

# O embasamento das bacias do Recôncavo, de Tucano e de Jatobá – uma visão a partir das cartas geológicas do Brasil ao milionésimo

*The basement of Recôncavo-Tucano-Jatobá basins – an overview from the geologic map of Brazil 1:1,000,000 scale*

Marília Dietzsch Kosin<sup>1</sup>

## resumo

O Sistema Rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá instalou-se na região limítrofe das províncias São Francisco e Borborema, cujas estruturas controlaram sua abertura. A Bacia do Recôncavo e as sub-bacias de Tucano Sul e Central têm como embasamento o Cinturão Bahia Oriental (nordeste da Província São Francisco), evoluído durante a Orogenia Paleoproterozoica (Riaciana) e estruturado segundo zonas de cisalhamento N-S (ramo intracontinental) e NE-SW (ramo costeiro), responsáveis, respectivamente, pela orientação dos riftes Tucano e Recôncavo. O ramo intracontinental é constituído por blocos/microplacas arqueanos, compostos por ortognaisses granulíticos e/ou migmatíticos (Serrinha, Itabuna-Curaçá, Jequié e Salvador-Ilhéus) amalgamados e intensamente deformados no Paleoproterozoico, enquanto o ramo costeiro é constituído por arcos magmáticos paleoproterozoicos. Embora também possua orientação geral N-S, a Sub-bacia de Tucano Norte apresenta características estruturais distintas das bacias ao sul, por instalar-se no limite da Província São Francisco com a Subprovíncia Meridional da Província Borborema. Esta subprovíncia possui orientação geral NW-SE a NE-SW, resultado de tectônica compressiva

com vergência para sul/sudoeste, que carrou seus terrenos por sobre os da Província São Francisco, durante a Orogenia Brasileira. A Bacia de Jatobá instalou-se sobre o Terreno Pernambuco-Alagoas, controlada por estruturas NE-SW e balizada ao norte pelo Lineamento Pernambuco. A Subprovíncia Meridional está dividida nos terrenos Pernambuco-Alagoas e Canindé-Marancó, constituídos por complexos ortognaissicos e sequências metavulcanossedimentares, e na Faixa de Dobramentos Sergipana, que compreende rochas metassedimentares siliciclásticas e carbonáticas. Sobre as rochas arqueanas/paleoproterozoicas da Província São Francisco, foi depositada a Cobertura Cratônica Estância, cronocorrelata à Faixa de Dobramentos Sergipana. Durante o Cambriano-Ordoviciano, formaram-se as bacias molássicas Palmares e Juá, sobre a Cobertura Estância e a Faixa de Dobramentos Sergipana, respectivamente. O grande volume de dados geológicos e geofísicos obtidos nas últimas décadas sobre o embasamento das bacias do Recôncavo-Tucano-Jatobá dão subsídio a estudos de proveniência e de quimioestratigrafia, além de auxiliarem no mapeamento de estruturas e modelagem de bacias.

**Palavras-chave:** sistema Rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá | embasamento | tectônica | estratigrafia

<sup>1</sup> Petrobras. Unidade de Negócio de Exploração e Produção da Bahia. Exploração. Avaliação de Blocos e Interpretação Geológica e Geofísica. kosin@petrobras.com.br.

## abstract

The Recôncavo-Tucano-Jatobá Rift System has the São Francisco and Borborema provinces as its basement, the spatial arrangement of which controlled the rift's evolution and architecture. The basement of the Recôncavo Basin and Southern and Central Tucano sub-basins are represented by the Eastern Bahia belt terranes (Northeastern São Francisco Province), raised during the Paleoproterozoic (Rhyacian) orogeny and structured by N-S (intracontinental branch) and NE-SW shear zones (coastal branch) that controlled the configuration of the Tucano and Recôncavo rifts orientation, respectively. The intracontinental branch is the result of the amalgamation of Archean blocks/microplates, comprising granulitic and migmatitic orthogneisses (Serrinha, Itabuna-Curaçá, Jequié e Salvador-Ilhéus), while the coastal branch is composed of Paleoproterozoic magmatic arcs. Although the Northern Tucano Sub-basin has a general N-S trend, its internal architecture is distinct from the basins in the south, because it evolved close to the São Francisco Province and Meridional Subprovince (Borborema Province) boundary. This subprovince has a NW-SE to NE-SW structural trend, which is the result of a Neoproterozoic compressive tectonic event (Brasiliano Orogeny) that thrust these terranes over the São Francisco Province. The NE-SW structural trend of the subprovince also controlled the Jatobá Basin rifting, with the Pernambuco Lineament as its northern edge. The Meridional subprovince is subdivided into the Pernambuco-Alagoas and Canindé-Marancó terranes and the Sergipano Fold Belt. The two terranes are composed of orthogneiss complexes and metavolcanosedimentary sequences, while the fold belt is made up of siliciclastic and carbonatic metamorphic rocks. The Estancia Cratonic Cover is formed by siliciclastic and carbonatic rocks deposited over the São Francisco Province, during the Neoproterozoic. The Palmares and Juá molassic basins evolved over the Estancia Cratonic Cover and the Sergipano Fold Belt, respectively, during the Cambrian to Ordovician. These sedimentary rocks are the basement of the Southern to Central Tucano sub-basins. Studies concerning the basement of the Recôncavo, Tucano and Jatobá basins have brought a great amount of data in the last decades and are used for provenience and chemical-stratigraphic studies of the sediments. Additionally, aeromagnetic, radiometric

and gravimetric data are helpful for structural studies and basin modeling.

(Expanded abstract available at the end of the paper).

**Keywords:** Recôncavo-Tucano-Jatobá Rift System | basement geology | tectonic | stratigraphy

## introdução

Ao observar o mapa geológico que abrange as bacias do Recôncavo, Tucano e Jatobá, torna-se evidente a grande diversidade de terrenos que compõem o embasamento. São rochas magmáticas, plutônicas e vulcânicas, e sedimentares, polideformadas e metamorfizadas em diferentes graus, evoluídas desde o Arqueano até o início do Fanerozoico, configurando terrenos com alta complexidade litotípica e estrutural.

A partir da revisão e integração regional realizadas pelo Serviço Geológico do Brasil, com a finalidade de reedição do Mapa Geológico do Brasil (Bizzi *et al.*, 2002), do Mapa Geológico da Bahia (Souza *et al.*, 2003) e das Cartas Geológicas do Brasil ao Milionésimo (2004), foi possível entender melhor a origem e a evolução destes diversos terrenos.

As bacias do Recôncavo, Tucano e Jatobá e seus embasamentos estão cartografados nas Cartas ao Milionésimo, folhas Aracaju (Kosin *et al.*, 2004) e Salvador (Souza *et al.*, 2003), elaboradas a partir da integração de mapeamentos geológicos em diversas escalas, realizados, principalmente, a partir da década de 1980. A estes dados, foram acrescentados estudos geoquímicos, geofísicos e, principalmente, geocronológicos, que proporcionaram um considerável avanço no conhecimento geológico dos terrenos constituintes do embasamento, resultando em um novo empilhamento tectônico e estratigráfico.

Este artigo constitui uma síntese elaborada a partir dos dados utilizados para a confecção das cartas acima, acrescidas de trabalhos posteriores. Também foram utilizados os seguintes trabalhos de referência: Kosin *et al.* (1999), Medeiros (2000), Santos *et al.* (2001), Angelim e Kosin (2001), Kosin *et al.* (2003) e Delgado *et al.* (2003).

O mapa geológico apresentado (fig. 1) é uma simplificação das cartas ao milionésimo, destacando as principais unidades que servem de embasamento para o Sistema Rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá. Entretanto, algumas unidades estratigráficas descritas no texto não foram representadas neste mapa por

questão de escala, mas estão cartografadas na escala 1:1.000.000. Estas também podem ser consultadas através do Geobank, banco de dados geológicos elaborado pelo Serviço Geológico do Brasil (<http://geobank.sa.cprm.gov.br>).

## arcabouço tectônico

O Sistema Rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá instalou-se no limite entre duas províncias tectônicas que compõem a Plataforma Sul-Americana: São Francisco e Borborema (fig. 2).

A Província São Francisco é composta por blocos/microplacas arqueanos e paleoproterozoicos colados durante a Orogenia Paleoproterozoica (Riacciana) e que estão, em parte, recobertos por bacias desenvolvidas durante o Paleo, Meso e Neoproterozoico. A Bacia do Recôncavo e as sub-bacias de Tucano Sul e Central estão localizadas no nordeste desta província, onde têm como embasamento terrenos arqueanos a paleoproterozoicos que compõem a porção centro-norte do Cinturão Bahia Oriental (Delgado *et al.*, 2003; Silva *et al.*, 2005) (fig. 3).

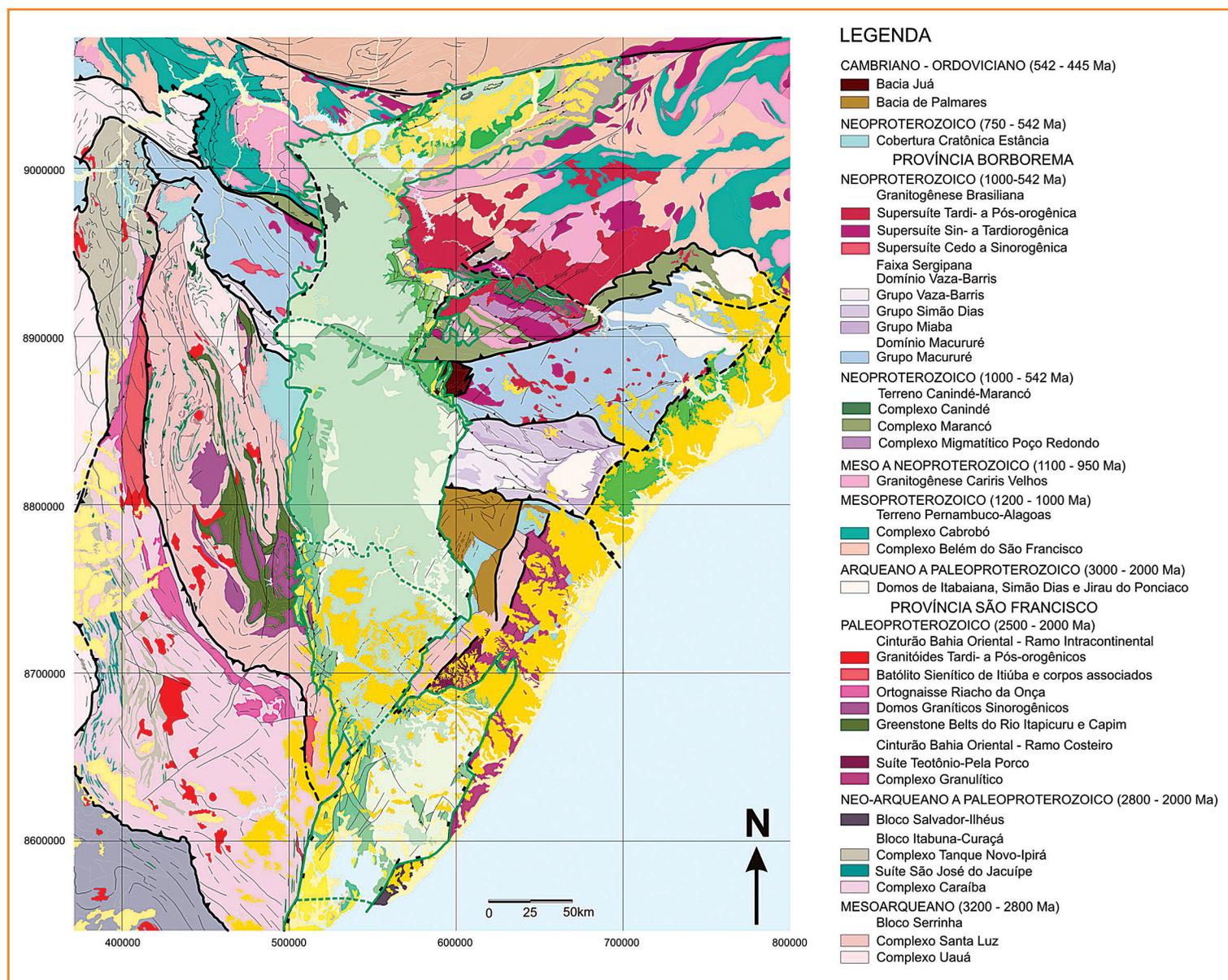
Este cinturão foi subdividido em dois ramos: Intracontinental e Costeiro. O Ramo Intracontinental, com estruturação N-S a NNW-SSE, é composto por ortognaisses granulíticos e/ou migmatíticos e

Figura 1

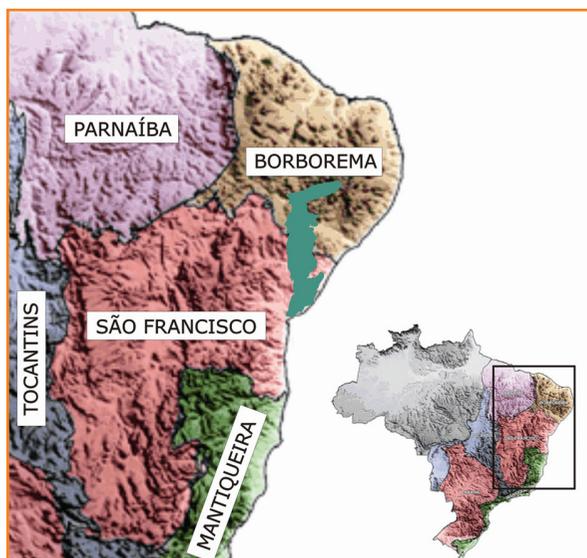
Mapa Geológico, simplificado a partir das Cartas Geológicas do Brasil ao Milionésimo, Folhas Aracaju e Salvador.

Figure 1

Geologic Map, simplified from the Geologic Map of Brazil, scale 1:1.000.000, Aracaju and Salvador charts.

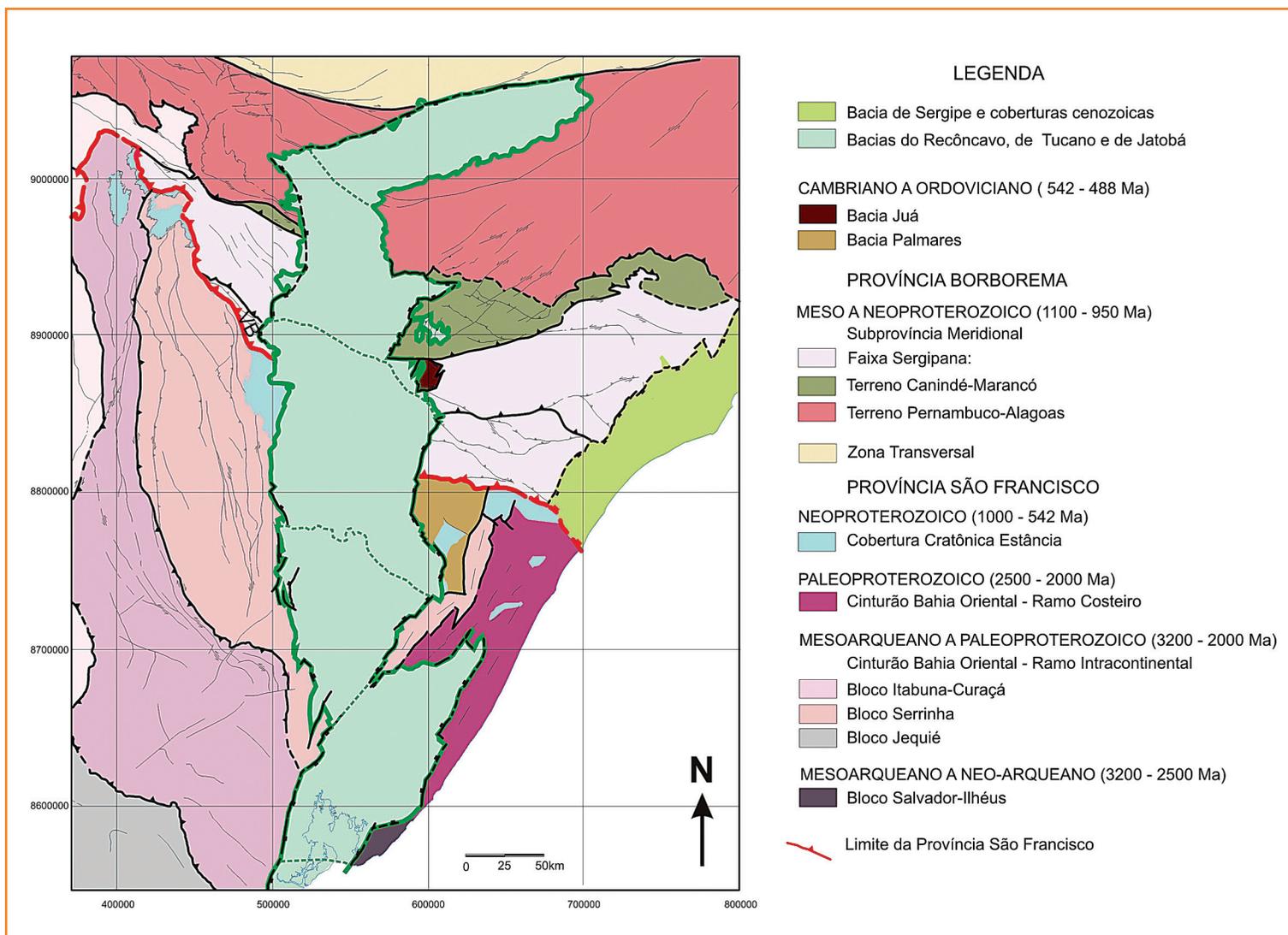


**Figura 2**  
 Províncias tectônicas do Brasil (segundo Delgado et al., 2003), com localização do Rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá.



**Figure 2**  
 Tectonic provinces of Brazil (according to Delgado et al., 2003), with the Recôncavo-Tucano-Jatobá rift location.

granitoides diversos, representando as raízes de um orógeno colisional continente-continente que abrange a maioria dos terrenos arqueanos que constituem os blocos Serrinha, Itabuna-Curaçá e Jequié (fig. 4). Os blocos Itabuna-Curaçá e Jequié foram os primeiros a ser amalgamados, através de colagens multiepisódicas durante o Meso e o Neoproterozoico, formando um grande núcleo (Delgado et al., 2003; Silva et al., 2005; Silva 2006). Durante o Paleoproterozoico (Riáciano), formou-se o Orógeno Bahia Oriental, resultante do choque deste núcleo com o Bloco Serrinha, ao nordeste, causando forte deformação, principalmente nos terrenos do Bloco Itabuna-Curaçá (fig. 4). A sutura desta colagem está marcada pela intrusão de rochas granitoides paleoproterozoicas sin a tardiorogênicas. Entretanto,



**Figura 3** – Compartimentação tectônica do embasamento do Sistema Rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá.

**Figure 3** – Tectonic subdivision of the basement of the Recôncavo-Tucano-Jatobá rift.

diversos autores (Barbosa e Sabaté, 2002; Teixeira *et al.*, 2007; Leite *et al.*, 2009) consideram que os blocos que compõem o Ramo Intracontinental do cinturão aglutinaram-se durante o Paleoproterozoico, no período entre 2.100 e 1.800 Ma.

O Ramo Costeiro bordeja a costa baiana até o sul do estado de Sergipe, sendo composto por rochas paleoproterozoicas granulitizadas, estruturadas segundo zonas de cisalhamento NE-SW e geradas quando da colagem dos blocos Serrinha e Itabuna-Curaçá com o Bloco Salvador-Ilhéus (Silva *et al.*, 2005; Silva, 2006) (fig. 4).

A Província Borborema é constituída por microplacas amalgamadas, resultantes da acreção, colisão e dispersão de terrenos ao longo dos ciclos tectônicos Cariris Velhos (Meso a Neoproterozoico) e Brasiliano. A estabilização teria ocorrido ao final deste último, na passagem do Neoproterozoico para o Cambriano. A Província Borborema está compartimentada em três sub-províncias: Setentrional, Zona Transversal e Meridional.

A Subprovíncia Meridional é embasamento para a Sub-bacia de Tucano Norte e para a Bacia de Jatobá, havendo alta complexidade estrutural decorrente de sua evolução ao longo dos ciclos Cariris Velhos e Brasiliano. Está estruturada por zonas de cisalhamento compressionais e transcorrentes NW-SE a NE-SW, com movimentação de massa para sul/sudoeste por sobre a Província São Francisco, durante a Orogenia Brasiliana. Foi subdividida em três entidades tectônicas com histórias evolutivas próprias:

- i) Terreno Pernambuco-Alagoas, composto por rochas paleo a neoproterozoicas, deformadas durante os ciclos Cariris Velhos e Brasiliano;
- ii) Terreno Canindé-Marancó, cuja evolução iniciou-se durante o ciclo Cariris Velhos, no início do Neoproterozoico, e continuou durante o Ciclo Brasiliano; e
- iii) Faixa de Dobramentos Sergipana, formada durante o Ciclo Brasiliano (fig. 3).

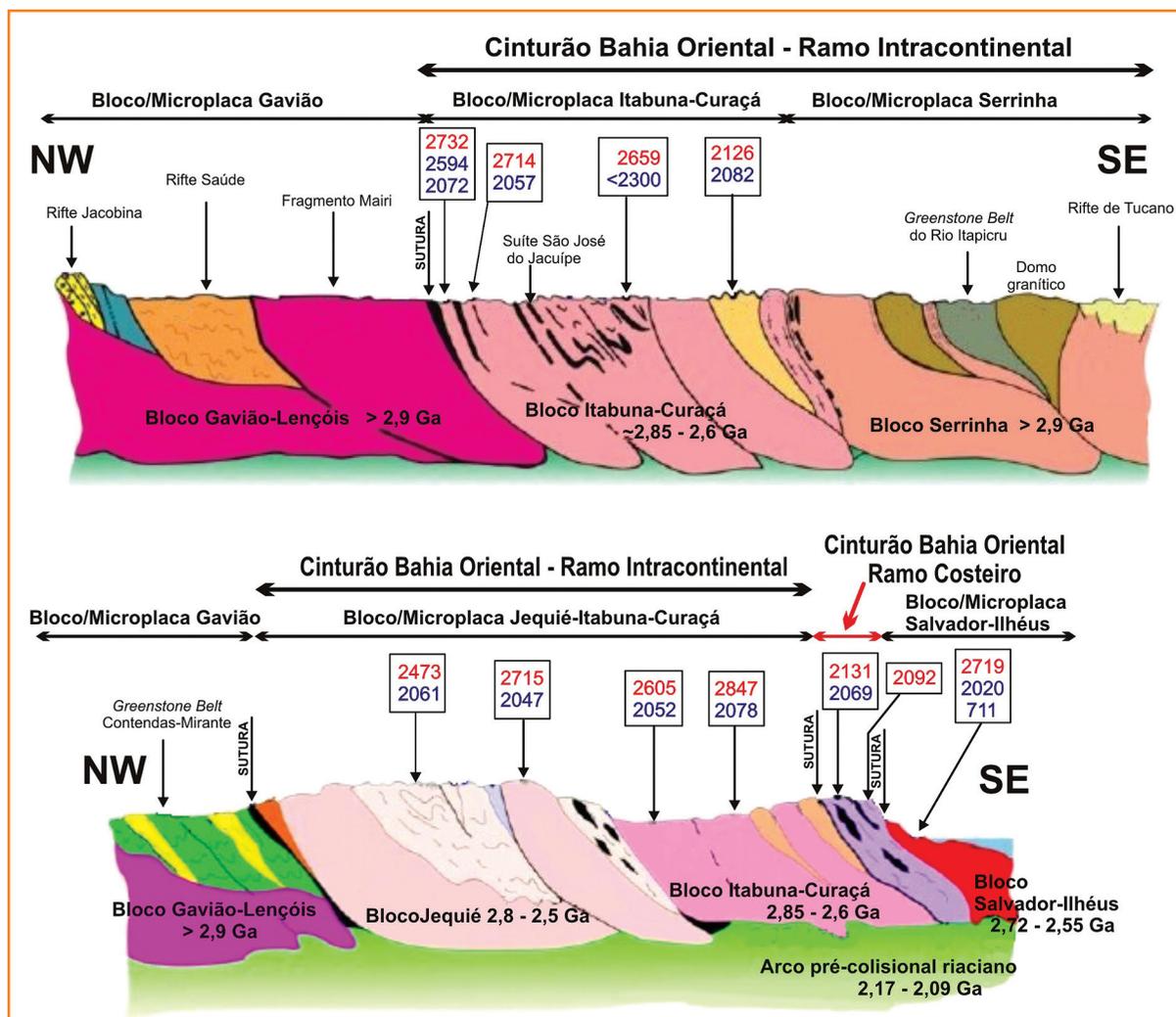


Figura 4  
Perfis Tectono-geológicos do Cinturão Bahia Oriental, mostrando a colagem de blocos/microplacas arqueanos (Ramo Intracontinental) e arco magmático paleoproterozoico (Ramo Costeiro). Datações indicam idades de formação (vermelho) e de metamorfismo (azul). (segundo Silva *et al.*, 2005)

Figure 4  
Tectonic-geologic cross section of the Eastern Bahia Belt, showing the Archean blocks/microplates (Intracontinental Branch) and Paleoproterozoic magmatic arc (Coastal Branch) collage. Geochronological data show ages of formation (red) and metamorphism (blue). (according to Silva *et al.*, 2005)

Figura 5

Mapa integrado do arcabouço estrutural do Rift Recôncavo-Tucano-Jatobá (segundo Magnavita, 1992) com o mapa estrutural de seu embasamento extraído das Cartas ao Milionésimo (Kosin et al., 2004; Dalton de Souza et al., 2004).

Figure 5

Structural architecture of the Recôncavo-Tucano-Jatobá rift (Magnavita, 1992) together with the basement structural map from the Geologic Map of Brazil, 1:1.000.000 scale (Kosin et al., 2004; Dalton de Souza et al., 2004).

Adota-se, neste trabalho, a concepção de Delgado et al. (2003) para a Faixa de Dobramentos Sergipana, desta forma representada por terrenos neoproterozoicos, com origem e deformação durante o Ciclo Brasileiro e subdividida nos domínios Vaza-Barris e Macururé. Em trabalhos anteriores (Santos e Souza, 1988; Davison e Santos, 1989), era considerada como um cinturão de dobramentos meso a neoproterozoico e incluía os terrenos Canindé e Marancó, além da Cobertura Cratônica Estância.

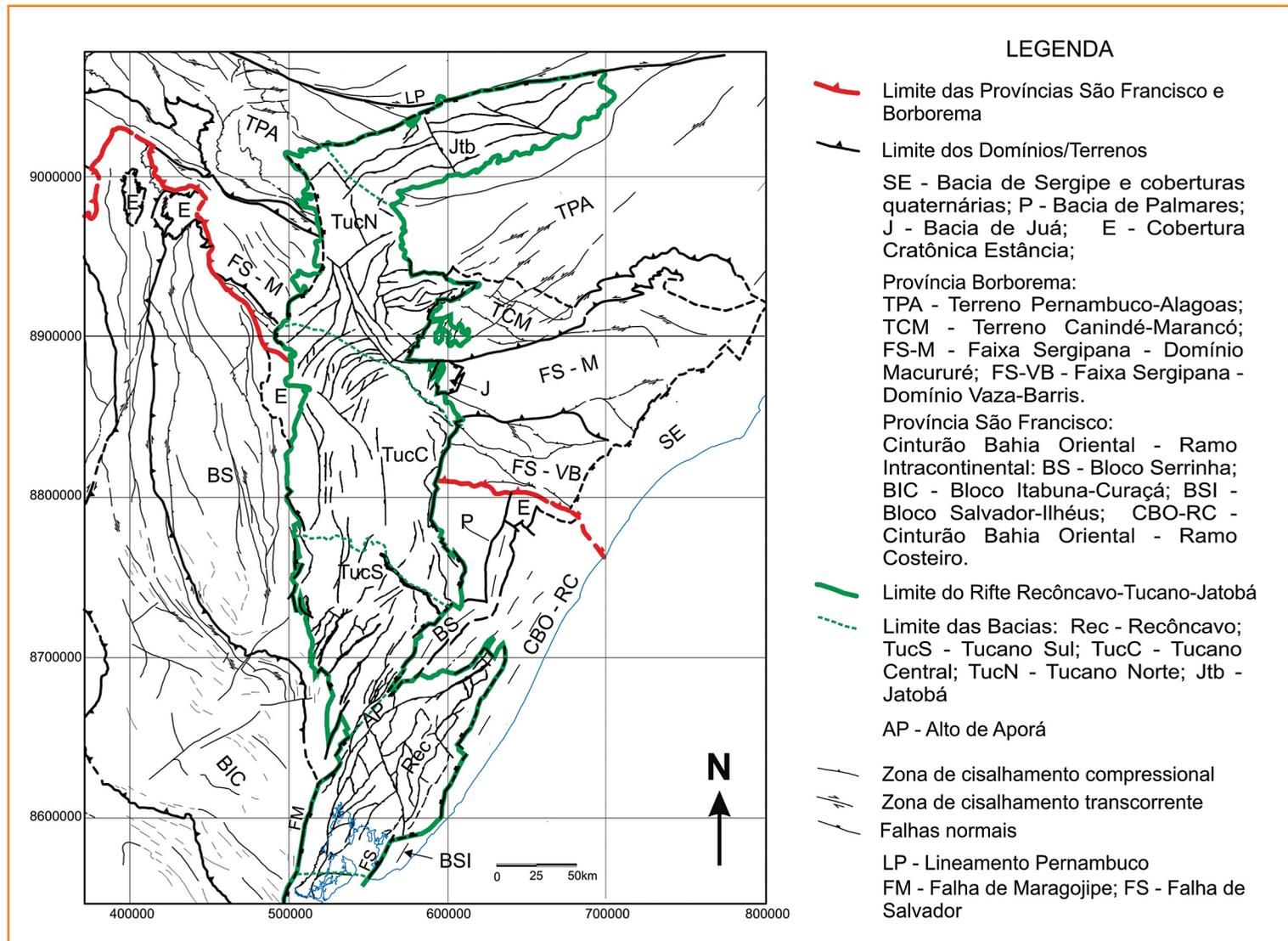
## controle estrutural da instalação do sistema rifte

A instalação do Sistema Rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá está fortemente controlada pela estruturação

das províncias São Francisco e Borborema (Magnavita, 1992). Este controle fica evidente quando se integra o arcabouço estrutural do sistema rifte, elaborado por Magnavita (1992) a partir de dados sísmicos e gravimétricos, com o mapa estrutural do embasamento extraído das Cartas ao Milionésimo, folhas Aracaju e Salvador (fig. 5).

A Bacia do Recôncavo e as sub-bacias de Tucano Sul e Central têm como embasamento rochas do Cinturão Bahia Oriental da Província São Francisco, que compõem um sistema rifte assimétrico com orientação geral N-S, com falhas de borda ao leste e margem flexural ao oeste.

A Bacia do Recôncavo está controlada pela estruturação NE-SW do Ramo Costeiro do Cinturão Bahia Oriental, balizada pelas falhas de Maragojipe (ao noroeste) e de Salvador (ao sudeste). Estas últimas são resultantes da reativação de zonas de cisalhamento



profundas que representam as suturas paleoproterozoicas entre este ramo do cinturão e os blocos Itabuna-Curaçá e Salvador-Ilhéus, respectivamente (fig. 3). Outra feição herdada do embasamento é o Alto de Aporá, que separa as bacias do Recôncavo e de Tucano (fig. 5). Este alto possui forte estruturação NE-SW e representa o limite sudeste do Bloco Serrinha com o Ramo Costeiro do Cinturão Bahia Oriental.

A Bacia de Tucano tem orientação geral N-S, controlada, principalmente, pela estruturação do Ramo Intracontinental do Cinturão Bahia Oriental. Entretanto, cada sub-bacia possui geometria própria. Sua instalação seccionou o Bloco Serrinha em duas partes, ao longo das zonas de fraqueza, no limite entre os ramos Costeiro e Intracontinental do Cinturão Bahia Oriental (figs. 3 e 5). A Sub-bacia de Tucano Sul manteve-se sob influência destes dois ramos. Sua parte centro-sul, bem como a falha de borda ao sudeste, está controlada por feições NE-SW, que estruturam o Bloco Serrinha no limite com o Ramo Costeiro, enquanto falhas orientadas N-S, na parte oeste/noroeste, acompanham as estruturas do Ramo Intracontinental. Este ramo também controlou a instalação da Sub-bacia de Tucano Central, sendo possível observar sua influência na geometria interna na parte centro-sul desta bacia (fig. 5).

O limite entre as sub-bacias de Tucano Central e de Tucano Norte é marcado pelo Arco de Vaza-Barris, importante zona de transferência que marca a inversão de polaridade do sistema rifte e é, também, a região de limite entre as províncias São Francisco e Borborema. Com efeito, a Sub-bacia de Tucano Norte e a Bacia de Jatobá têm como embasamento rochas meso a neoproterozoicas da Província Borborema, com falhas de borda ao oeste/noroeste (fig. 5).

A complexidade da geometria no Arco de Vaza-Barris e no sul da Sub-bacia de Tucano Norte reflete a mudança das características estruturais e reológicas de seus embasamentos. O limite entre as províncias São Francisco e Borborema é considerado a frente das zonas de cisalhamento compressionais, formadas durante a Orogenia Brasileira na Faixa de Dobramentos Sergipana (Almeida *et al.*, 1977; Alkmin *et al.*, 1993). Entretanto, estudos gravimétricos realizados por Oliveira (2008) sugerem que os terrenos da Faixa de Dobramentos Sergipana foram carregados sobre a Província São Francisco e que o limite da crosta arqueana coincide com o limite sul do Terreno Canindé-Marancó. Deste modo, no substrato do Arco de Vaza-Barris ocorrem rochas arqueanas estruturadas por zonas de cisalhamento profundas N-S,

recobertas por nappes de rochas metassedimentares com vergência para sul/sudoeste, estruturadas segundo zonas de cisalhamento compressionais NW-SE a NE-SW. Estes dois estilos tectônicos, praticamente ortogonais entre si e aliados a diferentes litotipos, resultaram no mosaico de falhas que estruturaram a Sub-bacia de Tucano Norte.

Ao longo dos terrenos da Província Borborema, ocorreu uma inflexão para NE na abertura do rifte, com instalação da Bacia de Jatobá, controlada por zonas de cisalhamento transcorrentes brasileiras, orientadas NE-SW e balizadas ao norte pelo Lineamento Pernambuco (fig. 5).

## estratigrafia da província São Francisco

### Cinturão Bahia Oriental — Ramo Intracontinental

O Ramo Intracontinental do Cinturão Bahia Oriental é constituído pelos blocos Serrinha, Itabuna-Curaçá e Jequié, amalgamados e intensamente deformados no Paleoproterozoico, quando da evolução de um orógeno colisional continente-continente (figs. 3 e 4). Associados a este orógeno, ocorreram episódios magmáticos responsáveis pela intrusão de vários corpos graníticos e sieníticos. Os blocos Serrinha e Itabuna-Curaçá são o embasamento das sub-bacias de Tucano Sul e Central.

### Bloco Serrinha

O Bloco Serrinha é um segmento de crosta mesoarqueana do tipo granito-*greenstone*, constituído por ortognaisses migmatíticos arqueanos dos complexos Uauá e Santa Luz, que foram embasamento para os *greenstone belts* paleoproterozoicos do Rio Itapicuru e do Rio Capim (fig. 1). Sua estruturação, segundo zonas de cisalhamento transpressivas orientadas NNW-SSE, paralelas aos eixos de dobras com vergência para leste, é consequência dos eventos tectônicos, contracionais e transcorrentes sucessivos, atuantes durante a evolução do Ramo Intracontinental

do Cinturão Bahia Oriental, no Paleoproterozoico (Riaciano). A intensa deformação presente nestes terrenos resultou em rochas com foliações paralelas às zonas de cisalhamento que os estruturam.

O Complexo Santa Luz compreende a maioria das rochas que compõem o bloco. É constituído por ortognaisses migmatíticos TTG (tonalítico-trondhjemitico-granodioríticos), com biotita e hornblenda, polideformados e metamorfizados em fácies anfibolito alto, com frequentes intercalações de lentes/enclaves/diques de rochas metamáficas e metaultramáficas. Pode haver até centenas de metros de comprimento e restos de sequências supracrustais, tais como: gnaisses aluminosos com granada, biotita e sillimanita (kinzigitos), quartzitos, anfibolitos e rochas calciossilicáticas. Dentre os corpos máfico-ultramáficos, destacam-se aqueles aflorantes ao longo do Vale do Jacurici, ao leste do Sienito de Itiúba, mineralizados em cromo e metais do grupo da platina. Nas bordas do Bloco Serrinha, no limite com o Bloco Itabuna-Curaçá, os ortognaisses migmatíticos transformaram-se em gnaisses bandados miloníticos, localmente granulíticos. No Alto de Aporá, ao leste do Rifte Tucano, ocorrem ortognaisses miloníticos ao longo de largas zonas de cisalhamento transpressivas NE-SW, que marcam o limite entre os dois ramos do cinturão (fig. 5).

Os ortognaisses do Complexo Santa Luz têm idades entre 3.085 e 2.930 Ma. (U-Pb SHRIMP, Oliveira *et al.*, 2002; U-Pb em zircão, Gaál *et al.*, 1987 apud Kosin *et al.*, 2003). Ortognaisse no Alto de Aporá foi datado em 2.954 Ma. (U-Pb SHRIMP, Silva, 2006).

O Complexo Uauá ocorre no norte do bloco, na forma de um megassigmoide, pouco afetado pela deformação paleoproterozoica (fig. 1). É constituído por ortognaisses tonalíticos e granodioríticos, em parte granulíticos, e por gnaisses bandados félsico-máficos, por vezes migmatizados. Corpos máficos/ultramáficos e enxames de diques máficos intrudiram estas rochas ao longo da evolução do Bloco Serrinha. Estes ortognaisses do Complexo Uauá são as rochas mais antigas desta parte da Província do São Francisco, com idades entre 3.130 e 2.930 Ma. (U-Pb em zircão, Cordani *et al.*, 1999; Oliveira *et al.*, 1999). Entretanto, idade de 3.160 Ma (U-Pb em zircão, Paixão e Oliveira, 1998) obtida em rocha máfica intrusiva, sugere que parte deste complexo seja mais antigo.

O *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru possui a forma de uma calha sinclinal com direção submeridiana e vergência para leste, controlada por zonas de cisalhamento transpressionais NNW-SSE (fig. 1). É uma

sequência metavulcanossedimentar formada em uma bacia de retroarco, originada, deformada e metamorfizada em fácies xisto-verde a anfibolito durante o Paleoproterozoico no período entre 2.200 e 1.900 Ma (Pb-Pb, Silva, 1992).

Na base, ocorrem derrames de basaltos toleíticos de fundo oceânico, associados aos metatufos gerados em uma bacia imersa com pouco registro de sedimentos. Sobre estes basaltos, ocorrem metandesitos e metadacitos, com origem em derrames subaéreos, além de depósitos piroclásticos e vulcanoclásticos. São rochas calcioalcalinas, com assinatura geoquímica semelhante às de margens continentais ativas modernas. Rochas metassedimentares químico-pelíticas surgem associadas às rochas vulcânicas. No topo do *greenstone belt*, encontram-se depósitos turbidíticos de derivação vulcânica, compostos por metarenitos feldspáticos, metaconglomerados, metarritmitos e metapelitos, decorrentes do retrabalhamento dos metadacitos e metandesitos.

Associado a esta bacia de retroarco, formou-se um arco magmático, composto por vários corpos elipsoidais, alongados N-S, que afloram em meio à sequência metavulcanossedimentar. São granitos, granodioritos e tonalitos, calcioalcalinos de baixo a alto K, em parte porfiríticos, formados no intervalo entre 2.163 e 2.080 Ma (U-Pb, Pb-Pb, Cruz Filho *et al.*, 2003; Rios *et al.*, 2003).

O *Greenstone Belt* do Rio Capim é um corpo sigmoidal, imbricado nos ortognaisses do Complexo Santa Luz, composto da base para o topo por: basaltos toleíticos de fundo oceânico que passam para lavas e piroclásticas intermediárias a ácidas, calcioalcalinas de arco de ilhas, sucedidas no topo por gnaisses calciossilicáticos. Intercaladas na sequência, encontram-se rochas metassedimentares pelíticas e químicas. O metamorfismo desta pilha supracrustal atingiu a fácies anfibolito, localmente granulito. Rochas metavulcânicas máfica e ácida foram datadas entre 2.220 e 2.090 Ma (Pb-Pb, Pb-evaporação e U-Pb em zircão, Oliveira *et al.*, 1998), indicando serem contemporâneas às rochas metavulcânicas do *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru.

## Bloco Itabuna-Curaçá

A porção central/setentrional do Bloco Itabuna-Curaçá faz limite com o Rifte Recôncavo através da Falha de Maragojipe, que é a reativação da sutura paleoproterozoica entre este bloco e o Ramo Costeiro

do Cinturão Bahia Oriental. Esta porção é constituída por rochas granulíticas agrupadas nos complexos Caraíba e Tanque Novo-Ipirá e na Suíte São José do Jacuípe (fig. 1).

O Bloco Itabuna-Curaçá é interpretado como uma sucessão de arcos magmáticos neoarqueanos, amalgamados entre si durante a colagem com o Bloco Jequié (Delgado *et al.*, 2003). Estes arcos foram metamorfizados e estruturados como um cinturão de cisalhamento transpressivo durante a evolução paleoproterozoica do Cinturão Bahia Oriental, resultando em uma estrutura em forma de flor positiva. Esta intensa deformação ocasionou imbricamento tectônico das unidades, formando trama anastomosada, controlada por zonas de cisalhamento transcorrentes sinistrais orientadas NW-SE a N-S.

O Complexo Caraíba é uma suíte bimodal composta por ortognaisses enderbíticos a charnoenderbíticos, raramente charnockíticos, com biotita e hornblenda intercalados com lentes gabro-dioríticas. São frequentes as feições migmatíticas devido à fusão parcial associada ao metamorfismo de alto grau. Estes ortognaisses foram formados entre 2.732 e 2.714 Ma e granulitizados em 2.072 Ma (U-Pb SHRIMP, Silva, 2006).

No segmento oeste do cinturão, ocorre a Suíte São José do Jacuípe (fig.1), composta por metanoritos, metagabronoritos, metaleucogabros, metaperidotitos e metapiroxenitos, que podem representar restos de um fundo oceânico primitivo ou diques e *sills* gerados durante a evolução de um rifte na zona de transição oceano-continente (Teixeira, 1997).

O Complexo Tanque Novo-Ipirá ocorre, principalmente, no norte do cinturão. Ao sul, surge como lentes imbricadas no Complexo Caraíba (fig.1). Trata-se de uma sequência metavulcanossedimentar arqueana a paleoproterozoica, composta por gnaisses kinzigíticos, com granada, sillimanita, cordierita e biotita, e localmente ortopiroxênio, safirina e espinélio, associados a rochas calciossilicáticas, quartzitos, formações ferríferas, gnaisses grafitosos, rochas metamáficas/metaultramáficas, metacalcários, além de gnaisses bandados félsico-máficos, e gnaisses quartzo-feldspáticos. São comuns as feições migmatíticas decorrentes da fusão parcial associada ao metamorfismo granulítico, que localmente apresenta paragêneses com safirina, indicativa de condições de ultra-alta temperatura ( $T \geq 900^\circ \text{C}$ , Leite *et al.*, 2009). Associados aos complexos Caraíba e Tanque Novo-Ipirá, inúmeros corpos máfico-ultramáficos mineralizados em cobre ocorrem na região do vale do Rio Curaçá.

A Suíte São José do Jacuípe e o Complexo Tanque Novo-Ipirá não ocorrem nas proximidades do Sistema Rifte Recôncavo-Tucano, mas podem ter contribuído como área-fonte para seus sedimentos.

## granitogênese paleoproterozoica associada ao Ramo Intracontinental do Cinturão Bahia Oriental

Além dos *greenstone belts* paleoproterozoicos evoluídos em meio ao Bloco Serrinha, os registros de formação de rochas durante a evolução do Ramo Intracontinental do Cinturão Bahia Oriental são escassos. Destacam-se os corpos alongados de granitoides situados ao longo da sutura que separam os blocos Itabuna-Curaçá e Serrinha (fig. 1).

Balizado por zonas de cisalhamento transpressivas NNW-SSE, o granitoide Riacho da Onça é um corpo sinorogênico composto por biotita-hornblenda augengnaisses quartzo-monzoníticos, monzoníticos e graníticos, subalcalinos/mangeríticos de natureza crustal, com idade de cristalização em 2.126 Ma e granulitizados em 2.082 Ma (U-Pb SHRIMP, Silva, 2006).

Na fase sin a tardiorogênica, entre 2.100 e 2.080 Ma (U-Pb em zircão, Pb-Pb, Conceição *et al.*, 1999 *apud* Delgado *et al.*, 2003; U-Pb SHRIMP, Oliveira *et al.*, 2002 *apud* Kosin *et al.*, 2003), ocorreu extenso magmatismo sienítico alcalino potássico a ultrapotássico, de origem mantélica, representado principalmente pelo Batólito de Itiúba, que possui cerca de 150km de comprimento, além de corpos menores, como os plutões São Felix e Santanópolis, que ocorrem próximo ao limite com a Bacia do Recôncavo (fig. 1). Estes maciços são compostos por sienitos rosados, álcali-feldspato sienitos e quartzo-sienitos, com enclaves de rochas máficas/ultramáficas alcalinas.

A granitogênese tardi a pós-orogênica intrudiu rochas dos blocos Serrinha e Itabuna-Curaçá e está representada por inúmeros corpos arredondados de biotita granitos, granodioritos e monzonitos, calcioalcalinos a alcalinos e granitos a duas micas peraluminosos, intrudidos num período entre 2.080 e 2.070 Ma (U-Pb em zircão, Rios *et al.*, 2003).

## Cinturão Bahia Oriental – Ramo Costeiro

O Ramo Costeiro do Cinturão Bahia Oriental, com orientação geral NE-SW marcada por zonas de

cisalhamento transpressivas, é o embasamento da Bacia do Recôncavo (figs. 3 e 5). Tem origem em um arco magmático, edificado na colisão dos blocos Itabuna-Curaçá e Serrinha com o Bloco Salvador-Ilhéus (Silva *et al.*, 2005). Seu segmento mais setentrional, ao norte de Salvador, está em grande parte recoberto pelo Grupo Barreiras e por sedimentos costeiros quaternários, o que dificulta sua cartografia.

É constituído por ortognaisses charnoenderbíticos a charnockíticos, com biotita e hornblenda, migmatizados e fortemente foliados, com intercalações de rochas supracrustais como gnaisses aluminosos (kinzigitos), rochas calcissilicáticas e quartzitos, além de rochas metamáficas gabro-noríticas e biotita ortognaisses migmatizados. Os ortognaisses têm idades entre 2.230 e 2.169 Ma (U-Pb SHRIMP, Silva, 2006) e sofreram granulitização, provavelmente contemporânea à deformação paleoproterozoica. Entretanto, idades obtidas entre 585 e 500 Ma indicam que estas rochas foram retrabalhadas pelo evento Brasileiro (U-Pb SHRIMP, Silva, 2006).

Próximo à zona de sutura entre este ramo do Cinturão Bahia Oriental e o Bloco Serrinha, ocorre a Suíte Teotônio-Pela Porco, composta, principalmente, por biotita granitos, granodioritos e tonalitos, com enclaves dioríticos/gabroicos. A idade de sua colocação ainda não está bem definida, entretanto, por suas relações com as rochas encaixantes, admite-se ser uma intrusão tardiorogenia paleoproterozoica (Riaciono).

## Bloco Salvador-Ilhéus

O Bloco Salvador-Ilhéus foi definido a partir da correlação entre os ortognaisses granulíticos arqueanos expostos nas cidades de Salvador e Ilhéus. Estes remanescentes arqueanos correspondem a partes emersas de um bloco que representa a margem continental ocidental do Ramo Costeiro do Cinturão Bahia Oriental e que teria sido separado do Bloco Gabão, no Cráton do Congo Ocidental, quando da abertura do Oceano Atlântico (Silva *et al.*, 2005; Silva, 2006). Na região de Salvador, ocorre numa faixa entre a Falha de Salvador, na borda da Bacia do Recôncavo, e a linha de costa atual (figs. 3 e 5).

É constituído por ortognaisses enderbíticos a charnoenderbíticos, com biotita e hornblenda, finamente bandados, com intercalações de paragnaisses aluminosos, com, granada, sillimanita, cordierita e biotita e localmente safirina, além de rochas calcissilicáticas,

quartzitos e enclaves metamáficos/metaultramáficos (Barbosa *et al.*, 2005). Foram formados entre 2.719 Ma (Ilhéus) e 2.516 Ma (Salvador) e granulitizados em 2.094-2.047 Ma (U-Pb SHRIMP, Silva, 2006).

## estratigrafia da Província Borborema, Subprovíncia Meridional

### Terreno Pernambuco-Alagoas

O Terreno Pernambuco-Alagoas é o maior domínio tectônico da Subprovíncia Meridional da Província Borborema, onde se instalaram a Bacia de Jatobá e a Sub-bacia de Tucano Norte (fig. 3). É composto pelos ortognaisses migmatíticos do Complexo Belém do São Francisco, por rochas metavulcanossedimentares agrupadas no Complexo Cabrobó, intrudidos por granitoides mesoproterozoicos da Suíte Chorrochó.

Possui estruturação complexa decorrente de sua evolução durante os ciclos Cariris-Velhos (1.100-950 Ma) e Brasileiro (600-500 Ma), caracterizado por zonas de cisalhamento compressionais NW-SE com vergência para oeste-sudoeste e NE-SW com vergência para sul-sudeste, ao oeste e leste do rifte, respectivamente. No segmento oriental, também ocorrem zonas de cisalhamento transcorrentes sinistrais E-W a ENE-WSW, formadas em evento extensional brasileiro e que controlaram a abertura do Rifte Jatobá (Magnavita, 1992) (fig. 5).

O Complexo Belém do São Francisco (fig. 1) inclui biotita ortognaisses migmatíticos, tonalíticos a granodioríticos, com enclaves anfíbolíticos e restos de rochas metassedimentares, tais como: quartzitos, mármore e rochas calcissilicáticas. Os ortognaisses foram formados em 1.070-1.080 Ma, durante a Orogenia Cariris-Velhos, e metamorfizados em fácies anfíbolito em 655 Ma, coerente com a consolidação destes terrenos no Ciclo Brasileiro (Lima *et al.*, 1985 *apud* Medeiros, 2000). Dados recentes forneceram idade paleoproterozoica de 2.079 Ma para gnaiss tonalítico (Silva, 2006), indicando a presença de rochas pré-Cariris Velhos, em meio aos ortognaisses mesoproterozoicos.

O Complexo Cabrobó (fig. 1) é constituído, principalmente, por uma sequência metavulcanossedimentar composta por biotita e muscovita gnaisses, com frequentes intercalações de rochas metamáficas/metaultramáficas e calcissilicáticas. Na sua parte central, é individualizada sequência metassedimentar composta por gnaisses com biotita, muscovita e, por vezes, granada, associados a gnaisses quartzo-feldspáticos, metagrauvas e lentes de quartzitos, anfibolitos e mármore, além de metarcóseos com intercalações de quartzitos. Estas rochas estão metamorizadas na fácies anfibolito alto, localmente, com condições de fusão parcial evidenciadas por migmatização e pela presença de leucogranitos neossomáticos.

A Suíte Chorrochó compreende granitoides sin-tectônicos à Orogênese Cariris Velhos, intrusivos nos complexos Belém do São Francisco e Cabrobó. Esta é composta por biotita augengnaisses e ortognaisses graníticos a tonalíticos, quartzo-monzoníticos e monzodioríticos, localmente miloníticos, com enclaves de anfibolitos e porções migmatizadas.

## Terreno Canindé-Marancó

O Terreno Canindé-Marancó ocorre, predominantemente, ao leste da Sub-bacia de Tucano Norte, na forma de uma cunha balizada ao norte pelo Terreno Pernambuco-Alagoas e ao sul pelo Domínio Macururé, da Faixa de Dobramentos Sergipana (fig. 3). Está estruturado por zonas de cisalhamento compressionais NW-SE, com vergência para sul (figs. 3 e 5), e caracteriza-se por duas sequências metavulcanossedimentares, Canindé e Marancó, separadas por uma faixa de ortognaisses migmatíticos que constituem o Complexo Migmatítico Poço Redondo (fig. 1). Os granitoides neoproterozoicos das suítes Garrote e Serra Negra ocorrem, respectivamente, associados às sequências supracrustais Canindé e Marancó. O Complexo Marancó também ocorre como estreita faixa ao oeste da Sub-bacia de Tucano Norte (fig. 3).

A evolução deste terreno ao longo do Neoproterozoico é complexa, e sua compreensão é dificultada devido à intensa deformação que sofreu durante a Orogenia Brasileira e à intrusão de inúmeros corpos granitoides que obliteraram estruturas primárias e inter-relações entre as várias unidades.

O Complexo Migmatítico Poço Redondo é constituído por ortognaisses migmatíticos granodioríticos e tonalíticos, ricos em biotita e com enclaves de anfibolitos e restos de rochas supracrustais, como

biotita gnaisses paraderivados. O paleossoma destes migmatitos é calcialcalino e tem sua origem em arcos magmáticos, num período entre 961 e 980 Ma (U-Pb SHRIMP, Carvalho *et al.*, 2005).

O Complexo Marancó é composto por rochas metassedimentares e metavulcânicas individualizadas em seis unidades (Santos e Souza, 1988; Menezes Filho *et al.*, 1988; Medeiros, 2000). Dentre as rochas metassedimentares ocorrem metapelitos, metarenitos/quartzitos, metaconglomerados, metarritmitos, metacarbonatos, metagrauvas, rochas calcissilicáticas e formações ferríferas, além de micaxistos e gnaisses. O vulcanismo está representado por rochas metamáficas/metaultramáficas (anfibolitos, serpentinitos e clorititos), além de metandesitos, metadacitos e metarriolitos.

Ainda não se estabeleceu o empilhamento estratigráfico das rochas do Complexo Marancó. Zircões detríticos coletados em rochas metassedimentares associadas a rochas máficas/ultramáficas têm idades entre 1.100 e 960 Ma (U-Pb SHRIMP, Carvalho *et al.*, 2005). Uma vez que estas rochas foram intrudidas por granitoides intrusivos com idade de 952 Ma (U-Pb SHRIMP, Carvalho *et al.*, 2005), sua deposição teria ocorrido entre 960 e 952 Ma, em uma bacia de *forearc* e/ou leque de acreção desenvolvidos em um ambiente de subducção durante o Ciclo Cariris Velhos, e onde as rochas máficas representam restos de crosta oceânica (Carvalho *et al.*, 2005). No entanto, parte da sedimentação é recente, pois rochas metavulcânicas ácidas que ocorrem intercamadas com filitos têm idades de 602-603 Ma e representam um arco magmático continental relacionado à Orogenia Brasileira (Carvalho *et al.*, 2005).

O Complexo Canindé também é formado por sequência metavulcanossedimentar, caracterizada por metagrauvas, quartzitos, metarritmitos, filitos grafitosos, metacarbonatos, rochas calcissilicáticas, anfibolitos e metaultramafitos agrupados na Unidade Novo Gosto; além das rochas metavulcânicas basálticas e diabásicas, que compõem a Unidade Gentileza. Estas unidades representam a raiz de um rifte intracontinental invertido durante a Orogenia Brasileira (Nascimento *et al.*, 2005). Ainda não há definição de época para a abertura deste rifte. Entretanto, as rochas metassedimentares contêm zircões detríticos datados entre 977 e 679 Ma (U-Pb SHRIMP, Nascimento *et al.*, 2005). Associada ao Complexo Canindé, ocorre a Suíte Gabroica Canindé, constituída por gabros, noritos, leucogabros e ultramafitos datados em 690 Ma (U-Pb SHRIMP, Nascimento *et al.*, 2005).

A Suíte Serra Negra ocorre na forma de faixas orientadas NE-SW, em meio às rochas do Complexo Marancó, enquanto a Suíte Garrote forma corpo estratiforme em meio ao Complexo Canindé. Ambas são compostas por ortognaisses com biotita, muscovita e granada, com composição variando de granitos a monzonitos, peraluminosos, oriundos de fusão crustal. Estão intensamente deformados, protomiloníticos a miloníticos, em parte augengnáissicos. O Granitoide Serra Negra foi datado em 952 Ma e representaria magmatismo sin a tardi-tectônica Cariris Velhos (U-Pb SHRIMP, Carvalho *et al.*, 2005), enquanto a Suíte Garrote dispõe de idade preliminar de 715 Ma (U-Pb, Van Schmus *in* Santos *et al.*, 2001) e, se corretamente comprovada, indicaria colocação pré a sintectônica Brasileira.

Todo este pacote rochoso foi intensamente deformado e metamorfozido em fácies xisto-verde a anfibolito durante a Orogenia Brasileira, quando o Terreno Canindé-Marancó foi acrescido à margem norte da Província São Francisco, por meio de cavalgamentos, sobre as rochas da Faixa de Dobramentos Sergipana.

## Faixa de Dobramentos Sergipana

A Faixa de Dobramentos Sergipana situa-se entre o Terreno Canindé-Marancó e a Província São Francisco, e à superfície está seccionada pela Bacia de Tucano em dois segmentos (fig. 3). Aflora ao oeste da Sub-bacia de Tucano Norte e ao leste-nordeste da Sub-bacia de Tucano Central. É uma bacia de margem passiva, que evoluiu durante o Ciclo Brasileiro e compreende dois domínios individualizados por suas características litotípicas e deformacionais: Macururé, ao norte e Vaza-Barris, ao sul (fig. 1).

O Domínio Macururé é formado por depósitos siliciclásticos turbidíticos reunidos no grupo homônimo. Na base, ocorre a Formação Santa Cruz, constituída por quartzitos com intercalações de xistos, em parte sillimaníticos. Para o topo, ocorrem granada micaxistos, metarritmitos, metagrauvas e níveis de quartzitos, recobertos por metarritmitos finos e clorita xistos. Ao sudeste do rifte, aflora toda a sucessão descrita acima, enquanto ao noroeste só ocorre a sequência intermediária representada por granada micaxistos. A deposição destes sedimentos aconteceu entre 900 Ma, idade do zircão detrítico mais jovem, presente em quartzito da Formação Santa Cruz (Oliveira *et al.*, 2006), e 625 Ma, idade de granito intrusivo na sequência metassedimentar.

O Domínio Vaza-Barris inclui rochas metassedimentares pelítico-carbonáticas de plataforma, que constituem os Grupos Miaba, Simão Dias e Vaza-Barris. Todos ocorrem ao leste do Rifte Tucano, enquanto ao oeste só ocorrem a Formação Frei Paulo do Grupo Simão Dias e o Grupo Vaza-Barris.

O Grupo Miaba foi subdividido em três formações da base para o topo: Itabaiana, Ribeirópolis e Jacoca. A Formação Itabaiana é constituída por metaconglomerados polimíticos e quartzitos com metapelitos subordinados, cujos protólitos foram retrabalhados por correntes, marés e tempestades. A Formação Ribeirópolis é composta por metagrauvas seixosas (metadiamicctitos), metaconglomerados, rochas metavulcânicas intermediárias a ácidas e filitos sílticos ou seixosos. A Formação Jacoca inclui metacalcários e metadolomitos com intercalações de metapelitos. Interpreta-se um ambiente marinho raso para estas rochas, com vulcanismo pré-orogênico associado. Análises em isótopos de C e O nas rochas carbonáticas da Formação Jacoca permitiram correlacioná-los a capas de rochas carbonáticas formadas durante a Glaciação Sturtiana Inferior, por volta de 740 Ma (Sial *et al.*, 2003).

O Grupo Simão Dias (na concepção de D'el Rey Silva, 1995 *apud* Silva *et al.*, 2001) é representado pelas formações Jacaré, composta por metassiltitos com lentes de metarenitos e metargilitos; e Frei Paulo, com filitos e metarenitos interestratificados, metacalcários e metarritmitos (siltito, filito, calcilito e marga), com lentes de rochas metamáficas/metaintermediárias associadas. Estas rochas depositaram-se em ambiente de plataforma lamosa, eventualmente intramaré. Lente de metacalcário da Formação Frei Paulo foi depositada em torno de 725-720 Ma (isótopos de C e O, Sial *et al.*, 2003). Entretanto, pelo menos parte da sedimentação ocorreu mais cedo, como sugerem os zircões detríticos em metagrauvas, cujas fontes têm idades entre 2.715 e 615 Ma (Oliveira *et al.*, 2006).

O Grupo Vaza-Barris subdivide-se nas formações Palestina e Olhos D'água. A Formação Palestina é constituída por metaconglomerados (metadiamicctitos) com seixos de granito, quartzito e rochas meta-carbonáticas, associados aos filitos seixosos e rochas metavulcânicas. A Formação Olhos D'Água é composta por metacalcários e metadolomitos laminados e metarritmitos (carbonato e filito piritoso), laminitos algais, metapelitos e metachertes. Os sedimentos siliciclásticos da base foram depositados em ambiente instável com vulcanismo associado, e passam em direção ao topo para um ambiente de plataforma

rasa com planícies de maré. Análises em isótopos de C e O nas rochas carbonáticas da Formação Olhos D'Água permitem correlacioná-los a capas de rochas carbonáticas formadas durante a Glaciação Sturtiana Superior, que ocorreu em torno de 720-700 Ma (Sial *et al.*, 2003).

Ao final do Ciclo Brasileiro, com a colisão oblíqua do Terreno Pernambuco-Alagoas com a Província São Francisco, as rochas da Faixa de Dobramentos Sergipana foram submetidas a cisalhamento progressivo tangencial, que as empurraram para sul, por sobre a Província São Francisco, com formação de zonas de cisalhamento compressionais. O Domínio Macururé teve a maior deformação, com metamorfismo que alcançou a fácies anfibolito, enquanto ao sul, no Domínio Vaza-Barris, a deformação foi menos intensa, com metamorfismo na fácies xisto-verde.

A sudeste da Bacia de Tucano, em meio às sequências metassedimentares da Faixa de Dobramentos Sergipana, afloram núcleos e domos arqueanos a paleoproterozoicos (Santos *et al.*, 2001) (fig. 1). Os domos de Itabaiana e Simão Dias, no Domínio Vaza-Barris, são compostos por ortognaisses migmatíticos graníticos a granodioríticos, miloníticos. No Domínio Macururé, ocorre o domo de Jirau do Ponciano, constituído por ortognaisses TTG agrupados no complexo homônimo e pela sequência metavulcanossedimentar do Complexo Nicolau/Campo Grande.

## granitogênese Brasileira

Ao longo da evolução da Orogenia Brasileira, várias suítes de granitoides intrudiram os terrenos da Subprovíncia Meridional da Província Borborema, agrupadas nas supersuítes pré a sin-orogênica, sin a tardiorogênica e tardi a pós-orogênica (Delgado *et al.*, 2003) (fig. 1).

A supersuíte pré a sin-orogênica é representada pela Suíte Garrote que ocorre ao leste da Bacia de Tucano e cuja origem e deformação está relacionada à evolução do Complexo Canindé. No Domínio Macururé, ao oeste da bacia, ocorrem corpos estratiformes constituídos por leucognaisses granodioríticos a duas micas, peraluminosos, agrupados na Suíte Cocorobó. Estes granitoides são pouco estudados, entretanto, devido a semelhanças composicionais, são correlacionados à Suíte Garrote.

A supersuíte sin a tardiorogênica afetou os três domínios que compõem a Subprovíncia Meridional. Nos terrenos Pernambuco-Alagoas e Canindé-Marancó,

seus corpos são geralmente alongados e, em parte, controlados por zonas de cisalhamento compressionais. A Suíte Sítios Novos e o Granitoide Curralinho ocorrem, principalmente, na região limítrofe entre os dois terrenos, marcando a sutura entre eles. O Granitoide Curralinho é constituído por quartzodioritos, monzodioritos e granitos com biotita, hornblenda e quartzo azul e textura *rapakivi*, datados em 684 Ma (U-Pb SHRIMP, Nascimento *et al.*, 2005). A Suíte Sítios Novos é composta por granodioritos e quartzo-monzonitos calcialcalinos de alto K, metaluminosos, com biotita e/ou hornblenda, em parte porfíricos, e com abundantes enclaves máficos, datados em 650 Ma (U-Pb TIMS-ID, Carvalho *et al.*, 2005). A Suíte Itaporanga está amplamente distribuída pelos dois terrenos, composta por granitos e granodioritos com biotita e hornblenda, calcialcalinos de médio a alto K, aos quais se associam dioritos com afinidade shoshonítica, com evidência de mistura entre os dois magmas (Ferreira *et al.*, 1998 *apud* Delgado *et al.*, 2003). É o conjunto mais jovem desta supersuíte, com corpos datados no intervalo entre 593 e 583 Ma (U-Pb, Brito Neves *et al.*, 2003). Intrudidos na Faixa de Dobramentos Sergipana ocorrem corpos arredondados, com bordas gnaissificadas, agrupados na Suíte Coronel João Sá. São granodioritos e quartzomonzonitos com biotita e hornblenda, calcialcalinos normais, metaluminosos, com idade de 625 Ma (U-Pb em zircão, Long *et al.*, 2003).

A supersuíte tardi a pós-orogênica abrange as suítes Serra do Catu e Xingó, formadas por corpos com dimensões de dezenas de quilômetros, que ocorrem, principalmente, na interface entre os terrenos Pernambuco-Alagoas e Canindé-Marancó. A Suíte Serra do Catu tem composição shoshonítica, com fonte mantélica, e é composta por quartzo-sienitos e sienitos a quartzo-monzonitos com hornblenda e/ou biotita e álcali-feldspato granitos, datados entre 624 e 613 Ma (U-Pb, Brito Neves *et al.*, 2003). A Suíte Xingó é peraluminosa, originada por fusão crustal, constituída por leucogranitos e granodioritos a duas micas, além de granada e turmalina, com fácies migmatíticas e megaxenólitos de rochas metamáficas e metacarbonáticas, que se formaram a cerca de 600 Ma (Rb-Sr, Santos *et al.*, 2001). Alguns corpos intrusivos que ocorrem no Domínio Macururé são quimicamente semelhantes aos granitoides Xingó e, por isso, foram incluídos nesta suíte. A supersuíte tardi a pós-orogênica foi afetada, apenas, por tectônica rúptil, evidenciada por zonas de transcorrência sinistral que cortam os diversos corpos.

## cobertura cratônica estância

A Cobertura Cratônica Estância é uma bacia de margem passiva neoproterozoica adjacente à Faixa de Dobramentos Sergipana (figs. 1 e 3), implantada em um regime extensional a flexural-terminal, que teve como embasamento as rochas arqueanas e paleoproterozoicas da borda nordeste da Província São Francisco (Delgado *et al.*, 2003). É o embasamento das sub-bacias de Tucano Sul e Central e ocorre em ambos os lados do rifte.

O Grupo Estância é constituído por sedimentos siliciclásticos e carbonáticos, depositados em uma plataforma mista, subdivididos em três formações. Na base, ocorre a Formação Juetê, composta por conglomerados polimíticos e arenitos com intercalações de grauvasca e pelitos, com estruturas que indicam retrabalhamento por ondas. A Formação Acauã, em posição estratigráfica intermediária, consiste de calcarenitos e calcilitos, com níveis de intraclastos e dolomitos com estruturas estromatolítica e oolítica, e passa no topo a pelitos em parte calcíferos, com intercalações de calcilitos e grauvacas. Estas rochas carbonáticas são correlacionadas com às da Formação Jacoca do Grupo Miaba, depositadas durante a Glaciação Sturtiana em 740 Ma (Sial *et al.*, 2003; Santos *et al.*, 2001).

A deposição ocorreu, inicialmente, em ambiente raso, litorâneo, sucedido por uma plataforma rasa, lamosa, o que indica que houve uma lenta subida do nível do mar, provavelmente num ciclo transgressivo (Santos *et al.*, 2001). Estes sedimentos foram muito pouco afetados pela deformação brasileira quando do choque da Província Borborema com a Província São Francisco.

## bacias cambro-ordovicianas

A Bacia Palmares foi caracterizada como uma bacia molássica de antepaís formada ao final ou logo após a Orogenia Brasileira (Brito Neves *et al.*, 1998 apud Delgado *et al.*, 2003) (figs. 1 e 3). Esta bacia estabeleceu-se sobre as rochas sedimentares da Cobertura Cratônica Estância, constituída na base por grauvacas (seixosas ou não) e arenitos feldspáticos, intercalados com conglomerados polimíticos portadores de clastos de gnaisses, quartzo, quartzitos, rochas carbonáticas, xistos e metabasitos. No topo, ocorrem arenitos líticos

com intercalações de pelitos. A deposição ocorreu em leques aluviais retrabalhados em planícies costeiras, formados em ambiente tectonicamente instável (Saes e Villas Boas, 1986 apud Delgado *et al.*, 2003).

A Bacia Juá formou-se em um sistema de antigos grábens, instalados sobre as rochas metassedimentares do Grupo Macururé (figs. 1 e 3). É composta por conglomerados, arenitos e grauvacas associados a fluxos de detritos e depósitos fluviais entrelaçados depositados, provavelmente, em ambiente de intrafossa ou bacia *piggy-back* (Menezes Filho *et al.*, 1988).

Suas idades são estimadas com base na cronologia estabelecida para a deformação brasileira, cujo último ciclo de deformação teve seu clímax a cerca de 590-520 Ma (Silva *et al.*, 2002 apud Delgado *et al.*, 2003).

## considerações finais

O estudo do embasamento de uma bacia sedimentar é de suma importância para uma melhor compreensão de sua geometria e evolução. Nas últimas décadas, o avanço observado no conhecimento geológico do substrato brasileiro, devido à intensificação da cartografia geológica aliada ao desenvolvimento de novos métodos e ferramentas de pesquisa, bem como à realização de levantamentos geofísicos e de sensoriamento remoto, resultou na acumulação de uma grande quantidade de dados, que permitiram a integração de estudos entre diversas bacias sedimentares e seus embasamentos.

No caso das bacias do Recôncavo, Tucano e Jatobá, os dados geológicos hoje disponíveis, referentes às composições litotípicas e químicas de rochas do embasamento, ao lado das datações por diversos métodos radiométricos, dão subsídio a estudos de proveniência e de quimioestratigrafia.

A inserção do Sistema Rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá no limite entre as províncias São Francisco e Borborema resultou em um embasamento diversificado, que evoluiu desde o Arqueano até o Ordoviciano, através da sucessiva acreção de blocos crustais amalgamados durante eventos orogênicos paleoproterozoicos a neoproterozoicos. Esta diversidade de rochas está refletida em áreas-fonte de composição litotípicas e características geoquímicas diversificadas para os sedimentos que preencheram aquelas bacias.

Áreas-fonte pertencentes à Província São Francisco são representadas, preferencialmente, por rochas

ortoderivadas com mais de 2.000 Ma, de composição intermediária a básica, metamorfizadas em alto grau, ricas em feldspatos e minerais ferro-magnesianos. Estas áreas podem ter fornecido sedimentos para a Bacia do Recôncavo e sub-bacias de Tucano Sul e Central, através de suas bordas flexurais ou falhadas.

Na Província Borborema, predominam rochas metassedimentares siliciclásticas (ricas em quartzo e minerais aluminosos) e carbonáticas, metamorfizadas em condições de baixo e médio grau e com idades entre 1.100 e 500 Ma. Esta província foi afetada por intensa granitogênese meso a neoproterozoica, que gerou rochas ácidas, ricas em quartzo e feldspatos, em parte originadas da fusão das rochas metassedimentares. Estes terrenos atuaram como áreas-fonte principalmente para a Sub-bacia de Tucano Norte e para a Bacia de Jatobá, mas não se pode descartar a hipótese de também terem suprido as bacias mais ao sul.

Essas características indicam, de maneira geral, reservatórios mais arcoseanos para a Bacia do Recôncavo e para a Sub-bacia de Tucano Sul e mais quartzo-areníticos para a Bacia de Jatobá e a Sub-bacia de Tucano Norte. Em adição, para as rochas geradoras e selantes, pode-se esperar lutitos mais ricos em ferro e magnésio para as bacias ao sul e enriquecidos em alumínio para as do norte. Tais características têm forte influência nos processos diagenéticos das rochas constituintes das bacias e, conseqüentemente, nas qualidades perporosas dos seus reservatórios.

Além dos estudos geológicos e geoquímicos, levantamentos geofísicos em escala regional, com o emprego de métodos potenciais (aeromagnéticos, aeroradiométricos e gravimétricos) podem, por sua vez, auxiliar no mapeamento de estruturas e na modelagem destas bacias. A inserção do Sistema Rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá teve forte influência do arcabouço estrutural de seu embasamento, decisivo no controle da abertura e geometria do rifte. A instalação da Bacia de Jatobá foi controlada pelas estruturas NW-SE a NE-SW do Terreno Pernambuco-Alagoas, enquanto a Sub-bacia de Tucano Norte instalou-se sobre o Terreno Canindé-Marancó e a Faixa Sergipana, estruturados NW-SE, no limite destes com a Província São Francisco, com estruturas NS, resultando em uma geometria com influência de ambos os arcabouços estruturais. A Sub-bacia de Tucano Sul e a Bacia do Recôncavo têm sua geometria controlada pelas estruturas do Cinturão Bahia Oriental, compostas por zonas de cisalhamento NS e NE-SW, respectivamente.

## agradecimentos

Registramos nossos agradecimentos aos colegas Paulo da Silva Milhomem e Carlson de Matos Maia Leite pela revisão do texto e pelas sugestões que enriqueceram este trabalho.

## referências bibliográficas

ALKMIN, F. F.; BRITO NEVES, B. B.; ALVES, J. A. C. Arcabouço tectônico do Cráton do São Francisco: uma revisão. In: Dominguez, J. M. I.; Misi, A. (Ed.). **O Cráton do São Francisco**. Salvador: Sociedade Brasileira de Geologia, 1993. p. 45-62.

ALMEIDA, F. F. M. O Cráton do São Francisco. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 7, n. 4, p. 349-364, dez. 1977.

ANGELIM, L. A. A.; KOSIN, M. D. (Org.). **Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil**: Aracaju. Folha SC.24-V. Estados da Bahia, Pernambuco e Piauí. Brasília: CPRM, 2001. 146 p. il. 2 mapas. Escala 1:500.000.

BARBOSA, J. S. F.; CORREA-GOMES, L. C.; DOMINGUEZ, J. M. L.; SOUZA CRUZ, S. A.; SOUZA, J. S. Petrografia e litogeoquímica das rochas da parte oeste do alto de Salvador, Bahia. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 35, n. 4, p. 9-22, dez. 2005. Suplemento.

BARBOSA, J. S. F.; SABATÉ, P. Geological features and the Paleoproterozoic collision of four Archaean crustal segments of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil: a synthesis. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 74, n. 2, p. 343-359, jun. 2002.

BIZZI, L. A.; SCHOBENHAUS, C.; GONÇALVES, J. H.; BAARS, F. J.; DELGADO, I. M.; ABRAM, M. B.; LEÃO NETO, R.; MATOS, G. M. M.; SANTOS, J. O. S. (Coord.). **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil**: Sistema de Informações Geográficas. Brasília: CPRM, 2002. Escala 1:2 500.000. 4 CD-ROM.

BRITO NEVES, B. B.; PASSARELLI, C. R.; BASEI, M. A. S.; SANTOS, E. J. Idades U-Pb em zircão de alguns

granitos clássicos da Província Borborema. **Geologia USP**, São Paulo, v. 3, n. 1, p. 25-38, ago. 2003. (Série Científica).

CARVALHO, M. J.; OLIVEIRA, E. P.; DANTAS, E.; MCNAUGHTON, N. Evolução tectônica do Domínio Marancó – Poço redondo: Registro das orogêneses cariris Velhos e Brasiliana na margem norte da Faixa Sergipana. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO, 3., 2005, Salvador. **Anais...** Salvador: Sociedade Brasileira de Geologia, 2005. p. 204-207.

CORDANI, U. G.; SATO, K.; NUTMAN, A. Single zircon SHRIMP determinations from Archean tonalitic rocks near Uauá, Bahia, Brazil. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 2., 1999, Córdoba, Argentina. **Proceedings...** Córdoba: Instituto de Geología y Recursos Minerales, 1999. p. 27-30.

CRUZ FILHO, B. E.; ROSA, M. L. S.; CONCEIÇÃO, H.; MACAMBIRA, M. J. B.; SCHELLER, T.; RIOS, D. C.; MARINHO, M. M. New Pb-Pb evaporation age on zircon of Nordeste Batholith, northeast of Bahia estate, Brazil. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 4., 2003, Salvador. **Short Papers...** Salvador: Sociedade Brasileira de Geologia, 2003. p. 532-534.

DAVISON, I.; SANTOS, R. A. Tectonic Evolution of the Sergipano Fold Belt, NE Brazil, during the Brasiliano Orogeny. **Precambrian Research**, Amsterdam, v. 45, n. 4, p. 319-342, Dec. 1989.

DELGADO, I. M.; SOUZA, J. D.; SILVEIRA FILHO, N. C.; SANTOS, R. A.; PEDREIRA, A. J.; GUIMARÃES, J. T.; ANGELIM, L. A. A.; VASCONCELOS, A. M.; GOMES, I. P.; LACERDA FILHO, J. V.; VALENTE, C. R.; PERROTA, M. M.; HEINECK, C. A.; Geotectônica do escudo Atlântico. In: BIZZI, L. A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R. M.; GONÇALVES, J. H. (Ed.). **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil**: texto, mapas e SIG. Brasília: CPRM, 2003. p. 227-334.

KOSIN, M. D., GUIMARÃES, J. T.; ABRAM, M. B. (Org.). **Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil**: Aracaju. Folha SC.24-Y. Estado da Bahia. Salvador: CBPM; Brasília: CPRM, 1999. 140 p. il. 2 mapas. Escala 1:500.000. Relatório interno.

KOSIN, M. D.; MELO, R. C.; SOUZA, J. D.; OLIVEIRA, E. P.; CARVALHO, M. J.; LEITE, C. M. M. Geologia

do Segmento Norte do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá e Guia de Excursão. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 33, n. 1, p. 15-26, mar. 2003. Suplemento.

KOSIN, M. D.; ANGELIM, L. A. A.; SOUZA, J. D.; GUIMARÃES, J. T.; TEIXEIRA, L. R.; MARTINS, A. A. M.; BENTO, R. V.; SANTOS, R. A.; VASCONCELOS, A. M.; NEVES, J. P.; WANDERLEY, A. A.; CARVALHO, L. M.; PEREIRA, L. H. M.; GOMES, I. P. Aracaju. Folha SC.24. In: SCHOBENHAUS, C.; GONÇALVES, J. H.; SANTOS, J. O. S.; ABRAM, M. B.; LEÃO NETO, R.; MATOS, G. M. M.; VIDOTTI, R. M.; RAMOS, M. A. B.; JESUS, J. D. A. (Ed.). **Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo**: Sistema de Informações Geográficas. Programa Geologia do Brasil. Brasília: CPRM, 2004. CD-ROM.

LEITE, C. M. M.; BARBOSA, J. S. F.; GONÇALVES, P.; NICOLLET, C. SABATÉ, P. Petrological evolution of silica-undersaturated sapphirine-bearing granulite in the Paleoproterozoic Salvador-Curaçá Belt, Bahia, Brazil. **Gondwana Research**, Amsterdam, v. 15, n. 1, p. 49-70, Feb. 2009.

LONG, L. E.; CASTELLANA, C. H.; SIAL, A. N. Cooling history of the Coronel João Sá pluton, Bahia, Brazil In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 4., 2003, Salvador. **Short Papers...** Salvador: Sociedade Brasileira de Geologia, 2003. p. 92-94.

MAGNAVITA, L. P. **Geometry and kinematics of the Recôncavo-Tucano-Jatobá Rift, NE Brazil**. 1992. 493 p. Tese (Doutorado) – University of Oxford, Oxford, 1992.

MEDEIROS, V. C. (Org.). **Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil**: Aracaju. Folha SC.24-X. Estados da Bahia, Pernambuco e Piauí. Brasília: CPRM, 2000. 146 p. il. 2 mapas. Escala 1:500.000.

MENEZES FILHO, N. R.; SANTOS, R. A.; SOUZA, J. D. (Org.). **Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil**: Jeremoabo. Folha SC.24-Z-A-II. Estado da Bahia. Brasília: DNPM, 1988. 113 p. il. 2 mapas. Escala 1:100.000. Inclui texto explicativo.

MENEZES FILHO, N. R.; SANTOS, R. A.; DALTON DE SOUZA, J. (ORG.). **Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil**: Santa Brígida. Folha SC.24-X-C-V. Estados da Bahia e Sergipe. Brasília:

DNPM, 1988. 144 p. il. 2 mapas. Escala 1:100.000. Inclui texto explicativo.

NASCIMENTO, R. S.; OLIVEIRA, E. P.; CARVALHO, M. J.; MCNAUGHTON, N. Evolução Tectônica do Domínio Canindé, Faixa Sergipana, NE do Brasil. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO, 3., 2005, Salvador. **Anais...** Salvador: Sociedade Brasileira de Geologia, 2005. p. 239-242.

OLIVEIRA, E. P.; LAFON, J-M.; SOUZA, Z. S. A Paleoproterozoic age for the Rio Capim volcano-plutonic sequence, Bahia, Brasil: whole-rock Pb-Pb, Pb-evaporation, U-Pb and Nd isotope constraints. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40., 1998, Belo Horizonte. **Anais...** Belo Horizonte: Sociedade Brasileira de Geologia, 1998. p. 14.

OLIVEIRA, E. P.; LAFON, J-M.; SOUZA, Z. S. Archean-Proterozoic transition in the Uauá Block, NE São Francisco Craton, Brazil: UPb, Pb-Pb and Nd isotope constraints. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 7., 1999, Lençóis, Salvador. **Anais...** Salvador: Sociedade Brasileira de Geologia, 1999. v. 1. p. 38-40.

OLIVEIRA, E. P.; MELLO, E. F.; MCNAUGHTON, N.; CHOUDHURI, A. SHRIMP U-Pb age of the basement to the Rio Itapicuru Greenstone Belt, NE São Francisco Craton. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 41., 2002, João Pessoa. **Anais...** Recife: Sociedade Brasileira de Geologia, 2002. p. 522.

OLIVEIRA, E. P.; TOTEU, S. F.; ARAÚJO, M. N. C.; CARVALHO, M. J.; NASCIMENTO, R. S.; BUENO, J. F.; MCNAUGHTON, N.; BASILICI, G. Geologic correlation between the Neoproterozoic Sergipano belt (NE Brazil) and the Yaoundé belt (Cameroon, África). **Journal of African Earth Sciences**, Amsterdam, v. 44, n. 4-5, p. 470-478, Apr. 2006.

OLIVEIRA, R. G. **Arcabouço geofísico, isostasia e causas do magmatismo cenozoico da Província Borobrema e de sua margem continental (nordeste do Brasil)**. 2008. 411 p. Tese (Doutorado) – Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 2008.

PAIXÃO, M. A. P.; OLIVEIRA, E. P. O complexo Lagoa da Vaca: um corpo anortosítico acamadado Arqueano do limite oeste do bloco Uauá, Bahia. **Revista**

**Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 28, n. 2, p. 201-208, jun. 1998.

RIOS, D. C.; CONCEIÇÃO, H.; DAVIS, D. W.; ROSA, M. L. S.; MACAMBIRA, M. J. B.; DICKIN, A. P. A new proposal for the subdivision of granitic rocks at Serrinha Nucleus, Bahia, Brazil, based on U-Pb and Pb-Pb geochronological and lithogeochemical data. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 4., 2003, Salvador. **Short Papers...** Salvador: Sociedade Brasileira de Geologia, 2003. p. 264-267.

SANTOS, R. A.; SOUZA, J. D. (Org.). **Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil: Piranhas**. Folha SC.24-Z-C-IV. Estados de Sergipe, Alagoas e Bahia. Brasília: DNPM, 1988. 123 p. il. Mapas. Escala 1:100.000.

SANTOS, R. A.; MARTINS, A. A. M.; NEVES, J. P.; LEAL, R. A. (Org.). **Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil: geologia e recursos minerais do Estado de Sergipe**. Brasília: CPRM, 2001. 156 p. il. Mapas. Escala 1:250.000.

SIAL, A. N.; FERREIRA, V. P.; MOURA, C. V. A.; SANTOS, V. H. C-, O- and Sr-Isotope Stratigraphy of the sturtian Jacoca and Olho D'água Formations, State of Sergipe, Northeastern Brazil. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 4., 2003, Salvador. **Short Papers...** Salvador: Sociedade Brasileira de Geologia, 2003. p. 394-397.

SILVA, L. C. **Geocronologia aplicada ao mapeamento regional, com ênfase na técnica U-Pb SHRIMP e ilustrada com estudos de casos brasileiros**. Brasília: CPRM, 2006. 134 p. (Publicações Especiais do Serviço Geológico do Brasil, 1).

SILVA, L. C.; DELGADO, I. M.; SOUZA, J. D.; RODRIGUES, J. B. Da cratonização riaciana à meta-cratonização ediacariana nos paleocontinentes São Francisco-Congo. Parte II: Bahia. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO, 3., 2005, Salvador. **Short Papers...** Salvador: Sociedade Brasileira de Geologia, 2005. p. 255-258.

SILVA, M. G. Evidências isotópicas e geocronológicas de um fenômeno de crescimento crustal transamazônico no Cráton do São Francisco, Estado da Bahia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., 1992, São Paulo. **Resumos Expandidos...** São

Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1992. v. 2. p. 181-182.

SOUZA, J. D.; MELO, R. C.; KOSIN, M.D.; JESUS, J. D. A.; RAMOS, M. A. B. **Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia**: Sistema de Informações Geográficas e Mapas. Salvador: CBPM; Brasília: CPRM, 2003. Escalas 1:1.000.000; 1:2.000.000. CD-ROM.

TEIXEIRA, J. B. G.; MISI, A.; SILVA, M. G. Supercontinent evolution and the Proterozoic metallogeny of South America. **Gondwana Research**, Amsterdam, v. 11, n. 3, p. 346–361, Apr. 2007.

TEIXEIRA, L. R. **O Complexo Caraíba e a Suíte São José do Jacuípe no Cinturão Salvador – Curaçá (Bahia, Brasil)**: petrologia, geoquímica e potencial metalogenético. 1997. 202 p. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 1997.

## expanded abstract

The Recôncavo, Tucano and Jatobá basins and their basements are represented in the Aracaju and Salvador charts of the Geological Map of Brazil, 1:1.000.000 scale (Kosin et al., 2004; Dalton de Souza et al., 2004). These charts were drawn from the review and integration of geologic maps of several different scales, with added geochemical, geophysical and, mainly, geochronological data. This methodology has led to a remarkable improvement of geological knowledge, resulting in new tectonic and stratigraphic interpretation.

The basement of the Recôncavo-Tucano-Jatobá Rift System is represented by geological terranes: the São Francisco and Borborema provinces. Rift evolution and basin architectures were, therefore, controlled by the spatial arrangement of both provinces (figs. 1 and 2).

The eastern Bahia Belt, located on the northeastern São Francisco Province, represents the basement of the Recôncavo Basin and Southern and Central Tucano sub-basins (Figs. 1 and 3). This belt is divided into two branches, where the NE-SW shear zones of the Coastal Branch controlled the Recôncavo rifting, while the N-S shear zones of the Intracontinental Branch controlled the Tucano rifting (fig. 5).

The Intracontinental Branch is made up of Archean blocks and microplates (Serrinha, Itabuna-Curaçá and Jequié), which were amalgamated during the Paleoproterozoic (Rhyacian) orogeny (figs. 3 and 4). The Coastal Branch is probably a magmatic arc, built up when the Salvador-Ilhéus Block, probably part of the Western Congo Craton, collided with the Itabuna-Curaçá and Serrinha blocks.

The basement of the Southern and Central Tucano sub-basins is the Serrinha Block, a Mesoarchean-Paleoproterozoic granite-greenstone terrane, where the migmatitic orthogneisses of the Uauá and Santa Luz complexes represent the basement for the Paleoproterozoic Rio Itapicuru and Rio Capim greenstone belts (fig. 1). The migmatitic TTG orthogneisses have U-Pb ages between 3.160 and 2.930 Ma (Paixão and Oliveira, 1998; Oliveira et al., 1999). They are amphibolite, in part granulite, metamorphic grade and have meta-igneous and metasedimentary rocks. The Rio Itapicuru and Rio Capim greenstone belts are back-arc basins whose evolution and deformation occurred during the Paleoproterozoic, between 2.200 and 1.900 Ma (Silva 1992; Oliveira et al., 1998). They are composed of ocean floor tholeiitic basalts at the base, succeeded by intermediated and acid volcanics and, at the top, to siliciclastic metasedimentary rocks of turbiditic affinity. Several N-S elongated granitic bodies are associated with the Rio Itapicuru greenstone belt. Chemically, they are calc-alkaline rocks from magmatic arcs, with U-Pb and Pb-Pb ages between 2.163 and 2.080 Ma (Cruz Filho et al., 2003; Rios et al., 2003).

The basement of the Recôncavo Basin is made up of migmatitic and granulitic orthogneisses related to the Coastal Branch (figs. 1 and 3). They are strongly foliated, with intercalations of supracrustal and meta-igneous rocks. Their ages range between 2.230 e 2.169 Ma (U-Pb SHRIMP, Silva, 2006).

The rift edges are coincident with those of the Coastal Branch (fig. 3). The flexural margin (western border) of the rift rests on the northern part of the Itabuna-Curaçá Block that is composed of granulitic orthogneisses from the Caraiba Complex; ocean floor meta-igneous and metasedimentary rocks from the São José do Jacuípe Suite and metasedimentary pile from the Tanque Novo-Ipirá Complex. The rift border fault (eastern border) rests on granulitic orthogneisses from the Salvador-Ilhéus Block. These orthogneisses were established as 2.561 Ma old, while those of the Itabuna-Curaçá Block began to evolve earlier, between 2.732 e 2.714 Ma (U-Pb SHRIMP, Silva, 2006).

There are few rocks of Paleoproterozoic age in the northern part of the Intracontinental Branch. Beyond the greenstone belts evolved in the Serrinha Block, there are some granitic bodies intruded along the boundaries of the Itabuna-Curaçá and Serrinha blocks (figs. 1 and 3). The Riacho da Onça Granite is a syntectonic body made up of crustal-derived subalkaline orthogneisses, dated at 2.126 Ma (U-Pb SHRIMP, Silva et al., 1997). A large amount of syenite rocks (Itiúba Batholith and São Felix and Santanópolis bodies) are syn to late-orogenic intrusions, with ages between 2.100 and 2.080 Ma (zircon U-Pb, Conceição et al., 1999 apud Delgado et al., 2003; U-Pb SHRIMP, Oliveira et al., 2002 apud Kosin et al., 2003). Late to post-orogenic bodies intruded the Itabuna-Curaçá and Serrinha blocks between 2.080 and 2.070 Ma (zircon U-Pb; Rios et al., 2003).

Although the northern Tucano Sub-basin has a general N-S trend, its internal architecture is distinct from the basins in the south, because it has evolved close to the boundary of the São Francisco province and Meridional Subprovince (Borborema Province) (fig. 3).

This subprovince has a NW-SE to NE-SW structural framework (fig. 5) evolved in a compressive event that thrust the terranes from north-northeast to south-southwest, over the São Francisco province, during the Brasileiro Orogeny. It is divided into the Pernambuco-Alagoas and Canindé-Maracó terranes and the Sergipano Fold Belt that constitute the basement of the Jatobá Basin and Northern and Central Tucano sub-basins.

The Pernambuco-Alagoas Terrane is represented by the Belém do São Francisco and the Cabrobó complexes. The first is made up of migmatitic orthogneisses with amphibolitic enclaves and remains of metasedimentary rocks, which were formed during the Cariris Velhos Cycle, about 1.070-1.080 Ma (Lima et al., 1985 apud

Medeiros, 2000). The latter is composed of metavolcano-sedimentary sequences, locally migmatitic. Both complexes were intruded by Mesoproterozoic Cariris Velhos synorogenic granites of the Chorrochó Suite (fig. 1).

The Canindé-Marancó Terrane is comprised of two metavolcano-sedimentary sequences (Canindé and Marancó complexes) separated by the Poço Redondo Migmatitic Complex. The latter is made up of migmatitic orthogneisses with amphibolitic enclaves and remains of supracrustal rocks that evolved as a continental magmatic arc between 961 e 980 Ma (U-Pb SHRIMP, Carvalho et al., 2005). The Marancó Complex is composed of siliciclastic and carbonatic metasedimentary rocks associated with intermediate to mafic metavolcanics, evolved as a forearc basin or accretion prism in a subduction environment, during the Cariris Velhos Orogeny. The Canindé Complex is made up of a metavolcano-sedimentary pile evolved in an intracontinental rift, with maximum sedimentation age of 679 Ma (detrital zircon age, U-Pb SHRIMP, Nascimento et al., 2005).

The Sergipano Fold Belt evolved as a passive margin basin, deposited and deformed during the Brazilian Cycle. It is represented by the Macururé and Vaza-Barris domains (fig. 1). The first is composed of pelitic and psamitic metasedimentary rocks of turbiditic affinity, whose deposition would have occurred between 900 Ma and 625 Ma (Oliveira et al., 2006), according to detrital zircon ages of a basal quartzite and an intrusive granite, respectively. The Vaza-Barris Domain comprises the Miaba, Simão Dias and Vaza-Barris groups that evolved on a shallow platform and are made up of siliciclastic and carbonatic metasedimentary rocks, partially associated with metavolcanics (Vaza-Barris Group). The C and O isotope analyses suggest that the carbonates of these groups are correlated to cap carbonates from Sturtian glaciations that happened between 740 and 700 Ma (Sial et al., 2003).

During the Brasiliano Orogeny, several granite suites intruded the Meridional Subprovince rocks. They were grouped in early to synorogenic, syn to lateorogenic and late to postorogenic supersuites (Delgado et al., 2003). The early to synorogenic supersuite is made up of peraluminous granites (Garrote Suite), whose intrusion and deformation are related to the Canindé Complex.

The syn to lateorogenic supersuite comprises four suites. In the Pernambuco-Alagoas and Canindé-Marancó terranes, the rocks were intruded by the granites and diorites with rapakivi texture (Currálinho Granites), with 684 Ma age (U-Pb SHRIMP, Nascimento et al., 2005); the metaluminous, high K calc-alkaline granites (Sítios Novos Suite) aged 650 Ma (U-Pb TIMS-ID, Carvalho et al., 2005)

and the medium to high K calc-alkaline granites (Itaporanga Suite) aged 593 and 583 Ma (U-Pb, Brito Neves et al., 2003). The metaluminous calc-alkaline granodiorites of the Coronel João Sá Suite, with age of 625 Ma (zircon U-Pb, Long et al., 2003), intruded the Sergipano Fold Belt.

The late to post-orogenic supersuite comprises the Serra do Catu and Xingó suites that form large bodies within the Pernambuco-Alagoas Terrane, close to the Canindé-Marancó boundary. The Serra do Catu Suite is made up of shoshonitic syenites with ages between 624 and 613 Ma (U-Pb, Brito Neves et al., 2003). The Xingó Suite is composed of crustal-derived peraluminous leucogranites, dated at about 600 Ma (Rb-Sr, Santos et al., 2001). This suite also intruded the Sergipano Fold Belt.

To the northeast of the Recôncavo Basin and to the east of the Southern and Central Tucano sub-basins, basement outcrops form the Estancia Cratonic Cover, represented by slightly metamorphosed siliciclastic and carbonatic metasedimentary rocks which were deposited in an extensional to thermal-flexural basin during the Brazilian Cycle. The youngest basement rocks of the Recôncavo-Tucano-Jatobá rift represent the filling of two Cambrian-Ordovician molassic basins, named Palmares (foreland basin) and Juá (foredeep or piggyback basin), that lies over the Estancia Cratonic Cover and Sergipano fold belt, respectively.

Studies concerning the basement of the Recôncavo, Tucano and Jatobá basins have brought a great amount of data in the last decades. Lithologic and geochemical compositions are used in studies of provenience and chemical stratigraphy of rocks sequences. Also, aeromagnetic, aeroradiometric and gravimetric geophysical data are helpful for structural studies and basin modeling.

The São Francisco Province is mainly made up of intermediary to basic ortho-derived rocks older than 2.000 Ma, feldspar and iron-magnesium rich minerals and with high metamorphism grade. These rocks might be the sediment source area of the Recôncavo Basin and Southern and Central Tucano Sub-basins. On the other hand, the Borborema Province is composed of siliciclastic and carbonatic rocks, aged between 1.100 and 500 Ma, with low to medium metamorphic grade that was intruded by granitic rocks. They are the sediment source areas to the Northern Tucano Sub-basin and Jatobá Basin and, perhaps, also to the basins to south.

These different source areas lead to arcosean reservoir rocks in the Recôncavo Basin and Southern and Central Tucano Sub-basins and quartz rich sandstones in the Jatobá Basin and Northern Tucano Sub-basin. Also, the pelitic rocks (source and seal rocks) are iron and magnesium rich in southern basins and aluminum rich to the north. These characteristics have a strong influence on the diagenetic processes and results on reservoir rocks with distinct permo-porous conditions.