxenito. Sulfetos de cobre maciço e disseminado ocorrem associados ao piroxenito e, subordinadamente, ao melanorito, com maiores teores nas porções basais. No topo ocorrem norito e gabronorito, localmente bandados. Essa sequência foi interpretada pelos autores acima citados e por Lindenmayer (1980) como *sills* diferenciados, originados a partir de magma basáltico-toleítico que intrudiram rochas supracrustais. Por outro lado, em base à presença de brechas ígneas, apófises de hiperstenito nos granulitos encaixantes, de intrusões de norito em hiperstenito e na ausência de acamadamento ígneo, Oliveira (1998) propôs um modelo de intrusões múltiplas, do tipo dique, derivado de magma hiperstenítico-norítico, que teriam ocorrido nos estágios finais do primeiro episódio de deformação regional.

Dados U-Pb SHRIMP em zircões revelaram idade de 2580Ma para norito da mina de cobre da Caraíba (Oliveira *et al.* 2002c), diferente daquela obtida para gabro da mina de cromo de Medrado, de 2085Ma (Oliveira *et al.* 2002c), o que indica épocas

metalogenéticas distintas para as mineralizações dos dois distritos. Estudos isotópicos Sm-Nd efetuados por Oliveira (1998), forneceram idades-modelo entre 3207 e 2842Ma para as rochas de Medrado e entre 2963 e 2729Ma para as de Caraíba.

Corpos Granitóides Paleoproterozóicos Alojados no Cinturão Salvador-Curaçá Associadas ao Cinturão Salvador-Curaçá ocorrem várias gerações de granitóides, relacionadas aos eventos reverso e transcorrente, sendo agrupadas em dois conjuntos: corpos sintectônicos e corpos pós-tectônicos, além do Mácio Sienítico de Itiúba (Conceição & Otero 1996), sin a tarditectônico, considerado a maior intrusão sienítica da Bahia (Fig. 3).

O conjunto sintectônico está representado principalmente pelo granitóide Riacho da Onça, que define um corpo alongado NW-SE, na borda leste do Cinturão, balizado por zonas de cisalhamento transcorrentes sinistrais. Este granitóide foi considerado por Melo et al. (1995) como tarditangencial a sintranscorrência. Ele é composto por biotita-hornblenda *augengnaisses* quartzo monzonítico, monzonítico e granítico, foliados, porfiroclásticos e com acamadamento primário. Possuem enclaves máficos e xenólitos de rochas do Complexo Caraíba. Segundo os autores citados, são metaluminosos, subalcalinos, pertencentes à suíte monzonítica e teriam se formado pela mistura de magma alcalino e magma proveniente de fusão crustal. A presença de cristais pseudomórficos de ortopiroxênio indica que eles alcançaram a fácies granulito. Datações U-Pb SHRIMP, realizadas por Silva et al. (1997), apontaram idade de 2126 Ma. Ainda relacionados a esse conjunto ocorrem também inúmeros corpos na região central do Cinturão, colocados durante os eventos reverso e transcorrente. São granito e granodiorito com biotita, hornblenda ou granada, cálcio-alcalinos de alto K, meta e peraluminosos, originados tanto pela mistura de magmas (mantélico e crustal) quanto pela reciclagem crustal (fusão de sedimentos).

O conjunto pós-tectônico aflora principalmente na parte sul do Cinturão Salvador-Curaçá e no extremo meridional do Mácio Sienítico de Itiúba, onde ocorrem enclaves do sienito e estruturas indicativas de misturas mecânicas (Otero & Conceição 1996). São constituídos por sienogranito e monzogranito com biotita e/ou hornblenda, além de granodiorito e monzonito subordinados, finos a médios, localmente porfiríticos e com estruturas de fluxo magmático. Apresentam idades isocrônicas Rb-Sr em rocha total entre 1915 e 1897Ma (Melo 1991, Otero & Conceição 1996).

O Mácio Sienítico de Itiúba constitui uma intrusão batolítica alongada, orientada N-S, com 150km de comprimento e equivalente a uma área aproximada de 1800km². Aflora na parte centro-norte

do Cinturão e sustenta a serra homônima. Segundo Conceição & Otero (1996) o corpo é balizado por zonas de cisalhamento, com bordas foliadas, que evoluem para rochas isotrópicas no centro. É constituído por alcali-feldspato sienito e sienito, leucocráticos, cinza-claro a rosados, médios a grossos. Contem estruturas magmáticas tais como acumulações de clinopiroxênio e apatita, sob a forma de enclaves ou leitos máficos, centimétricos em espessura, isomodais ou gradacionais, com terminações afuniladas e interdigitações, indicando estruturas de sedimentação magmática, decorrentes de retrabalhamento de cumulações precoces. Essas estruturas revelam que os processos de acumulação foram importantes durante a colocação do batólito. Com base em estudos geoquímicos, Conceição (1990) caracterizou-o como metaluminoso, com média alcalinidade, potássico e enriquecido em Ba, Sr e ETR. Foi possivelmente gerado em sistema *pull-apart* como sugerido por Corrêa-Gomes et al. (1996) e provém de fonte mantélica. Oliveira et al. (2002b,c) obtiveram uma idade U-Pb SHRIMP de 2084Ma em zircões deste sienito.

CONSIDERAÇÕES FINAIS A Tabela 3 resume os principais episódios da evolução do embasamento do Cráton do São Francisco na parte NE da Bahia, cujo início data do Mesoarqueano, com a consolidação/estabilização do Bloco Serrinha (Complexos Santa Luz e Uauá). Os registros neoarqueanos ocorrem no Cinturão Salvador-Curaçá, com a geração de crosta oceânica (Suíte São José do Jacuípe e parte do Complexo Tanque Novo-Ipirá) e de plútons de natureza TTG (Complexo Caraíba).

No Paleoproterozóico (Sideriano/Riaciano precoce) processou-se, em regime extensional sobre o Bloco Serrinha, a formação dos *greenstone belts* do Rio Itapicuru e do Rio Capim. Durante o evento Transamazônico, no Riacciano, o conjunto bloco crustal – cinturão móvel é submetido à deformação e metamorfismo, cujo pico, entre 2,07 e 2,08Ga, atingiu a fácies granulito na faixa móvel e as fácies xisto verde e anfibolito no terreno *greenstone*.

A deformação atribuída ao Paleoproterozóico (Ciclo Transamazônico) foi intensa o suficiente para obliterar quase por completo os elementos estruturais de orogêneses anteriores. A esse evento, associam-se também inúmeras intrusões de rochas granitóides em ambos domínios.

Agradecimentos Ao Serviço Geológico do Brasil, CPRM, pelo apoio para a realização deste trabalho, à FAPESP (Proc. 99/05760-4) e ao CNPq (Proc. 300845/91-0) pelos recursos financeiros para desenvolvimento de projetos e aos revisores da RBG pelas sugestões ao manuscrito.

Referências

- Alkmim F.F., Brito Neves B.B., Alves, J.A.C. 1993. Arcabouço tectônico do Cráton do São Francisco: uma revisão. In: A. Misi & J.M.L. Dominguez (eds.) *O Cráton do São Francisco*, Salvador, SBG, 45-62.
- Barbosa J.S.F. & Dominguez J.M.L. (eds.) 1996. *Geologia da Bahia*: texto explicativo. Salvador, SGM, 400 p.
- Barrueto H.R. 2002. *Petrogênese das intrusões compostas de Teofilândia e Barrocas, Greenstone Belt do Rio Itapicuru, Bahia, Brasil*. Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, São Paulo, Tese de Doutorado, 188 p.
- Bastos Leal L.R. 1992. *Geocronologia Rb-Sr e K-Ar, evolução isotópica e implicações tectônicas dos enxames de diques máficos de Uauá e vale do Rio Curaçá, Bahia*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Dissertação de Mestrado, 120 p.
- Bastos Leal L.R., Teixeira W., Piccirillo E.M., Leal A.B.M., Girardi V.A.V. 1994. Geocronologia Rb/Sr e K/Ar do enxame de diques máficos de Uauá, Bahia (Brasil). *Geochim. Brasil.*, 8:99-114.
- Brito Neves B.B. de, Cordani U.G., Torquato J.R.F. 1980. Evolução geocronológica do Pré-cambriano do Estado da Bahia. In: H.A.V. Inda & F.B. Duarte (eds.). *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia*: textos básicos. Salvador, SME/CPM, 1:1-101.
- Carvalho M.J. 2001. *Geologia e Geoquímica do Tonalito-diorito Itareru, Margem Oeste do Greenstone Belt do Rio Itapicuru, Bahia - Brasil*. Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, São

Tabela 3 – História evolutiva do Bloco Serrinha e do Cinturão Salvador-Curaçá

ERA	PERÍODO	EVENTO TECTONOTERMAL	Ga	CINTURÃO SALVADOR-CURAÇÁ	BLOCO SERRINHA
PALEOPROTEROZOICO	OROSIRIANO		1,8	Corpos granitóides pós-tectônicos (Pé de Serra, Gavião, etc)	- Corpos granitóides pós-tectônicos (Cansanção, Morro do Afonso, etc) - Colocação de corpos máfico-ultramáficos acamados (vale do Jacurici) com mineralizações de cromo.
	RIACIANO	TRANSAMAZÔNICO	2,05	- Corpos granitóides tarditectônicos – Maciço Sienítico de Itiúba. - Regime tangencial evolui a transcorrente (D₂), com movimento sinistral predominante. Episódio D₂ culmina com configuração de estrutura em flor positiva. Condições de metamorfismo retroagem ao âmbito da fácies anfibolito alto. Associam-se rochas granitóides sintranscorrência. - Deformação com episódio inicial (D₁) de natureza tangencial, em condições metamórficas de fácies granulito, com alojamento do granitóide Riacho da Onça.	- Deformação passa a regime transcorrente (D₂), com alojamento dos granitos de Ambrósio, Pedra Alta e Salgadália. Metamorfismo de contato em auréolas dessas intrusões. As zonas de cisalhamento dessa fase relacionam-se importantes jazimentos auríferos. - Compressão NW-SE propicia deformação (D₁) com cavalgamentos vergentes para sudeste. Metamorfismo nas fácies xisto verde e anfibolito (local). Associam-se os corpos granitóides de Barrocas e Teofilândia e o Tonalito-diorito Itareru. Colocação tardia do corpo de Nordeste. - Vulcanismo félsico, de natureza subaérea, seguida de sedimentação, no GBRI. Vulcanismo idêntico no <i>Greenstone Belt</i> do Rio Capim. - Evento vulcânico máfico, de natureza subaquática, em ambiente de bacia de retroarco (?) no <i>Greenstone Belt</i> do Rio Itapicuru – GBRI.
	SIDERIANO		2,3	Sem registros, muito embora vizinha, a oeste do Cinturão Salvador-Curaçá, configura-se a bacia do Complexo Saúde, durante o regime extensional que caracterizou o Sideriano.	Sem registros
NEOARQUEANO		JEQUIÉ (?)	2,5	- Deformação e metamorfismo (?) - Intrusão máfico-ultramáfica do vale do Curaçá, mineralizada à cobre. - Inversão da bacia com subducção da placa oceânica para leste, cuja fusão provoca a formação e injeção de plutons calcialcalinos juvenis de baixo K e calcialcalinos normais e de alto K, produtos de retrabalhamento crustal – Complexo Carafba. - Sobre a plataforma mesoarqueana implanta-se um sistema rifte, que evolui a bacia oceânica, com formação de crosta oceânica toleítica tipo MORB (Suíte São José do Jacuípe) e parte do Complexo Tanque Novo-Ipirá.	Sem registros
MESOARQUEANO			2,8	- Consolidação de bloco crustal, talvez com dimensões continentais (Bloco de Serrinha + Cráton do Congo + Bloco do Gavião ?). - Formação (deformação/metamorfismo ?) de conjunto orto-paraderivado (suítes TTG, intrusões tonalítico-graníticas, faixas de rochas supracrustais, corpos intrusivos máficos-ultramáficos) – Complexos Santa Luz e Uauá.	
			3,2		

Paulo, Dissertação de Mestrado, 71 p.

Carvalho M.J., Oliveira E.P. 2002. The Itareru Tonalite: an elongated, sin-collisional body in the Serrinha Block of the Itabuna-Salvador-Curaçá Orogen. In: SBG, Congr. Bras. Geologia, 41, João Pessoa, Anais, 298.

Chauvet A., Silva F.C.A., Faure M., Guerrot C. 1997. Structural evolution of the Paleoproterozoic Rio Itapicuru Granite-greenstone belt (Bahia, Brazil): the role of synkinematic plutons in the tectonics. *Prec. Res.*,

84:139-162.

Conceição H. & Otero, O.M.F. 1996. *Magmatismo granítico e alcalino no estado da Bahia: uma epítome do tema*. Salvador, SGM, 152 p.

Conceição H. 1990. *Petrologie du Massif Sienitique D'Itiúba: contribution à l'étude mineralogique des roches alcaline dans l'Etat de Bahia (Brésil)*. Université du Paris-Sud, Paris, Tese de Doutorado, 394 p.

Cordani U.G. 1973. *Evolução geológica pré-cambriana da faixa costeira do Brasil, entre Salvador e Vitória*. Universidade de São Paulo, São

- Paulo, Tese de Livre Docência, 312 p.
- Cordani U.G., Sato K., Nutman A. 1999. Single zircon SHRIMP determinations from Archean tonalitic rocks near Uauá, Bahia, Brazil. In: South Am. Symp. Isotope Geol., 2., Córdoba, Argentina. *Anais*, 27-30.
- Corrêa-Gomes L.C., Conceição H., Rosa M.L.S., Conceição R.V., Oliveira M.O.C. 1996. Sienitos transamazônicos da borda Leste do Cráton do São Francisco, Bahia, Brasil. Colocação em regime transpressivo ou transtensivo? In: SBG, Congr. Bras. Geologia, 39, Salvador, *Anais*, 6:345-348.
- Davison I., Teixeira J.B.G., Silva M.G., Rocha Neto M.B., Matos, F.M.V. 1988. The Itapicuru Belt, Bahia, Brazil: structure and stratigraphical outline. *Prec. Res.*, 44:1-17.
- Delgado I.M. & Souza J.D. 1975. *Projeto Cobre-Curaçá: geologia econômica do Distrito Cuprífero do Rio Curaçá – Bahia – Brasil*. Salvador, CPRM, 30.
- Figueiredo M.C.H. 1980. *Geochemistry of high-grade metamorphic rocks, Northeastern Bahia, Brazil*. Universidade de Western, Ontário, EUA, Tese de Doutorado, s/p.
- Gaál G., Teixeira J.B.G., D'el Rey Silva L.J.H., Silva M.G. 1987. New U-Pb data from granitoids, reflecting Early Proterozoic crustal evolution in northeast Bahia, Brazil. In: SBG, Intern. Symp. on Granites and Assoc. Mineralizations – ISGAM, Salvador, *Palestra*.
- Inda H.A.V., Pires A.B., Portela A.C.P., Santos E.L., Gonçalves J.C., Mossmann, R. 1976. *Projeto Rochas Básicas e Ultrabásicas de Euclides da Cunha*: relatório final. Rio de Janeiro, PROSPEC, 12.
- Jardim de Sá E. F., Souza Z.S., Fonseca V.P., Legrand J.M. 1984. Relações entre *greenstone belts* e terrenos de alto grau: o caso da Faixa Rio Capim, NE da Bahia. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 33, Rio de Janeiro, *Anais*, 6: 2615-2629.
- Kishida A. 1979. *Caracterização geológica e geoquímica das seqüências vulcano-sedimentares no Médio Rio Itapicuru, Bahia*. Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, Dissertação de Mestrado, 98 p.
- Kosin M., Guimarães J.T., Abram M.B. (Orgs.) 1999. *Folha Aracaju-SW, folha SC.24-Y*. Salvador, CPRM. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB. no prelo.
- Leite C. de M.M. 2002. *A evolução geodinâmica da orogênese paleoproterozóica nas regiões de Capim Grosso-Jacobina e Pintadas-Mundo Novo (Bahia-Brasil): metamorfismo, anatexia e tectônica*. Inst. de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, Tese de Doutorado, 411p.
- Lindenmayer Z.G. 1980. *Evolução geológica do vale do rio Curaçá e dos corpos máfico-ultramáficos mineralizados a cobre*. Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Bahia, Dissertação de Mestrado, 140 p.
- Loureiro H.S.C. (org.) 1991. *Mundo Novo, folha SC.24-Y-D-IV: estado da Bahia*. Brasília, DNPM, 177 p. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil.
- Marinho M.M., Rocha G.F., Deus P.B., Vianna J. 1986. Geologia e potencial cromitífero do Vale do Jucurici-Bahia. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 34., Goiânia, *Anais*, 5: 2074-2088.
- Mascarenhas J.F. & Garcia T.W. 1989. *Mapa geocronológico do Estado da Bahia: texto explicativo. Escala 1:1.000.000*. Salvador, SGM/SME, 186p.
- Matos F.M.V. 1987. *Um estudo estrutural e petrográfico do Domo granito-gnáissico de Ambrósio no greenstone belt do Rio Itapicuru, Bahia, Brasil*. Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Bahia, Dissertação de Mestrado, 109 p.
- Mello E.F. 2000. *Estudos isotópicos do greenstone belt do Rio Itapicuru, BA: Evolução crustal e metalogenia do ouro*. Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, São Paulo, Tese de Doutorado, 162 p.
- Melo R.C. (org.) 1991. *Pintadas, folha SC.24-Y-D-V: estado da Bahia*. Brasília, CPRM, 173 p. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil.
- Melo R.C., Loureiro H.S.C., Pereira L.H.M. (orgs.) 1995. *Serrinha, folha SC.24-Y-D: estado da Bahia*. Brasília, CPRM, 80 p. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil.
- Nascimento H.S. & Sabaté P. 1996. Petrogênese da intrusão paleoproterozóica de Cansação, Cráton do São Francisco, Bahia, Brasil. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 39., Salvador, *Anais*, 6:378-380.
- Oliveira E.P. 1990. *Petrogenesis of mafic-ultramafic rocks from the Precambrian Curaçá terrane, Brazil*. Universidade de Leicester, U.K., Tese de Doutorado, 287 p.
- Oliveira E.P. 1998. The Cu-rich Caraíba and Cu-rich Medrado Mafic-ultramafic Complexes, Bahia, Brazil: U-Pb and Nd isotope constrains for archaic lithospheric mantle remobilisation in the paleoproterozoic Salvador-Curaçá Orogen. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 39., Belo Horizonte, *Anais* p. 48.
- Oliveira E.P., Lafon J-M. 1995. Idade dos complexos máfico ultramáficos mineralizados de Caraíba e Medrado, Bahia, por evaporação de Pb em zircão. In: SBGq, Congr. Bras. Geoq., 5., Niterói, *Anais*, CD-ROM.
- Oliveira E.P., Lafon J-M., Souza Z.S. 1998. A Paleoproterozoic age for the Rio Capim Volcano-plutonic Sequence, Bahia, Brazil: whole-rock Pb-Pb, Pb-evaporation, U-Pb and Nd isotope constraints. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 39., Belo Horizonte, *Anais*, 14.
- Oliveira E.P., Lafon J-M., Souza Z.S. 1999. Archean-Proterozoic transition in the Uauá Block, NE São Francisco Craton, Brazil: U-Pb, Pb-Pb and Nd isotope constraints. In: SBG/Núcleo Bahia-Sergipe, SNET, 7., Lençóis, *Anais*, 38-40.
- Oliveira E.P., Mello E.F., McNaughton N., Choudhuri A. 2002a. SHRIMP U-Pb age of the basement to the Rio Itapicuru Greenstone Belt, NE São Francisco Craton. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 41, João Pessoa, *Anais*, 522.
- Oliveira E.P., Carvalho M.J., McNaughton N. 2002b. Evolução do segmento norte do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá: cronologia da acreção de arcos, colisão continental e escape de terrenos. *Revista Geologia USP – Série Científica*, 2, no prelo.
- Oliveira E.P., Windley B.F., McNaughton N., Pimentel M. 2002c. Contrasting copper and chromium metallogenic belts in the Palaeoproterozoic Itabuna-Salvador-Curaçá Orogen, São Francisco Craton, Brazil: new zircon (SHRIMP) and Sm-Nd (model) ages and their tectonic significance. Submetido ao *Intern. J. Earth Sciences*.
- Otero O.M.F. & Conceição H. 1996. Granitogênese tardi a pós-transamazônica no Cinturão Móvel Salvador Curaçá: exemplo do Plutão de Pedra Solta. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 39., Salvador, *Anais*, 6: 421-422.
- Paixão M.A.P. & Oliveira E.P. 1998. The Lagoa da Vaca complex: an Archaean layered anorthosite body on the western edge of the Uauá Block, Bahia, Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, 28:201-208.
- Paixão M.A.P., Lafon J-M., Oliveira, E.P. 1995. Geocronologia Pb-Pb do Complexo Anortosítico-Leucogabroico de Lagoa da Vaca e Rochas Associadas, Complexo Uauá, Bahia. In: SBGq, Cong. Bras. Geoquim., 5., Niterói, *Anais*, CD-ROM.
- Pereira L. H. (org.) 1992. *Serrinha, folha SC.24-Y-D-V: estado da Bahia*. Brasília, DNPM, 134 p. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil.
- Reinhardt M. C. & Davison I. 1989. Controle litoestrutural dos corpos auríferos da Mina Fazenda Brasileiro, Bahia, Brasil. *Rev. Bras. Geoc.*, 19:121-131.
- Rios D.C. 2002. *Granitogênese no Núcleo Serrinha, Bahia, Brasil: geocronologia e litogeoquímica*. Inst. de Geociências, Universidade

- Federal da Bahia, Salvador, Tese de Doutorado, 233p.
- Sá E.P. & Reinhardt M.C. 1984. Aspectos metodológicos da prospecção mineral no vale do Rio Curaçá-Bahia. In: SBG, Simp. Bras. Técnicas Exploratórias Aplicadas à Geologia, Salvador, *Anais*, 250-278.
- Sabaté P., Peucat J.-J., Melo R. C., Pereira L. H. 1994. Datação Pb-evaporação de monozircão em ortognaisse do Complexo Caraíba: expressão do crescimento crustal transamazônico do Cinturão Salvador-Curaçá (Cráton do São Francisco, Bahia, Brasil) In: SBG, Cong. Bras. Geol., 38., Camboriú, *Resumos Expandidos*, 1:219.
- Sampaio A.R. (org.) 1992. *Gavião, folha SC.24-Y-D-II: estado da Bahia*. Brasília, DNPM, 164 p. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil.
- Santos R.A. & Souza J. D. 1983. *Projeto Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais: Serrinha, folha SC.24-Y-D*. Salvador, DNPM, 2 v.
- Seixas S.R.M., Marinho M.M., Moraes Filho O., Awdziej J. 1975. *Projeto Bahia II: geologia das folhas de Serrinha e Itaberaba*. Relatório final. Salvador, CPRM, 6.
- Silva F.C.A. 1995. Estudo estrutural do *greenstone belt* paleoproterozóico do Rio Itapicuru (Bahia): importância dos granitos sintectônicos, controle das mineralizações auríferas e evolução transamazônica do Cráton do São Francisco. In: SBG, SNET, 5., Gramado, *Resumos Expandidos*, 331-333.
- Silva F.C.A., Chauvet A., Faure M. 1993. Thrusting, wrench-type tectonics and granite emplacement during na Early-Proterozoic basin closure: the example of the Rio Itapicuru Greenstone Belt (RIGB), NE-Brazil. In: SBG, Simp. Cráton do São Francisco, 2., Salvador, *Anais*, 63-66.
- Silva L.C., McNaughton N.J., Melo R.C., Fletcher I.R. 1997. U-Pb SHRIMP ages in the Itabuna-Caraíba TTG high-grade Complex: the first window beyond the Paleoproterozoic overprinting of the eastern Jequié craton, NE Brazil. In: ISGAM - Intern. Symp. Granites and Assoc. Mineralizations, 2, Salvador, *Anais*, 282-283.
- Silva M.G. da 1984. A Sequência Vulcano-sedimentar do Médio Rio Itapicuru, Bahia. In: H.A. Inda & F.B. Duarte (eds.). *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia: textos básicos*. Salvador, SME/CPM, 5: 8-42.
- Silva M.G. da 1992. Evidências isotópicas e geocronológicas de um fenômeno de crescimento crustal transamazônico no Cráton do São Francisco, Estado da Bahia. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 37, São Paulo, *Resumos Expandidos*, 2:181-182.
- Teixeira J.B.G. 1985. Geologia e controles da mineração aurífera em Fazenda Brasileiro, Serrinha (BA). In: P.V.V. Sá & F.B. Duarte (eds.) *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia: textos básicos*. Salvador, SME/CPM, 6: 9-49.
- Teixeira L.R. 1997. *O Complexo Caraíba e a Suíte São José do Jacuípe no Cinturão Salvador – Curaçá (Bahia, Brasil): petrologia, geoquímica e potencial metalogenético*. Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, Tese de Doutorado, 202 p.
- Winge M. 1984. A sequência vulcanossedimentar do Grupo Capim, Bahia. In: P.V.S. Viveiros & F.B. Duarte (eds.). *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia: textos básicos*. Salvador, SME/CPM, 5:43-103.

Manuscrito TM-003

Recebido em 12 de novembro de 2002

Revisão dos autores em 15 de dezembro de 2002

Revisão aceita em 17 de dezembro de 2002