

# MAPA TECTÔNICO-GEOCRONOLÓGICO DO ESTADO DA BAHIA

## *IMPLICAÇÕES METALOGENÉTICAS*

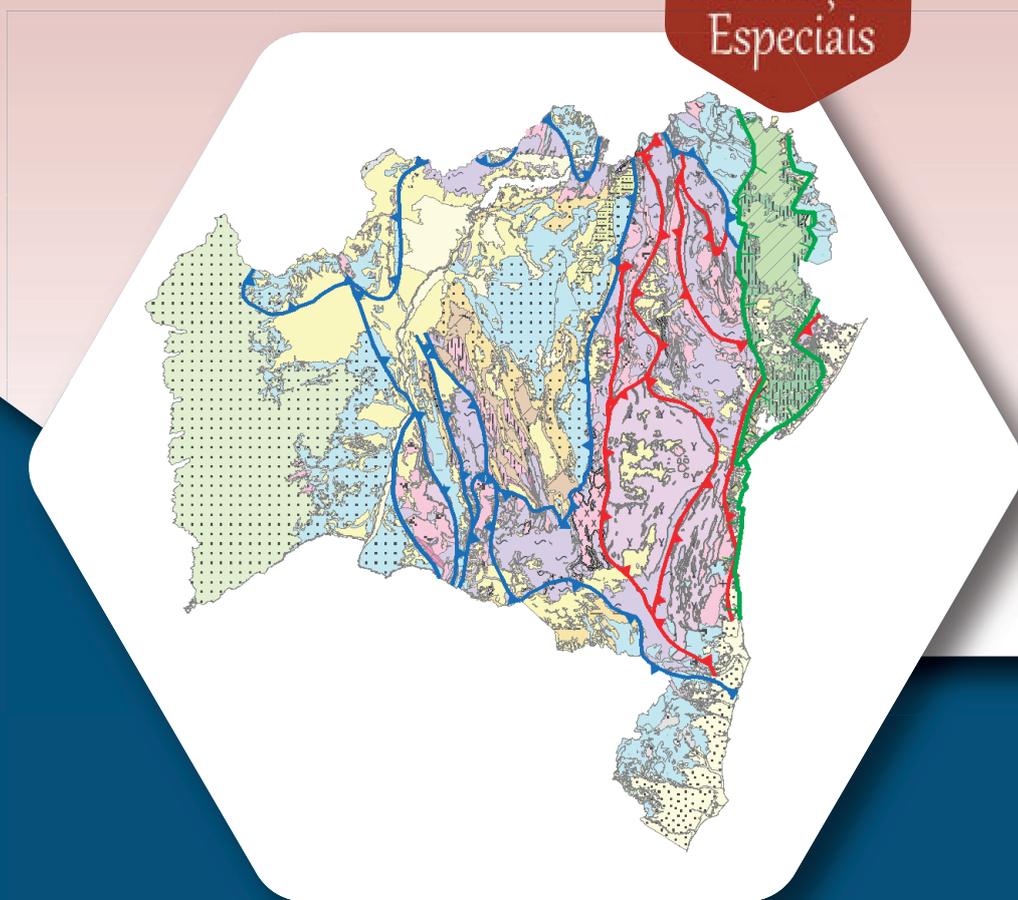
Escala 1:1.000.000

NOTA EXPLICATIVA

Salvador, 2021

24

Série  
Publicações  
Especiais



SERVIÇO GEOLÓGICO  
DO BRASIL - CPRM



## MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA

### Ministro de Estado

Bento Costa Lima de Albuquerque Junior

### Secretário de Geologia, Mineração e Transformação Mineral

Alexandre Vidigal de Oliveira

## SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL – CPRM

### DIRETORIA EXECUTIVA

#### Diretor Presidente

Esteves Pedro Colnago

#### Diretor de Geologia e Recursos Minerais

Márcio José Remédio

#### Diretor de Hidrologia e Gestão Territorial

Alice Silva de Castilho

#### Diretor de Infraestrutura Geocientífica

Paulo Afonso Romano

#### Diretor de Administração e Finanças

Cassiano de Souza Alves

### COORDENAÇÃO TÉCNICA

#### Chefe do Departamento de Geologia

Lúcia Travassos da Rosa Costa

#### Chefe da Divisão de Geologia Básica

Vladimir Cruz de Medeiros

#### Chefe da Divisão de Sensoriamento Remoto e Geofísica

Luiz Gustavo Rodrigues Pinto

#### Chefe do Departamento de Recursos Minerais

Marcelo Esteves Almeida

#### Chefe da Divisão de Projetos Especiais e

Minerais Estratégicos

Ioná de Abreu Cunha

#### Chefe da Divisão de Geologia Econômica

Felipe Mattos Tavares

#### Chefe da Divisão de Geoquímica

Silvana de Carvalho Melo

#### Chefe do Departamento de Gestão Territorial

Maria Adelaide Mansini Maia

#### Chefe do Departamento de Informações Institucionais

Edgar Shinzato

#### Chefe da Divisão de Geoprocessamento

Hiran Silva Dias

#### Chefe da Divisão de Cartografia

Fábio Silva da Costa

#### Chefe da Divisão de Documentação Técnica

Roberta Pereira da Silva de Paula

#### Chefe do Departamento de

Relações Institucionais e Divulgação

Patrícia Düringer Jacques

#### Chefe da Divisão de Marketing e Divulgação

Washington José Ferreira Santos

#### Chefe do Departamento de Apoio Técnico

Maria José Cabral Cezar

#### Chefe da Divisão de Editoração Geral

Valter Alvarenga Barradas

## SUPERINTENDÊNCIA REGIONAL DE SALVADOR

### Superintendente Regional

Erison Soares Lima

### Gerência de Geologia e Recursos Minerais

Valter Rodrigues Santos Sobrinho

## GOVERNO DO ESTADO DA BAHIA

### Governador

Rui Costa dos Santos

### Secretário de Desenvolvimento Econômico

João Felipe de Souza Leão

## COMPANHIA BAIANA DE PESQUISA MINERAL – CBPM

### CONSELHO DE ADMINISTRAÇÃO

#### Membros Titulares

João Felipe De Souza Leão - Presidente (SDE)

Antonio Carlos Marcial Tramm (CBPM)

Fabya Dos Reis Santos (SEPROMI)

Julieta Maria Cardoso Palmeira (SPM)

Arany Santana Neves Santos (SECULT)

### DIRETORIA EXECUTIVA

#### Diretor Presidente

Antonio Carlos Marcial Tramm

#### Diretor Técnico

Rafael Avena Neto

#### Diretor Administrativo Financeiro

Carlos Luciano de Brito Santana

### COORDENAÇÃO TÉCNICA

#### Gerente de Geologia Básica e Aplicada

Ricardo Ramos Spreafico

#### Gerente de Prospecção e Oportunidades Minerais

Luís Fernando Cavalcante de Souza

#### Gerente de Empreendimentos Minerais e

Gestão Ambiental

Albert Hartmann

#### Gerente de Informação e Divulgação

Laelson Dourado Ribeiro

#### Setor de Geoprocessamento

Eliane Barbosa Almeida de Souza

#### Setor de Análise, Petrográfica, Geoquímica e Geofísica

Tereza Cristina Brito Ramos

#### Responsável Técnico do Projeto

Johildo S. F. Barbosa (CBPM/UFBA)

MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA  
SECRETARIA DE GEOLOGIA, MINERAÇÃO  
E TRANSFORMAÇÃO MINERAL

SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL – CPRM

DIRETORIA DE GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS

PROGRAMA GEOLOGIA, MINERAÇÃO E  
TRANSFORMAÇÃO MINERAL DO BRASIL

LEVANTAMENTOS GEOLÓGICOS E  
INTEGRAÇÃO GEOLÓGICA REGIONAL

GOVERNO DO ESTADO DA BAHIA  
SECRETARIA DE  
DESENVOLVIMENTO ECONÔMICO – SDE

COMPANHIA BAIANA DE  
PESQUISA MINERAL – CBPM



---

# MAPA TECTÔNICO - GEOCRONOLÓGICO DO ESTADO DA BAHIA IMPLICAÇÕES METALOGENÉTICAS

Escala 1:1.000.000

Estado da Bahia

## AUTORES

Johildo S. F. Barbosa (UFBA/CBPM)

Rejane L. Luciano (CBPM)

Basílio Elesbão da Cruz Filho (CPRM)

Jocilene dos S. Santana (CPRM)

Antônio Marcos V. de Moraes (CBPM)

Juracy de Freitas Mascarenhas (*In Memoriam*)

## NOTA EXPLICATIVA

Acordo de Cooperação Nº 011/CPRM/17



---

Salvador  
2021

## REALIZAÇÃO

Companhia Baiana de Pesquisa Mineral – CBPM  
Serviço Geológico do Brasil – CPRM  
Superintendência Regional de Salvador

## TEXTO EXPLICATIVO

### 1. Introdução

Johildo S. F. Barbosa  
Basílio E. da Cruz Filho  
Rejane L. Luciano  
Jocilene dos S. Santana

### 2. Desenvolvimento do Trabalho

Johildo S. F. Barbosa  
Rejane L. Luciano  
Basílio E. da Cruz Filho  
Jocilene dos S. Santana

### 3. Principais Elementos Tectônicos da Bahia

Johildo S. F. Barbosa  
Rejane L. Luciano  
Basílio E. da Cruz Filho  
Jocilene dos S. Santana

### 4. Comentários Gerais sobre o Mapa e sua Legenda

Johildo S. F. Barbosa  
Rejane L. Luciano  
Basílio E. da Cruz Filho  
Jocilene dos S. Santana

### 5. Evolução Tectônica e Metalogenética da Bahia

Johildo S. F. Barbosa  
Rejane L. Luciano  
Basílio E. da Cruz Filho  
Jocilene dos S. Santana  
Antônio Marcos V. de Moraes

### 6. Síntese e Conclusões

Johildo S. F. Barbosa  
Basílio E. da Cruz Filho  
Jocilene dos S. Santana  
Rejane L. Luciano  
Antônio Marcos V. de Moraes

## Referências

Johildo S. F. Barbosa,  
Rejane L. Luciano  
Jocilene dos S. Santana

## CARTOGRAFIA GEOLÓGICA (<http://geosgb.cprm.gov.br>)

### APOIO

#### Consultores

Alexandre Uhlein (UFMG)  
Fernando Flecha Alkmim (UFOP)  
Umberto Giuseppe Cordani (USP)

#### Colaboração Técnica

Angela B. de Menezes Leal (UFBA)  
Carla Maria Mendes Lacerda (IFMG)  
Carlson de Matos Maia Leite (PETROBRAS/UFBA)  
Carolina Reis (SGB/CPRM)  
Edgar Romeo H. de F. Iza (SGB/CPRM)  
Edson Emanuel S. Sampaio (UFBA)  
Elton Luiz Dantas (UnB)  
Eron Pires Macedo (CPRM)  
Ives Antônio de A. Garrido (CBPM)  
José Torres Guimarães  
Luiz César Corrêa Gomes (UFBA)  
Mário Dias Monteiro (CBPM)  
Moacyr Moura Marinho (UFBA)  
Natali da Silva Barbosa (UFBA)  
Rafael Gordilho Barbosa (UFRGS)  
Raymundo Wilson S. Silva (CBPM)  
Renato Carlos V. Santiago (UFBA)  
Ricardo Ramos Spreafico (CBPM)  
Rita C. L. M. de Oliveira (SGB/CPRM)  
Simone Cerqueira P. Cruz (UFBA)  
Valter R. Santos Sobrinho (SGB/CPRM)

## PROJETO GRÁFICO/EDITORAÇÃO

### Capa (DIMARK)

Washington José Ferreira Santos

### Miolo (ERJ)

Andréia Amado Continentino  
Agmar Alves Lopes

### Diagramação (GERINF-SA)

Andrea Machado de Souza

### NORMALIZAÇÃO BIBLIOGRÁFICA

Isabel Ângela dos Santos Matos

### REVISÃO DO TEXTO PARA PUBLICAÇÃO

Basílio Elesbão da Cruz Filho

### REVISÃO FINAL

Vladimir Cruz de Medeiros

## Serviço Geológico do Brasil – CPRM

[www.cprm.gov.br](http://www.cprm.gov.br)  
[seus@cprm.gov.br](mailto:seus@cprm.gov.br)

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação (CIP)  
Serviço Geológico do Brasil – CPRM / DIDOTE – Processamento Técnico

N988 Nota Explicativa do Mapa Tectônico-Geocronológico do Estado da Bahia: implicações metalogenéticas/ Organizado por Johildo Salomão Barbosa *et al.* [...] – Salvador : CPRM; CBPM, 2021. 1 Recurso eletrônico: PDF. – (Série publicações especiais, 24).  
Programa Geologia, Mineração e Transformação Mineral.  
Acordo de Cooperação e Apoio Técnico-Científico entre o Serviço Geológico do Brasil – CPRM e a Companhia Baiana de Pesquisa Mineral – CBPM.  
ISBN 978-65-5664-091-4  
1. Tectônica – Bahia. 2. Geocronologia – Bahia. 3. Mapas – Bahia.  
I. Barbosa, Johildo Salomão (org.). II. Luciano, Rejane L. III. Cruz Filho, Basílio E. da. IV. Santana, Jocilene dos S. V. Moraes, Antônio Marcos V. de. VI. Mascarenhas, Juracy de Freitas [*in memoriam*]. VII. Companhia Baiana de Pesquisa Mineral – CBPM. VIII. Serviço Geológico do Brasil – CPRM. IX. Título.

CDD 551.8098142  
CDD 551.24 (814.2)

Direitos desta edição:  
Serviço Geológico do Brasil – CPRM  
Companhia Baiana de Pesquisa Mineral – CBPM  
Permitida a reprodução desta publicação desde que mencionada a fonte.

# APRESENTAÇÃO

---

O **Serviço Geológico do Brasil – CPRM**, empresa pública vinculada ao **Ministério de Minas e Energia**, têm como missão gerar e disseminar o conhecimento geocientífico com excelência, e no que diz respeito à área de geologia e recursos minerais, realiza sua missão sobretudo através do desenvolvimento de projetos em linhas de atuação variadas, que incluem o mapeamento geológico sistemático, os levantamentos geofísicos e geoquímicos, e o estudo dos recursos minerais e avaliação de potencial de diversas regiões do país.

Desta forma, o SGB – CPRM produz e gerencia acervos expressivos de dados e informações geológicas em todo território nacional, o que possibilita a realização de projetos de integração regional, que disponibilizam o estado da arte do conhecimento geológico nas áreas enfocadas.

Os produtos obtidos através dos projetos de integração geológica regional, que incluem mapas, relatórios e conjuntos de bases de dados, constituem ferramentas importantes para a elaboração de estratégias e ações desenvolvidas pelos setores público e privado, além de serem fundamentais para as áreas de pesquisa e ensino em Geociências.

Diante destas premissas, o Serviço Geológico do Brasil – CPRM e a Companhia Baiana de Pesquisa Mineral – CBPM têm a grata satisfação de disponibilizar à comunidade técnico-científica, gestores públicos, empresários do setor mineral e à sociedade em geral os resultados alcançados pelo **Projeto Mapa Tectônico - Geocronológico do Estado da Bahia – Implicações Metalogenéticas**, vinculado ao **Programa Geologia, Mineração e Transformação Mineral**, e à ação **Levantamentos Geológicos e Integração Geológica Regional**, sob coordenação do **Departamento de Geologia – DEGEO**, da **Diretoria de Geologia e Recursos Minerais – DGM**.

Este projeto foi executado pela **Superintendência Regional de Salvador** do SGB – CPRM e pela **Companhia Baiana de Pesquisa Mineral – CBPM** através do Acordo de Cooperação Técnica Nº 011/CPRM/17. O objetivo principal deste projeto foi ampliar o entendimento sobre o ambiente tectônico em que as mineralizações se formaram e, consequentemente, fomentar novos investimentos em pesquisa mineral.

O Mapa Tectônico - Geocronológico do Estado da Bahia – Implicações Metalogenéticas elaborado na escala 1:1.000.000, abrange a porção norte do Cráton do São Francisco, suas faixas marginais brasileiras, além de riftes interiores e bacias de margem continental fanerozoicas. Nele são apresentados os principais domínios e ambientes tectônicos, as feições estruturais expressivas, assim como os recursos minerais mais relevantes para a caracterização metalogenética de um determinado ambiente tectônico.

Os dados levantados e consistidos neste projeto são sintetizados nesta Nota Explicativa, e integrados em um mapa temático na escala 1:1.000.000 e em ambiente de Sistema de Informação Geográfica – SIG, disponíveis para download no banco de dados corporativo do Serviço Geológico do Brasil – CPRM, o GeoSGB (<http://geosgb.cprm.gov.br>) e no RIGEO – Repositório Institucional de Geociências (<http://rigeo.cprm.gov.br/>).

Com mais este lançamento, o Serviço Geológico do Brasil – CPRM dá continuidade à política governamental de atualizar o conhecimento geológico do país, através dos levantamentos geológicos básicos, geoquímicos e geofísicos, e da avaliação integrada das informações, fundamental para o desenvolvimento regional e importante subsídio à formulação de políticas públicas e de apoio à tomada de decisão de investimentos.

**Esteves Pedro Colnago**

Diretor-Presidente

**Márcio José Remédio**

Diretor de Geologia e Recursos Minerais

# APRESENTAÇÃO

---

**A Companhia Baiana de Pesquisa Mineral (CBPM)** é uma empresa pública vinculada à **Secretaria de Desenvolvimento Econômico do Estado da Bahia**, centrada na ampliação e aprimoramento do conhecimento geológico do território baiano, na identificação e pesquisa de seus recursos minerais e no fomento ao seu aproveitamento, atraindo, para este fim, a iniciativa privada.

Fundada em 18 de dezembro de 1972, a CBPM é reconhecidamente uma das mais dinâmicas empresas no cenário da pesquisa mineral no Brasil. O acervo de dados e informações geológicas, geradas e difundidas por ela ao longo da sua trajetória, contribuiu para tornar a Bahia um dos estados brasileiros mais bem estudados e conhecidos geologicamente.

São mais de 70 publicações técnicas, ao longo de 48 anos de história, com destaque para trabalhos como “Geologia da Bahia” e “Geofísica da Bahia”, que funcionam como grandes instrumentos de estudo e prospecção mineral. Toda essa pesquisa põe em destaque a grande diversidade de seus ambientes geológicos, ricos em depósitos minerais, uma variedade de quase 50 tipos diferentes de substâncias, além das rochas mais antigas da Terra, com idades que chegam a 3,5 bilhões de anos. Dando continuidade à sua missão de difundir esses conhecimentos através de publicações técnicas, a CBPM iniciou, em 2017, em convênio com o Serviço Geológico do Brasil – CPRM, a elaboração do **Projeto Mapa Tectônico-Geocronológico do Estado da Bahia – Implicações Metalogenéticas**, no qual são abordados a geologia e a metalogênese da Bahia, área que corresponde à parte norte do Cráton do São Francisco.

O trabalho inédito consiste em um mapa com uma Nota Explicativa, representado na escala ao milionésimo, que contém as principais unidades tectônicas, as quais foram subdivididas em dezesseis domínios, com seus respectivos ambientes tectônicos relacionados e classificados em vinte e um tipos, constando ainda, todas as principais ocorrências, depósitos e minas do Estado da Bahia, atualizadas e correlacionadas com as idades de suas rochas hospedeiras. Por tratar-se de um trabalho com alto grau de complexidade, contou com a colaboração de consultores externos e internos, tendo, estes últimos, atuado também em verificações geológicas de campo, sobretudo para a coleta de amostras de rocha, com o objetivo de obter datações geocronológicas de terrenos com idades ainda desconhecidas, além de visitar diversos depósitos minerais da Bahia. As estruturas tectônicas foram revisadas e classificadas de acordo com as idades dos três principais eventos tectono-metamórficos identificados.

Para a melhor compreensão dos eventos geológicos e metalogenéticos, foi elaborada uma legenda bidimensional, onde constam as Eras, Períodos, Entidades e Domínios Geotectônicos. Também estão incluídos os valores, em milhões de anos, das idades dos litotipos e os inúmeros dados referentes à metalogênese. Este trabalho também contou com a análise de dados geofísicos, que permitiu interpretar em profundidade os limites dos domínios geotectônicos, tornando possível compatibilizar os grandes traços tectônicos identificados pela gravimetria, com aqueles obtidos no mapeamento geológico.

Esta Nota Explicativa é, portanto, uma síntese que apresenta a Evolução Tectônica e Metalogenética da Bahia e que constitui mais uma contribuição da CBPM para o conhecimento geológico do estado. Dessa forma, ao completar 48 anos de existência, a CBPM se mantém na vanguarda de produzir acervos expressivos de dados e informações geológicas de todo o Estado da Bahia. A empresa disponibiliza ferramentas importantes para a elaboração de estratégias e ações desenvolvidas pelo setor público, fundamentais para o setor privado, para as áreas de pesquisa e para o ensino em Geociências.

Ao disponibilizar mais esta publicação, dirigida a todo o segmento mineral, temos a certeza de que a mesma será um importante instrumento para a descoberta de novos depósitos no território baiano, além de uma poderosa ferramenta para atração de investimentos que gerem emprego e renda e, conseqüentemente, contribuam para o desenvolvimento socioeconômico da Bahia.

**Antonio Carlos Marcial Tramm**  
Diretor-Presidente

**Rafael Avena Neto**  
Diretor Técnico

# RESUMO

---

A Nota Explicativa do Mapa Tectônico-Geocronológico da Bahia – Implicações Metalogenéticas (MTGBA) é um documento inédito que aborda a geologia e a metalogênese da parte norte do Cráton do São Francisco. Foi elaborado em forma digital, através de um acordo de cooperação entre a CBPM – Companhia Baiana de Pesquisa Mineral e o Serviço Geológico do Brasil (CPRM – Companhia de Pesquisas e Recursos Minerais). Trata-se de um mapa na escala ao milionésimo contendo as principais entidades tectônicas. Essas foram subdivididas em dezesseis domínios com seus ambientes tectônicos classificados em vinte e um tipos e portando todas as ocorrências, depósitos e minas do estado. Contou com a colaboração de vários consultores externos e internos tendo, estes últimos, atuado também em verificações geológicas de campo, sobretudo para a coleta de amostras de rocha visando as datações geocronológicas de terrenos com idades ainda desconhecidas. As estruturas tectônicas foram revisadas, simplificadas e classificadas de acordo com as idades dos três principais eventos tectono-metamórficos identificados. Para a melhor compreensão desses eventos geológicos e metalogenéticos, foi elaborada uma legenda bidimensional onde na lateral esquerda se colocou as Eras e Períodos e na parte superior as entidades e domínios geotectônicos. Nessa legenda estão incluídos os valores, em milhões de anos, das idades das litologias e os inúmeros dados ligados à metalogenia. Teve o apoio da geofísica que interpretou em profundidade os limites entre os domínios geotectônicos, permitindo inclusive compatibilizar os grandes traços tectônicos identificados na gravimetria, com aqueles advindos do mapeamento geológico. Essa Nota Explicativa, de forma resumida, mostra no seu final, a Evolução Tectônica e Metalogenética da Bahia. A saber, no Arqueano, nos Blocos Gavião e Serrinha, a crosta continental pode ter sido formada por tectônica de placas ou sagdução, em etapas episódicas, não contínuas, visto que nela são encontradas rochas TTGs com uma ampla faixa de idades, variando entre 3642 e 3259 Ma. Os TTGs foram gerados pela fusão de basaltos de fundo oceânico, hidratados, mais antigos. No interior desses dois blocos, através da reciclagem dos TTGs, ocorrem granitoides mais ricos em potássio (2711 e 2697 Ma), embora, rochas com essas idades, sejam predominantes no cinturão tectônico entre o Bloco Gavião e o Bloco Serrinha. No neoarqueano (2,6-2,7Ga), com a primeira aproximação tectônica dos Blocos Gavião e Serrinha ocorreram processos geológicos importantes: (i) a Serra de Jacobina (Mar Jacobina-Umburanas), com ouro detrítico, sofreu os primeiros dobramentos, sendo o manganês sedimentar transformado no protominério quartzo-espessartítico; (ii) o Vale do Jacurici foi penetrado pelo corpo máfico-ultramáfico com cobre denominado de Caraíba e, (iii) na região de Maracás houve a intrusão do *Sill* do Rio Jacaré com Fe-Ti-V. No Paleoproterozoico, identifica-se a presença de uma extensa sequência vulcanossedimentar (Mar Caraíba-Juazeiro-Ipirá-Contendas) depositada sobre as rochas arqueanas, incluindo-se nela o Complexo Saúde e possivelmente o *Greenstone Belt* Rio Itapicuru, esse último com minas de ouro em atividade. Em cerca de 2080 Ma todas as rochas antes referidas, foram atingidas pelos processos tectono-metamórficos, advindos da segunda aproximação tectônica e colagem entre os Blocos Gavião e Serrinha, nesse caso envolvendo também o Bloco Jequié. O vetor principal dessa tectônica, no seu final, foi transcorrente sinistral, de direção NW-SE, evidenciado sobretudo nos terrenos pertencentes ao eixo do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá. No clímax desses processos ocorreram intrusões de corpos máfico-ultramáficos e dezenas de intrusões graníticas sin e pós-tectônicas. No Espinhaço Setentrional em um sistema pré-rifte e sin-rifte, teve início o Aulacógeno do Paramirim com a deposição das Formações Serra dos Algodões e Oliveira dos Brejinhos. Na Chapada Diamantina, ainda nos sistemas pré e sin-rifte, depositaram-se a Formação Serra da Gameleira e as vulcânicas do Grupo Rio dos Remédios. No Mesoproterozoico, em um sistema pós-rifte, destacam-se as rochas sedimentares do Grupo São Marcos no Espinhaço e do Grupo Paraguaçu na Chapada. Depois de cerca de 214 Ma estabeleceu-se através de sistemas pré, sin e pós-rifte, uma sinéclise. Ouro detrítico, kimberlitos diamantíferos e depósitos ferro-manganesíferos se formaram nessa época.

No Neoproterozoico, com a invasão extensiva do Mar Brasileiro, sobre as rochas arqueanas e paleoproterozoicas, e sobre o rifte da Formação Morro do Chapéu, estruturaram-se as Bacias de Irecê, Salitre/Campinas e Ituaçu. Nas margens passivas do Mar Brasileiro, tanto na Faixa Araçuaí, quanto nas Faixas Riacho do Pontal e Sergipana formaram-se os sedimentos Jequitinhonha/Macururé e Miaba/Vaza Barris, respectivamente. Nesse período, no Bloco Serrinha, foram identificados os kimberlitos Braúna, onde são explorados diamantes. Na parte sul do Cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá está localizada a Bacia do Rio Pardo, em um sistema rifte. Na Faixa Riacho do Pontal, depositaram-se sedimentos do Grupo Mandacarú e, concomitantemente, na Faixa Sergipana, ocorreu magmatismo sin-colisional além do preenchimento sedimentar do rifte Juá. No oeste da Bahia, com a invasão do Mar Brasileiro, formou-se sobre uma sinéclise, a Bacia Bambuí, composta na base por argilitos ricos em manganês e metais raros. Na Faixa Rio Preto são encontrados depósitos de níquel e cobre, em máfica-ultramáficas e de Fe-Ti-V em Campo Alegre de Lourdes. No Paleozoico, no noroeste da Bahia, registra-se a presença da Bacia do Parnaíba embasada em gnaisses paleoproterozoicos, incluindo os depósitos de fosfato de Angico dos Dias, também paleoproterozoicos. Sob a Bacia de Tucano ocorre o Graben Santa Brígida e, ao norte da Faixa Araçuaí, importante granitogênese pós-tectônica. No Mesozoico destacam-se a Bacia Recôncavo-Tucano e a Bacia Camamu-Almada. Na primeira bacia a principal acumulação de petróleo se deu nos sistemas pré-rifte e sin-rifte, representados por cerca de nove campos de óleo, residentes em depósitos fluviais (sedimentos finos a conglomeráticos) e eólicos (sedimentos finos a médios) ambos com excelente permeabilidade. Na segunda bacia ocorre basicamente a produção de gás nos arenitos flúvio-eólicos da Formação Sergi, em lâmina d'água marinha rasa, tendo como gerador da Formação Candeias que também trapeia os reservatórios. No Cenozoico se destacam as Coberturas Detríticas, as Coberturas Recentes Indiferenciadas, e as Coberturas Residuais. Nas Coberturas Detríticas, incluídas no Neógeno, destacam-se as áreas costeiras onde se sobressaem os recifes de corais, dunas, falésias, planícies arenosas, deltas, baías, estuários, manguezais e terras úmidas. Seus principais recursos minerais estão associados à Formação Barreiras, podendo-se citar entre outros, materiais do tipo arenoso, areias e argilas. Nas Coberturas Recentes Indiferenciadas, incluídas no Quaternário, destacam-se os depósitos de *placers*, costeiros, podendo-se citar como importantes, os minerais pesados do tipo ilmenita, os granulados bioclásticos marinhos principalmente aqueles à base de algas calcárias e os granulados litoclásticos (areias e cascalhos) além das argilas de várzea, exploradas para a produção de cerâmica e tijolos. Nas Coberturas Residuais, incluídas no Quaternário, elas foram formadas "*in situ*" tendo forte relação com as crostas lateríticas. O melhor exemplo é a Formação Caatinga formada pela dissolução intempérica de rochas calcárias do Grupo Bambuí, utilizadas como corretivo de solo para a agricultura.

## ABSTRACT

---

*The Explanatory Note to the Tectonic-Geochronological Map of the State of Bahia (TGMBA) is an unprecedented document that addresses the geology and metallogeny of the northern part of the São Francisco Craton. It was elaborated in digital form through a cooperation agreement between CBPM – Companhia Baiana de Pesquisa Mineral (Bahia State Mineral Research Company) and Geological Survey of Brazil – Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais (CPRM). It is a million-scale map containing the main tectonic entities. These were subdivided into sixteen domains with their tectonic environments classified into twenty-one types and bearing all occurrences, deposits and mines in the State. It counted on the collaboration of several external and internal consultants, who also worked on geological field checks, especially for the collection of rock samples aiming at the geochronological dating of terranes with unknown ages. The tectonic structures were revised, simplified and classified according to the ages of the three main identified tectono-metamorphic events. For a better understanding of these geological and metallogenic events, a two-dimensional legend was used where, on the left side, the ages (Eras and Periods) were placed, and at the top, the entities and geotectonic domains. This legend includes the values, in millions of years, of the ages of the lithologies and the countless data related to metallogeny. It had the support of geophysics, which interpreted, in depth, the limits between the geotectonic domains, even allowing the compatibility of the great tectonic traces identified in gravimetry, with those arising from geological mapping. This Explanatory Note, in summary, shows, at its end, the Tectonic and Metallogenetic Evolution of Bahia. Namely, in Arquean, in the Gavião and Serrinha blocks, whose continental crust may have been formed by plate tectonics or sagduction. However, in episodic, non-continuous stages, which are found in the TTG with a wide age range, ranging between 3642 and 3259 Ma. The TTG were generated by the merger of hydrated, older, seabed basalt. Within these two blocks, through recycling of the TTG, granitoids that are richer in potassium (2711 and 2697 Ma) occur, although rocks of these ages are predominant in the tectonic belt between the Gavião and Serrinha blocks. In the Neoarquean (2.6-2.7Ga), with the first tectonic approach of the Gavião and Serrinha Blocks, important geological processes occurred: (i) the Serra de Jacobina (Jacobina-Umburanas Sea), with / containing detritic gold, suffered first folds, the sedimentary manganese being transformed into the quartz-espessartitic proto-ore; (ii) the Jacurici Valley was penetrated by the mafic-ultramafic body containing copper, called Caraíba, and (iii) in the Maracás region, the Sill of Rio Jacaré penetrated, containing Fe-Ti-V. In the Paleoproterozoic, the presence of an extensive volcano-sedimentary sequence (Caraíba-Juazeiro-Ipirá-Contendas Sea) is deposited on the Archean rocks, including the Saúde Complex and possibly the Rio Itapicuru Greenstone Belt, the latter with gold mines in activity. In about 2080 Ma, all the aforementioned rocks were affected by tectono-metamorphic processes, resulting from the second tectonic approach and collage between the Gavião and Serrinha blocks, in this case also involving the Jequié block. The main vector of this tectonics, at the end, was sinistral transcurrent, NW-SE direction, evidenced mainly in the terranes belonging to the Itabuna-Salvador-Curaçá Orogen axis. At the climax of these processes, there were intrusions of mafic-ultramafic bodies and dozens of syn- and post-tectonic granitic intrusions. In the Northern Espinhaço, in a pre-rift and sin-rift system, the Paramirim Aulacogen started with the deposition of the Serra dos Algodões and Oliveira dos Brejinhos Formations. In the Chapada Diamantina, still in the pre- and sin-rift systems, the Serra da Gameleira Formation and the volcanic formation of the Rio dos Remédios Group were deposited. In the Mesoproterozoic, in a post-rift system, the sedimentary rocks of the São Marcos Group, in Espinhaço Supergroup, and the Paraguaçu Group, in Chapada Diamantina stand out. After about 214 Ma, a synclisis was established through pre-, sin- and post-rift systems. Detritic gold, diamondiferous kimberlites and ferro-manganese deposits were formed at this time.*

*In the Neoproterozoic, with the extensive invasion of the Brasiliano Sea, on the Archaean and Paleoproterozoic rocks, and on the rift of the Morro do Chapéu Formation, the Irecê, Salitre/Campinas and Ituaçu Basins were structured. On the passive margins of the Brasiliano Sea, both in the Araçuaí Belt and in the Riacho do Pontal and Sergipana Belts, the Jequitinhonha/Macururé and Miaba/Vaza Barris sediments were formed, respectively. During this period, in the Serrinha Block, the Braúna kimberlites were identified, where diamonds are explored. In the southern part of the Itabuna-Salvador-Curaçá Belt, the Rio Pardo Basin is located in a rift system. In the Riacho do Pontal Belt, sediments from the Mandacaru Group were deposited and, simultaneously, in the Sergipana Belt, sin-collisional magmatism occurred in addition to the sedimentary filling of the Juá rift. In the west of Bahia, with the invasion of the Brasiliano Sea, the Bambuí Basin was formed over a synclisis, composed, at the base, of claystones rich in manganese and rare metals. In the Rio Preto Belt, nickel and copper deposits are found in mafic-ultramafic rocks and Fe-Ti-V deposits in Campo Alegre de Lourdes. In the Paleozoic, in the northwest of Bahia, the presence of the Parnaíba Basin, based on paleoproterozoic gneisses, is registered, including the phosphate deposits of Angico dos Dias, also paleoproterozoic. Under the Tucano Basin there is the Santa Brígida graben and, to the north of the Araçuaí Belt, an important post-tectonic granitogenesis. In the Mesozoic, the Recôncavo-Tucano Basin and the Camamu-Almada Basin stand out. In this first basin, the main accumulation of oil occurred in the pre-rift and sin-rift systems, represented by about nine oil fields, residing in fluvial (fine to conglomeratic sediments) and aeolic deposits (thin to medium sediments) both with excellent permeability/porosity. In the second basin, there is basically the production of gas in the fluvial-aeolic sandstones of the Sergi Formation, in shallow seawater, with the Candeias Formation rift as a generator that also trap the gas reservoirs. In the Cenozoic, Detritic Covers, Recent Undifferentiated Covers, and Residual Covers stand out. In the Detritic Covers, included in the Neogene, the coastal areas where coral reefs, dunes, cliffs, sandy plains, deltas, bays, estuaries, mangroves and wetlands stand out. Its main mineral resources are associated with the Barreiras Formation, of which can be mentioned, among others, materials of the sandy type, sands and clays. In the Recent Undifferentiated Covers, included in the Quaternary, the placer deposits, coastal, can be highlighted, being important, the heavy minerals of the ilmenite type, the marine bioclastic granules, mainly those based on calcareous algae, and the lithoclastic granules (sand and gravel) in addition to lowland clays, used for the production of ceramics and bricks. In Residual Covers, included in the Quaternary, they were formed "in situ" having a strong relationship with lateritic crusts. The best example is the Caatinga Formation, formed by the weathering dissolution of limestone rocks of the Bambuí Group, used as soil corrective for agriculture.*

# SUMÁRIO

---

<b>1. INTRODUÇÃO.....</b>	<b>12</b>
<b>2. DESENVOLVIMENTO DO TRABALHO .....</b>	<b>13</b>
<b>3. PRINCIPAIS ELEMENTOS TECTÔNICOS DA BAHIA .....</b>	<b>15</b>
<b>4. COMENTÁRIOS GERAIS SOBRE O MAPA E SUA LEGENDA.....</b>	<b>17</b>
4.1. ERAS, PERÍODOS E IDADES .....	17
4.2. AMBIENTES TECTÔNICOS.....	17
4.3. CONVENÇÕES PARA FEIÇÕES GEOLÓGICAS E TECTÔNICAS .....	18
4.4. ENTIDADES E DOMÍNIOS TECTÔNICOS.....	18
4.4.1. Cráton do São Francisco .....	18
4.4.2. Sistemas Orogênicos Brasileiros .....	19
4.4.3. Riftes Interiores e Bacias de Margem Continental.....	19
4.5. DOMÍNIOS GEOFÍSICOS .....	20
4.6. IDADES DOS TECTONISMOS.....	22
4.6.1. Idade do Tectonismo Neoarqueano .....	22
4.6.2. Idade do Tectonismo Paleoproterozoico.....	22
4.6.3. Idade do Tectonismo Neoproterozoico .....	23
4.6.4. Idade do Tectonismo Mesozoico .....	24
4.6.5. Neotectônica .....	24
<b>5. EVOLUÇÃO TECTÔNICA E METALOGENÉTICA DA BAHIA.....</b>	<b>25</b>
5.1. GENERALIDADES.....	25
5.2. ARQUEANO .....	25
5.3. PALEOPROTEROZOICO .....	27
5.4. MESOPROTEROZOICO.....	31
5.5. NEOPROTEROZOICO.....	32
5.6. PALEOZOICO .....	36
5.7. MESOZOICO.....	37
5.8. CENOZOICO.....	39
<b>6. SÍNTESE E CONCLUSÕES.....</b>	<b>42</b>
<b>REFERÊNCIAS.....</b>	<b>47</b>

# 1. INTRODUÇÃO

O Estado da Bahia, localizado no nordeste brasileiro (Figura 1.1), apresenta um vasto território (567.295 km<sup>2</sup>) e um arcabouço geológico e tectônico muito diversificado com rochas formadas desde o Arqueano ao Quaternário. Muitas dessas rochas hospedam, geralmente, depósitos minerais de grande significado econômico (por exemplo, o ouro de Jacobina e o cobre de Curaçá), o que torna a Bahia um dos maiores potenciais mineiros do país.

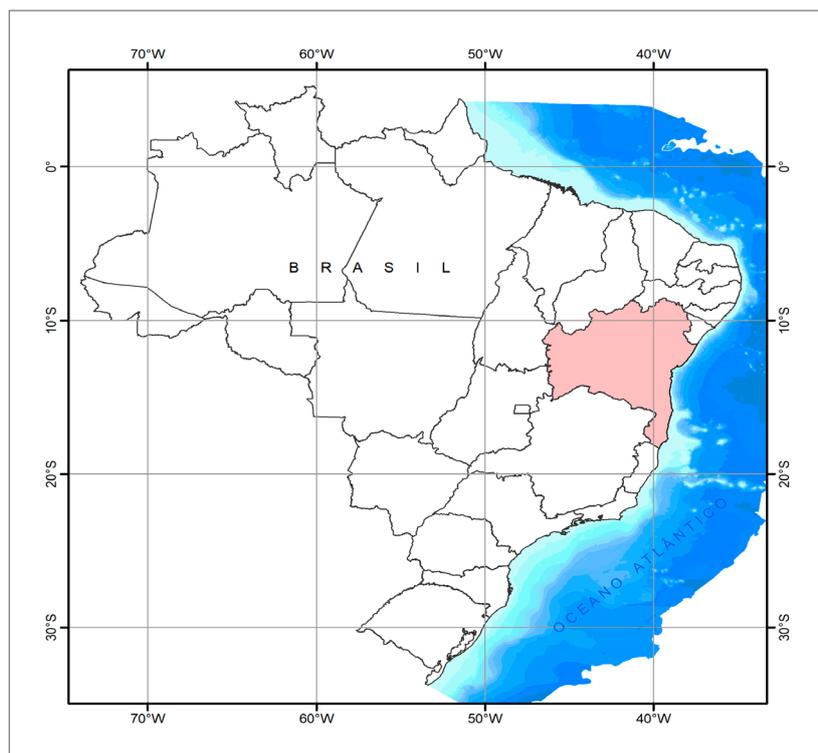
Durante a vigência do Termo de Cooperação e Apoio Técnico-Científico celebrado entre a Companhia Baiana de Pesquisa Mineral – CBPM e o Serviço Geológico do Brasil – CPRM, teve início em 2018 e conclusão em 2020, a edição do primeiro Mapa Tectônico - Geocronológico da Bahia – Implicações Metalogenéticas (MTGBA), na escala 1:1.000.000, em formato digital, usando tecnologia GIS. Nele são apresentados os principais ambientes tectônicos, as estruturas tectônicas e os recursos minerais (minas, depósitos, ocorrências).

Esta contribuição é uma tentativa de ampliar o conhecimento sobre o contexto tectônico em que as mineralizações se formaram no espaço e tempo, em termos de ambiência e regime tectônico.

E, a partir destes resultados, auxiliar na elaboração de modelos metalogenéticos e preditivos mais robustos, que levem à descoberta de novos depósitos, e consequentemente atraiam novos investimentos em pesquisa mineral.

Esta Nota Explicativa, além de trazer comentários sobre o conteúdo deste MTGBA, aborda de forma sucinta os principais domínios tectônicos e os eventos deformacionais da geologia da Bahia, muitos dos quais são temas de controvérsias científicas. Ressalta-se que grande parte das informações, dados e ideias aqui apresentados encontram-se dispersos em muitos trabalhos científicos (artigos, teses, relatórios técnicos, trabalhos finais de graduação, resumos de eventos científicos), além de refletirem as opiniões dos consultores e autores desta obra.

Vale acrescentar que para detalhar a tectônica, a geocronologia e a metalogênese da Bahia estão sendo elaborados INFORMES onde constam textos, fotos, microfotografias, seções e blocos diagramas ilustrativos separados por Eras. Inclusive em um deles constará uma compilação dos dados geocronológicos e isotópicos disponíveis na literatura até o início de 2021.



**Figura 1.1** - Localização do Estado da Bahia no mapa do Brasil

## 2. DESENVOLVIMENTO DO TRABALHO

O MTGBA foi elaborado a partir dos arquivos digitais (*shapefiles*) do Mapa Geológico da Bahia (GIS-BAHIA-2003; <http://geosgb.cprm.gov.br/>) da CPRM, na escala de 1: 1.000.000 (Figura 2.1). Em seguida são abordadas as principais ações empreendidas para execução deste mapa.

Inicialmente foram consultados os principais trabalhos sobre a geologia da Bahia, até 2020, tais como:

- (i) Projetos de mapeamento geológicos básicos e de pesquisa mineral, executados pela CBPM, CPRM, PETROBRAS e convênios CBPM/CPRM/UFBA e,
- (ii) Trabalhos finais de graduação, dissertações de mestrado, teses de doutorado e artigos científicos publicados em revistas científicas conceituadas, todo esse material advindo de diversas Universidades Federais (UFBA, UFMG, UFOP, UFPE e UFSE) e estaduais (USP e UNICAMP). Nesta etapa foram coletadas e catalogadas informações e dados geológicos, estruturais, geocronológicos e isotópicos das principais unidades litoestratigráficas.

As informações compiladas sobre a geologia, estruturas e ambientes tectônicos foram consistentes e compatibilizadas por levantamentos de campo não sistemáticos, restritos a perfis geológicos em áreas chave, incluindo o estudo das estruturas tectônicas locais. Quando necessário executou-se a coleta de amostras para análises petrográficas e geocronológicas, estas últimas gerando dados inéditos ainda não publicados. Foram realizadas também visitas a minas e depósitos minerais com enfoque no melhor entendimento dos processos metalogenéticos.

Por cerca de dois anos a coordenação e os autores do MTGBA realizaram reuniões técnicas com consultores externos (USP, UFMG, UFOP, UFBA, PETROBRÁS) e colaboradores internos (CPRM, CBPM) ligados a geologia regional, tectônica, geocronologia e geologia isotópica do Cráton do São Francisco (CSF) e de suas faixas marginais. Paralelamente, foram realizadas apresentações públicas em Universidades Brasileiras, Congressos e Simpósios, para o acolhimento de críticas e sugestões sobre os trabalhos em andamento. Todo esse conjunto de ações permitiu que a CBPM e CPRM elaborassem MTGBA (“Mapa Tectônico-Geocronológico da Bahia – Implicações Metalogenéticas”), inédito nas Ciências Geológicas do Estado.

Concomitante com as ações citadas acima ocorreram revisões, análises e atualizações nas *shapefiles* de litoestratigrafia, estrutural e recursos minerais do GIS-BAHIA. Na *shapefile* de litoestratigrafia foram adotados os seguintes procedimentos:

- (i) Revisão da estratigrafia e dos limites cartográficos das unidades com base nos mapeamentos geológicos sistemáticos pós 2003 realizados pela CPRM e ou pela parceria CBPM – CPRM;
- (ii) Atualização dos atributos de tempo geológico (“Era” e “Período”) a partir das idades levantadas na literatura geológica e inéditas (Este Trabalho), dando-se prioridade para aquelas do método U-Pb em zircão;
- (iii) Inserção das colunas de atributos “siglas tectônicas” e “ambiente tectônico”; e
- (iv) Interpretação e classificação dos polígonos das unidades geológicas, de acordo com a natureza dos ambientes tectônicos. Litotipos de dimensões reduzidas no terreno face à escala adotada, mas de importância para interpretação paleoambiental (rochas vulcânicas félsicas) e/ou metalogenética (kimberlitos) foram representados por símbolos pontuais.

As estruturas tectônicas disponíveis no GIS-BAHIA foram revisadas, simplificadas e classificadas de acordo com as idades dos últimos eventos tectônicos (Nearqueano, Paleoproterozoico, Neoproterozoico), exceto para as deformações rúpteis. Na *shapefile* de estrutura foram acrescentados traços de superfície “S” (extraídos imagens de sensores remotos) para facilitar a visualização dos *trends* regionais e lineamentos magnéticos (extraídos de imagens geofísicas) que foram agrupados em diques magnéticos e descontinuidades magnéticas.

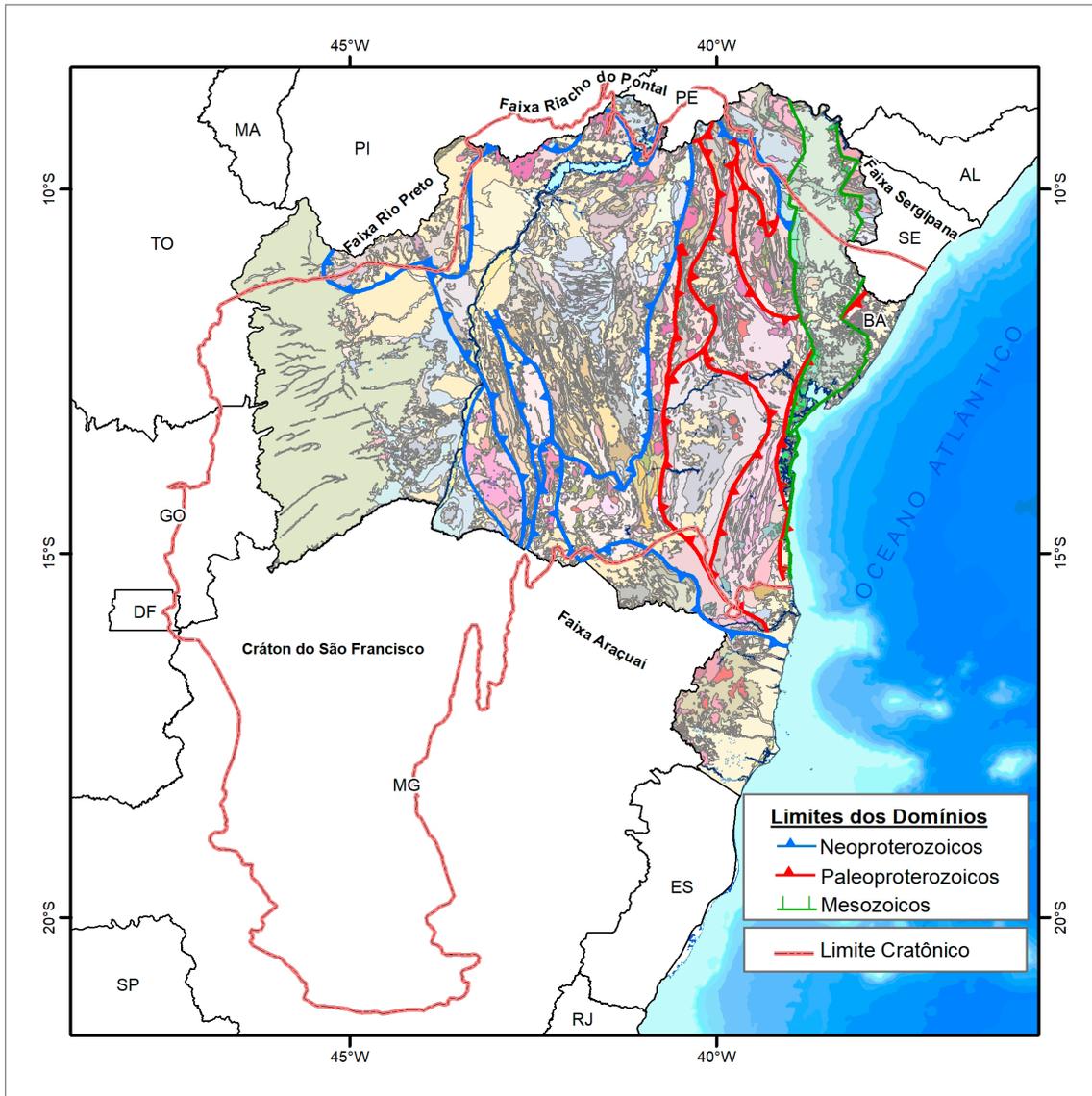
Na *shapefile* de recursos minerais (RMs) realizou-se uma triagem e optou-se em priorizar os pontos que se encontram em minas, jazidas, depósitos ou garimpos conhecidos ou de ocorrências minerais relevantes para caracterizar a metalogenia de um determinado ambiente tectônico. Foram introduzidos novos RMs obtidos da literatura ou inéditos fornecidos pela CBPM. Diante da falta de checagem locacional dos pontos desta *shapefile*, faz-se aqui ressalvas quanto a sua utilização para trabalhos de campo.

Durante o desenvolvimento do trabalho várias discussões e tentativas ocorreram quanto a escolha da melhor legenda para facilitar a visualização e a comunicação das informações temáticas no MTGBA. Três atributos chaves foram adotados para permitir a aplicação dessa legenda:

(i) Idade dos ambientes tectônicos;

(ii) Natureza do ambiente tectônico; e  
 (iii) Idade do último evento tectônico que afetou uma área.

Finalmente, um mapa tectônico consolidado foi preparado, simplificado e harmonizado para impressão na escala de 1: 1.000.000.



**Figura 2.1** - Contextualização geológica e as principais das deformações que delimitam os domínios tectônicos.

### 3. PRINCIPAIS ELEMENTOS TECTÔNICOS DA BAHIA

O território baiano engloba a região norte do CSF e porções dos domínios externos dos Sistemas Orogênicos Brasileiros que o rodeiam, ou seja: Faixa Araçuaí, a sudeste; Faixa Rio Preto, a noroeste; Faixa Riacho do Pontal, a norte; além da Faixa Sergipana e do Terreno Pernambuco-Alagoas, a nordeste – exceto a oeste, onde a faixa Brasília ocorre no estado de Goiás. A leste situa-se a Bacia do Recôncavo-Tucano com extensão N-S e na margem continental, onde está subjacente, às bacias de Camamu-Almada, ambas de idade mesozoica.

A compartimentação do arcabouço geotectônico da Bahia tem sido, ao longo dos últimos 42 anos, um tema bastante controverso entre os geocientistas. Existem diferentes propostas quanto o arranjo geométrico,

dimensões, descontinuidades de suas exposições, denominações geográficas e conceituais (cráton, blocos, núcleos). Isto é evidenciado, em parte pelas diferenças de escala de observação e aos tipos de padrões utilizados para discriminação das zonas tectonicamente homólogas. Estes padrões correspondem a tramas estruturais ou geofísicas, aspectos metamórficos e dados geocronológicos e isotópicos.

O encarte colocado no lado inferior direito do MTGBA é um esboço revisado dos principais elementos tectônicos da Bahia (entidades e domínios tectônicos). Esse encarte inclui também as deformações e os limites dos domínios tectônicos (Figura 3.1).

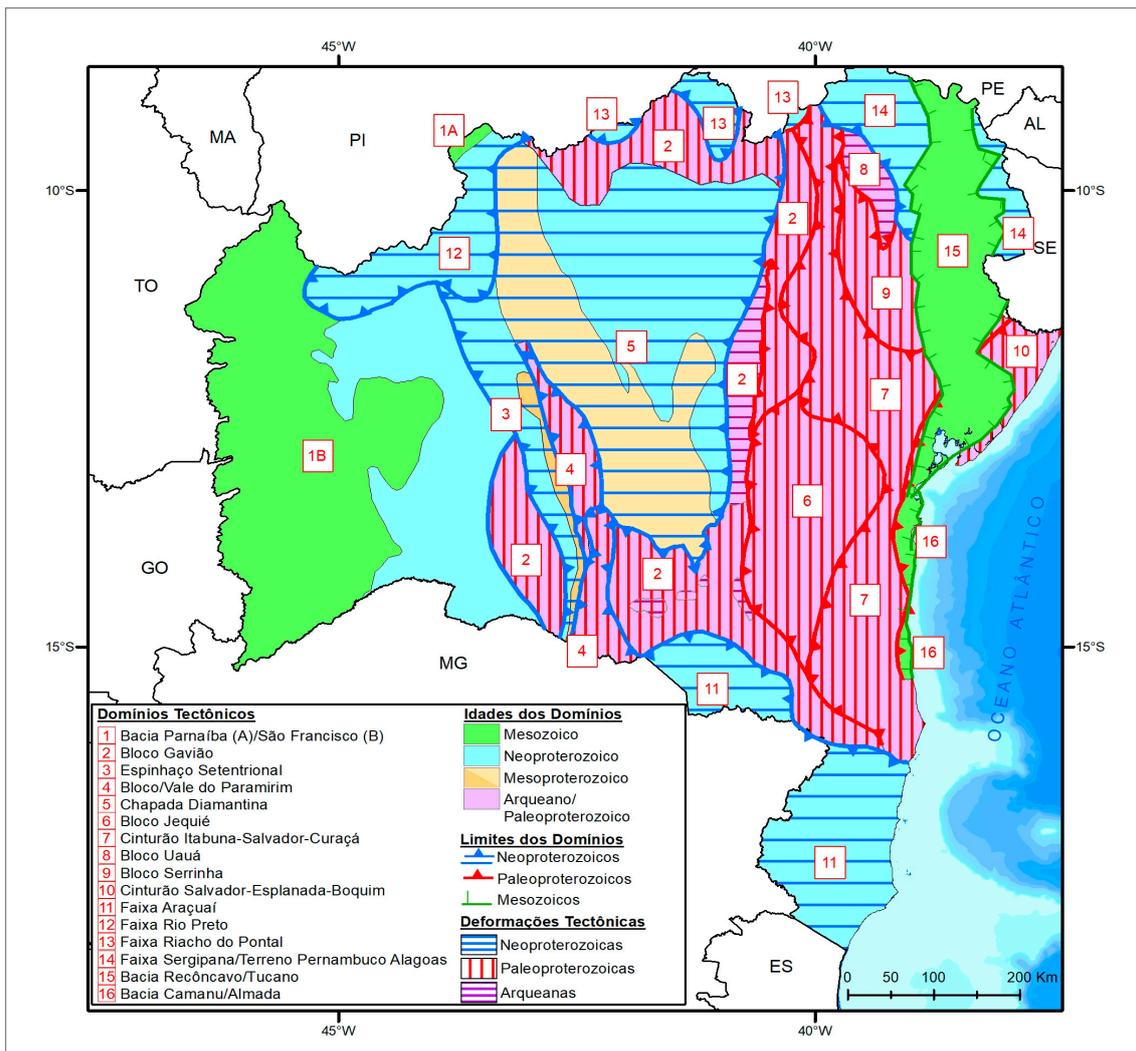


Figura 3.1 - Principais Domínios Tectônicos do Estado da Bahia.

As idades dos domínios tectônicos são sinalizadas por cores específicas. As áreas afetadas por deformações tectônicas encontram-se sobrepostas por linhas verticais ou horizontais. As cores destas linhas representam a idade do último episódio tectono-metamórfico registrado.

Nesta figura encontram-se três grandes entidades tectônicas:

- (i) O Cráton do São Francisco com os domínios tectônicos de 1 a 10;
- (ii) Os Sistemas Orogênicos Brasileiros com os domínios tectônicos de 11 a 14 e,
- (iii) Os Riftes Interiores e Bacias de Margem Continental com os domínios 15 e 16.

Os domínios arqueanos e paleoproterozoicos encontram-se representados no encarte do MTGBA por polígonos vermelho-claros. Os limites entre estes domínios estão balizados por zonas de cisalhamento transpressivas paleoproterozoicas (cor vermelha).

A representação gráfica nesses domínios, feita por linhas vermelhas verticais, indica as deformações paleoproterozoicas, enquanto as linhas de cor roxa referem-se às porções do embasamento do CSF com estruturas arqueanas preservadas.

Foram discriminados, do mais velho para os mais novos, os seguintes domínios tectônicos:

- (i) Domínio 2 (Bloco Gavião), subdividido em sul, oeste e norte;
- (ii) Domínio 4 (Bloco do Paramirim) que representa um segmento crustal arqueano e paleoproterozoico, que foi elevado pela tectônica neoproterozoica;
- (iii) Domínio 8 (Bloco Uauá) com importante enxame de diques máficos que “cortam” os ortognaisses arqueanos;
- (iv) Domínio 9 (Bloco Serrinha) cujas rochas gnáissicas-migmatíticas hospedam o Distrito Aurífero Rio Itapicuru; composta dos *Greenstone Belts* (GBs) Rio Itapicuru e Capim;
- (iv) Domínio 6 (Bloco Jequié) que juntamente com os dois domínios seguintes constituem uma das áreas granulíticas mais extensas do mundo;

(v) Domínio 7 (Cinturão Itabuna-Salvador-Curacá – CISC) e Domínio 10 (Cinturão Salvador-Esplanada-Boquim – CSEB), os dois últimos, fruto das colisões de blocos antes citados, valendo colocar que partes desses dois últimos cinturões estão retrometamorfisados para a fácies anfíbolito.

Os domínios meso e neoproterozoicos no interior do CSF representam os sedimentos dos Supergrupos Espinhaço e São Francisco, sendo distinguidos por polígonos nas cores bege e azul-claro, respectivamente. Suas áreas encontram-se sobrepostas por traços horizontais azuis e limitadas por zonas de cisalhamentos de mesma cor, em função da atuação da tectônica neoproterozoica. Assim foram separados: a oeste o Domínio 3 (Espinhaço Setentrional) e a leste o Domínio 5 (Chapada Diamantina) sendo os dois separados pelo Domínio 4 (Bloco Paramirim) que foi elevado na crosta durante a tectônica neoproterozoica.

Os domínios neoproterozoicos dos Sistemas Orogênicos Brasileiros representam as rochas que preencheram as margens passivas do Mar Brasileiro que, durante o início do neoproterozoico arroudeou o embasamento do CSF. Suas litologias marginais, depois de deformadas e metamorfisadas, vieram a constituir faixas de dobramento, entre elas:

- (i) Domínio 11 (Faixa Araçuaí) que se distribui do sul da Bahia até a fronteira com Minas Gerais;
- (ii) Domínio 12 (Faixa Rio Preto) e
- (iii) Domínio 13 (Faixa Riacho do Pontal), ambas localizadas nas proximidades da fronteira com o Piauí e Pernambuco e,
- (iv) Domínio 14 (Faixa Sergipana/Terreno Pernambuco-Alagoas), situada a nordeste da Bahia, fronteira com Sergipe e Alagoas.

Entre os domínios tectônicos paleozoicos e mesozoicos, têm-se como representantes:

- (i) O Domínio 1 (bacias parnaíba/são francisco), localizado no noroeste e oeste;
- (ii) O Domínio 15 (bacia recôncavo/tucano) que atravessa na direção n-s a região leste da bahia; e
- (iii) O Domínio 16 (bacias camamu/almada), situado na margem atlântica.

## 4. COMENTÁRIOS GERAIS SOBRE O MAPA E SUA LEGENDA

A principal legenda do MTGBA, localizada na sua parte inferior esquerda, é bidimensional e apresenta os tipos de ambientes tectônicos, os recursos minerais, os eventos deformacionais e hidrotermais, considerando as variáveis tempo geológico (idade, na vertical) e elementos tectônicos (entidades e domínios tectônicos, na horizontal).

### 4.1. ERAS, PERÍODOS E IDADES

Nas duas primeiras colunas da legenda (lado esquerdo) estão os intervalos de tempo geológico (Eras e Períodos), incluindo suas nomenclaturas exibidas no MTGBA. Em ordem cronológica são apresentados abaixo:

- (i) No Éon ARQUEANO constam as Eras: Eoarqueano 4000-3600 Ma, A1; Paleoarqueano 3600-3200 Ma, A2; Mesoarqueano 3200-2600 Ma, A3 e Neoarqueano 2800-2500 Ma, A4;
- (ii) Na Era PALEOPROTEROZOICO encontram-se os períodos: Sideriano 2500-2300 Ma, PP1; Riáciano 2300-2050 Ma, PP2; Orosiriano 2050-1800 Ma, PP3 e Estateriano 1800-1600 Ma, PP4;
- (iii) Na Era MESOPROTEROZOICO estão os períodos: Calimiano 1600-1400 Ma, MP1; Ectasiano 1400-1200 Ma, MP2 e Esteniano 1200-1000 Ma, MP3;
- (iv) Na Era NEOPROTEROZOICO ocorrem os Períodos: Toniano 1000-720 Ma, NP1; Criogeniano 720-635 Ma, NP2 e Ediacarano 635-641 Ma, NP3;
- (v) Na Era PALEOZOICO ocorrem os períodos: Cambriano 541,2 Ma e Permiano 251,9 Ma, PZ, embora na legenda eles não estejam separados;
- (vi) Na Era MESOZOICO têm-se os períodos: Triássico 251,9-201,3 Ma, T; Jurássico 201,3-145,0 Ma, J e Cretáceo 148-66,0 Ma, C.
- (vii) Na Era CENOZOICO estão os períodos: Neógeno 23,03-2,58 Ma, N e Quaternário 2,5 Ma- recente, Q.

Para ilustrar as idades dos ambientes tectônicos e dos eventos deformacionais foram adotadas as seguintes cores: tons de roxo para o Arqueano, tons de vermelho para o Paleoproterozoico, tons de bege para o Mesoproterozoico, tons de azul para o Neoproterozoico, tons de cinza para o Paleozoico, tons de verde para o Mesozoico e tons de amarelo para o Cenozoico.

Estes intervalos de tempo refletem estágios significativos da evolução geológica na Bahia. Para representar cada um destes intervalos de tempo foram escolhidas cores suaves. Na legenda bidimensional foram adotadas as seguintes cores:

- (i) Roxo-claro para o ARQUEANO;
- (ii) Vermelho-claro para o PALEOPROTEROZOICO;
- (iii) Bege para o MESOPROTEROZOICO;
- (iv) Azul-claro para o NEOPROTEROZOICO;
- (v) Cinza-claro para o PALEOZOICO;
- (vi) Verde-claro para o MESOZOICO e,
- (vii) Amarelo para o CENOZOICO.

### 4.2. AMBIENTES TECTÔNICOS

Os símbolos dos ambientes tectônicos apresentam cores de preenchimento e hachuras. As cores indicam as idades de formação da assembléia de rochas que compõem o ambiente tectônico, enquanto as hachuras pretas indicam o tipo de ambiente tectônico. Os ambientes tectônicos foram classificados em 21 tipos e identificados por abreviaturas próprias, a saber: ai – Arco Intraoceânico; aa – Bacia de Antearco; ap – Bacia de Antepaís; mpa – Bacia de Margem Passiva; ra – Bacia de Retroarco; rf – Bacia do tipo Rifte; rfe – Bacia do tipo Pré-Rifte; rfs – Bacia do tipo Sin-Rifte; rfo – Bacia do tipo Pós-Rifte; cdr – Coberturas Detríticas; cri – Coberturas Recentes Indiferenciadas; crd – Coberturas Residuais; sd – soleiras e diques máficos; ma – Magmatismo Anorogênico; mu – Magmatismo Máfico-Ultramáfico; mp – Magmatismo Pós-Colisional; ms – Magmatismo Sin-Colisional; sv – Sequência Metavulcanossedimentar; sn – Sinéclise; ta – Terrenos de Alto Grau e tm – Terrenos de Médio Grau. Dos 21 tipos mencionados acima, 20 foram discriminados por hachuras específicas, exceto as Coberturas Recentes Indiferenciadas (cri).

As siglas dos ambientes tectônicos utilizados na classificação dos polígonos destas unidades no MTGBA (p. ex. NP1mpa) correspondem a junção da nomenclatura do intervalo cronoestratigráfico (p. ex. NP1) da idade da unidade e abreviatura do tipo de ambiente tectônico (p. ex. mpa). No lado direito de algumas das caixas dos ambientes tectônicos na legenda encontram-se as idades (U-Pb em zircão) dos ambientes tectônicos.

### 4.3. CONVENÇÕES PARA FEIÇÕES GEOLÓGICAS E TECTÔNICAS

As legendas para as feições geológicas e tectônicas incluem símbolos lineares e pontuais. As feições tectônicas dúcteis (traços de superfície “S”, eixos de dobras, falhas/zonas de cisalhamento transcorrentes dextrais e sinistrais, falhas/zonas de cisalhamento compressionais) são representadas pelos símbolos convencionais, por vezes espessados e coloridos de acordo com o intervalo de tempo das deformações tectônicas, a saber:

- (i) Deformações dúcteis ARQUEANAS, traços roxo-escuros;
- (ii) Deformações dúcteis PALEOPROTEROZOICAS, traços vermelho-escuros e,
- (iii) Deformações dúcteis NEOPROTEROZOICAS, traços azul-escuros.

Por sua vez, como foi muito difícil estabelecer as idades das feições rúpteis (fraturas e falhas) elas estão representadas no MTGBA por traços retilíneos de cor preta. Exceção se faz para a tectônica MESOZOICA onde as falhas extensionais que limitam as Bacias do Recôncavo-Tucano estão adornadas pela simbologia usual na cor verde-escura, o mesmo ocorrendo para as Bacias de Camamu-Almada.

O vulcanismo félsico paleoarqueano e os kimberlitos brasileiros são representados respectivamente por pequenos triângulos roxo-escuros e losangos azul-escuros. Os lineamentos magnéticos são representados na cor cinza (linhas contínuas para diques magnéticos e linhas tracejadas para descontinuidades magnéticas), e algumas das principais intrusões de diques são mostradas por símbolos convencionais em preto. Por sua vez, os recursos minerais (ocorrências e depósitos) estão representados diretamente sobre o MTGBA e na legenda por abreviaturas contidas em um pequeno círculo amarelo.

### 4.4. ENTIDADES E DOMÍNIOS TECTÔNICOS

Na primeira linha da legenda bidimensional do MTGBA encontram-se as três entidades tectônicas, mais importantes do Estado da Bahia, a saber: Cráton do São Francisco, Sistemas Orogênicos Brasileiros e Riftes Interiores e Bacias de Margem Continental. Na segunda linha, abaixo destas entidades, estão os seus respectivos domínios tectônicos. Os domínios e os aspectos geológicos para suas denominações estão também nesse item.

#### 4.4.1. Cráton do São Francisco

A entidade tectônica Cráton do São Francisco (CSF) abriga dez domínios tectônicos cujas localizações e características gerais são descritas resumidamente a seguir.

O Domínio 1 (Bacias Parnaíba/São Francisco) (CAMPOS & DARDENNE, 1997) está situado no oeste do MTGBA. Ele foi separado em três outros subdomínios com base:

- (i) Na presença da Bacia Sedimentar do Urucuia;
- (ii) Na presença da parte sul da Bacia Sedimentar Parnaíba e,
- (iii) Na grande extensão das rochas calcárias da Bacia São Francisco.

O Domínio 2 (Bloco Gavião) (PINHO *et al.*, 2011; BARBOSA *et al.*, 2012; BARBOSA *et al.*, 2020; CRUZ *et al.*, 2014; SANTOS PINTO *et al.*, 2012) foi subdividido em três partes: sul, oeste e norte. No Bloco Gavião (Parte Sul), são encontradas rochas da suíte plutônica Tonalítica-Trondhjemitica-Granodiorítica (TTG), gnaisses ortoderivados, migmatitos e Sequências Metavulcanosedimentares (SMVS) (por exemplo, Caetité-Licínio de Almeida, Boquira, Ibitira-Ubiraçaba e a sequência inferior do Contendas-Mirante), além de *Greenstone Belts* (GBs; por exemplo, Umburanas, Mundo Novo e Lagoa do Alegre). No Bloco Gavião (Parte Oeste), destacam-se rochas migmatíticas do Complexo Santa Isabel (fácies anfíbolito e granulito), que enclavam localmente rochas komatiíticas, além da SMVS Riacho de Santana. No Bloco Gavião (Parte Norte) são também encontradas rochas TTG, gnaisses ortoderivados e migmatitos, semelhantes àqueles da parte sul, além das SMVS Barreiro, Salitre e o GB Lagoa do Alegre.

O Domínio 3 (Espinhaço Setentrional) (ALCÂNTARA *et al.*, 2017) se caracteriza por uma faixa de direção meridiana, com cerca de 500 km de extensão e largura média de aproximadamente 40 km, se estendendo do norte ao sul da Bahia. Representa a parte oeste do Aulacógeno do Paramirim que, através da tectônica neoproterozoica, foi organizada na forma de uma faixa que depois da atuação de processos erosivos se estabeleceu como uma serra conhecida no estado da Bahia como Serra do Espinhaço Setentrional.

O Domínio 4 (Bloco do Paramirim) (ARCANJO *et al.*, 2000; CRUZ, 2015) representa um segmento do embasamento do Aulacógeno do Paramirim que foi elevado pela tectônica neoproterozoica. Esse bloco tectônico se encontra mais ou menos na direção N-S, sendo formado localmente por rochas TTG e por ortognaisses e migmatitos, contendo algumas faixas estreitas de SMVS.

O Domínio 5 (Chapada Diamantina) (GUIMARÃES, 2008) constitui a parte leste do Aulacógeno do Paramirim, sendo composto basicamente por rochas silissiclásticas anquimetamórficas correlacionáveis temporalmente com aquelas do Domínio 3 (Serra do Espinhaço) antes referido.

O Domínio 6 (Bloco Jequié) (BARBOSA *et al.*, 2012), localizado a leste do domínio 2 (Bloco Gavião) é formado por rochas deformadas e equilibradas nas fácies anfíbolito e principalmente granulito.

Seus protólitos são de composição variada tendo sido atingidos fortemente pelas deformações e metamorfismo durante a orogenia paleoproterozoica.

O Domínio 7 (Cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá-CISC) (BARBOSA & SABATÉ, 2003) fica localizado na parte oriental do CSF na Bahia. Constitui um cinturão metamórfico de alto grau, de direção aproximada N-S, que se estende desde a região da cidade de Itabuna, a sul, passa pelos arredores de Salvador, indo até as vizinhanças da cidade de Curaçá, ao norte. Possui uma extensão de cerca de 700 km por 150 km de largura média. Sua parte central é formada por rochas metamórficas de alto grau, constituindo o eixo do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá (OISC). Seus protólitos são de composição variada e de idade arqueana, embora as deformações e metamorfismo sejam de idade riaciana.

O Domínio 8 (Bloco Uauá) (OLIVEIRA *et al.*, 2012) situa-se na região nordeste da Bahia e, embora de pouca expressão espacial, representa um domínio importante com relação à tectônica. São formados basicamente por ortognaisses arqueanos cujas falhas foram preenchidas por um enxame de diques máficos.

O Domínio 9 (Bloco Serrinha) (RIOS *et al.*, 2005; 2007) tem uma forma oval estendendo-se desde a região da cidade de Serrinha, a sul, até ao norte da cidade de Uauá, passando por baixo do Domínio 15 (Bacia Recôncavo-Tucano). Suas rochas mais antigas são ortognaissicas migmatizadas pertencentes ao Complexo Santa Luz de idade mesoarqueana.

O Domínio 10 (Cinturão Salvador-Esplanada-Boquim-CSEB) (OLIVEIRA, 2014) localiza-se na região norte de Salvador estendendo-se até o sul de Sergipe. Basicamente é formado por faixas de litologias de direção NNE, onde a tectônica paleoproterozoica, através levantamento de blocos, colocou lado a lado, rochas gnáissicas contrastantes das fácies anfibolito e granulito.

#### 4.4.2. Sistemas Orogênicos Brasileiros

A entidade tectônica, Sistemas Orogênicos Brasileiros é formada por rochas sedimentares depositadas nas margens passivas do Mar Brasileiro que arrodavam o CSF. No Neoproterozoico essas faixas foram equilibradas nas fácies xisto-verde, anfibolito e granulito, possuindo foliações vergentes em direção ao cráton. Granitos penetraram nessas rochas durante ou após as deformações. Essa entidade abriga quatro domínios descritos de maneira resumida a seguir.

O Domínio 11 (Faixa Araçuaí) (ALKMIM *et al.*, 2007; PEDROSA-SOARES, 1992) localiza-se na parte sul e sudoeste da Bahia, com sua maior extensão em Minas Gerais. Nesse domínio ocorrem rochas metamórficas variando da fácies granulito a sul até fácies anfibolito a norte.

Esse domínio é composto basicamente por rochas kinzigíticas com grande quantidade de granitoides, boa parte do tipo “S”, ligadas ao metamorfismo neoproterozoico.

O Domínio 12 (Faixa Rio Preto) (BARROS *et al.*, 2017) localiza-se no noroeste da Bahia, fronteira com o Piauí. É formado em geral por rochas metamórficas de baixo a médio grau, com características xistosas. Rochas do embasamento desses xistos são encontradas em Cristalândia do Piauí. Esse segmento é formado por ortognaisses quartzo-feldspáticos de idade paleoproterozoica. Granitoides são raros, como aquele de Mansidão.

O Domínio 13 (Faixa Riacho do Pontal) (CAXITO, 2015; UHLEIN *et al.*, 2011) localiza-se no norte da Bahia embora suas partes mais importantes se distribuam no Piauí e Pernambuco. Na Bahia encontra-se representado principalmente por xistos quartzo-feldspáticos, contendo biotita e clorita, que se superpõe aos TTG e, principalmente, ortognaisses migmatíticos da parte norte do Domínio 2 (Bloco Gavião).

O Domínio 14 (Faixa Sergipana/Terreno Pernambuco-Alagoas) (OLIVEIRA *et al.*, 2010a; BRITO NEVES & SILVA FILHO, 2019) situa-se na divisa da Bahia com Sergipe, Pernambuco e Alagoas, e é seccionado pelo Rifte Recôncavo-Tucano (Domínio 15) em dois compartimentos. Este domínio reúne partes da Faixa Sergipana e do Terreno Pernambuco-Alagoas, que juntamente com a Faixa Riacho Pontal (Domínio 13) representam o Domínio Externo da Província Borborema. As rochas que compõem a Faixa Sergipana na Bahia são basicamente metassedimentos incluindo entre outros, aqueles pertencentes aos Grupos Macururé, Miaba-Vaza Barris e Estância. O Terreno Pernambuco-Alagoas (TPA) corresponde a um segmento tectônico situado entre o Lineamento Pernambuco, a norte, e a Zona de Cisalhamento Macururé, a sul, que o separa da periferia norte do CSF e da Faixa Sergipana. Na Bahia, o TPA encontra-se delimitado entre a Faixa Sergipana e a margem direita do Rio São Francisco. Seu arcabouço geológico engloba complexos arqueanos, paleoproterozoicos e neoproterozoicos retrabalhados pela Orogenia Neoproterozoica. Ocorrem granitoides neoproterozoicos diversos, incluindo batólitos lineares de grandes dimensões além de stocks e batólitos menores relativamente isolados.

#### 4.4.3. Riftes Interiores e Bacias de Margem Continental

Na entidade tectônica, Riftes Interiores e Bacias de Margem Continental residem somente dois domínios assinalados a seguir.

O Domínio 15 (Bacia Recôncavo/Tucano) (CUPERTINO & BUENO, 2005) ocupa boa parte do leste da Bahia. Essa bacia distribui-se aproximadamente na direção N-S, sendo mais profunda na parte leste, tornando-se mais rasa a oeste. Trata-se de rochas sedimentares que preencheram um rifte interior, abortado.

O Domínio 16 (Bacia Camamu/Almada) está situado na margem continental atlântica, ao sul da cidade de Salvador e norte da cidade de Ilhéus. Trata-se também de rochas sedimentares que preencheram ambientes pré, sin e pós riftes.

#### 4.5. DOMÍNIOS GEOFÍSICOS

A geofísica e seus artifícios constituem-se em uma das mais importantes ferramentas de contribuição ao conhecimento geológico, inclusive na definição de grandes ambientes tectônicos e na prospecção mineral. Quanto aos levantamentos aéreos, foram importantes os métodos magnéticos e gamaespectrométricos: os primeiros ajudaram no mapeamento geológico regional e, os últimos na identificação de alvos para a prospecção mineral. Quanto aos levantamentos terrestres, destacam-se os métodos gravimétricos e eletromagnéticos GDS (Sondagem Geomagnética Profunda) na definição de grandes estruturas da litosfera (SILVA & SAMPAIO, 2017).

Descrevendo de forma resumida um histórico da geofísica na Bahia, pode-se colocar que de 1975 até 1982, através do Convênio DNPM – CPRM, parte do estado foi coberto pelos métodos aéreos magnéticos e gamaespectrométricos. Mais tarde, em 1980, através do convênio entre essas mesmas instituições foi executado o Projeto Levantamento Gravimétrico do Estado da Bahia, onde trabalhos gravimétricos terrestres culminaram com a obtenção do Mapa *Bouguer* de toda a Bahia. Esse mapa tem sido enriquecido com dados terrestres compilados pelo IAG/USP – Instituto Astronômico e Geofísico da Universidade de São Paulo e de missões espaciais entre elas a GRACE (*Gravity Recovery and Climate Experiment*). Entre 1999 e 2011 (Convênios CBPM – CPRM), realizaram-se novos e mais modernos recobrimentos magnéticos e gamaespectrométricos os quais, apesar de serem utilizadas as mesmas metodologias anteriores, dessa vez eles foram mais apurados, visto que as linhas de voo foram menos espaçadas e utilizadas técnicas mais precisas, inclusive com a adição do GPS. Entre os anos de 2007 e 2011 (Projeto Rife I) e 2014 e 2018 (Projeto Rife II) (SAMPAIO *et al.*, 2017) foram realizados dois Convênios PETROBRAS/UFBA/FAPEX, visando o estudo das bacias sedimentares mesozoicas, utilizando os métodos gravimétricos, magnetotelúrico (AMT) e o GDS, todos terrestres. No caso do GDS, os dados obtidos se referem a 24 estações situadas a leste do meridiano 43° na Bahia e áreas vizinhas. Teve como objetivo estudar seu arcabouço crustal. A aquisição e o processamento dos dados GDS foram feitos pelo DGE/INPE – Departamento de Geofísica Espacial do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. Assim, o uso das ferramentas

geofísicas, diretas ou indiretas, foram importantes, quer no mapeamento e limitação das áreas dos domínios tectônicos, quer na melhor compreensão da metalogênese. Os resultados da integração das assinaturas geofísicas, aéreas e terrestres, com os domínios tectônicos e metalogenéticos, estão sumarizados a seguir.

O Domínio 7 (CISC) evidenciado no MTGBA possui uma geologia que é corroborada pelos dados geofísicos, visto que eles coincidem com o arcabouço tectônico das partes central e centro-oriental da Bahia. Isso foi suportado pelos dados gravimétricos terrestres *Bouguer* e dados aéreos, magnéticos e magnetométricos. Esses dados mostram coincidência, por exemplo, com o chamado na literatura de Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá (OISC), produto da colisão paleoproterozoica de blocos arqueanos, que deixou entre eles um cinturão tectono-metamórfico de idade paleoproterozoica, denominado de Cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá (CISC). Como será descrito mais na frente, em termos geofísicos, este apresenta uma extensa configuração geográfica meridiana, desde o extremo sul, na região de Itabuna, até próximo da latitude de Salvador. A geofísica mostra também que daí ele se estreita e segue para norte em direção à cidade de Curaçá, divisa Bahia-Pernambuco. Segundo a bibliografia, em consonância com essas cidades, surgiu o nome Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá, abreviado com as letras OISC.

Os domínios 6 (Bloco Jequié), 7 (CISC) e 9 (Bloco Serrinha) também mostram correlações com os dados geofísicos regionais, de gravimetria, de campo magnético total e de gamaespectrometria. Os dados gravimétricos terrestres *Bouguer* limitam áreas que mostram boa correlação com esses domínios tectônicos, visto que neles se observam valores gravimétricos menores que aqueles dos outros domínios. O Domínio 2 (Bloco Gavião), por exemplo, difere geofisicamente do Domínio 7 (CISC), situado a leste. Nesse último os dados de campo magnético total, mostram uma frequência maior das feições magnéticas e um intenso lineamento preferencial, concordante com os dados geológicos e tectônicos. Os padrões do CISC são característicos de terrenos que foram submetidos a fortes processos deformativos. As zonas de interfaces ou transição entre os domínios referidos acima, e que compõem o OISC, mostram que suas feições magnéticas acompanham com consistência a configuração dessas interfaces. Nas imagens gamaespectrométricas, por exemplo, o Domínio 6 (Bloco Jequié), se separa dos outros, pois nele há maior contribuição dos elementos radiogênicos Th e U, na transição com o Domínio 7 (CISC), situado a leste e também na transição com o Domínio 2 (Bloco Gavião), situado a oeste.

O Domínio 7 (CISC) mostra dados de campo magnético total, onde seu segmento sul apresenta orientação NNE que se estende desde o Domínio 11 (Faixa Araçuaí) até o paralelo de Salvador. A partir daí, inflete para NW no seu segmento central, cujas orientações geofísicas e tectônicas estão concordantes com os limites do Domínio 2 (Bloco Gavião). Em direção ao norte, os dados geofísicos mostram que o CISC apresenta orientação aproximada N-S, acompanhando o Domínio 2 (Bloco Gavião) a oeste, e o Domínio 9 (Bloco Serrinha) a leste.

Os métodos gravimétricos, incluindo o GDS, investigaram a condutividade elétrica da litosfera relacionando-a com a profundidade. Isso permitiu fazer interpretação e criação de modelos eletromagnéticos de estruturas profundas da crosta. Como referido antes, a partir de dados de 24 estações, espalhadas nas partes central e oriental da Bahia, foi possível calcular e elaborar mapas GDS que indicam a presença de estruturas da crosta continental e do Manto superior nessa região. As análises das perturbações do GDS, com o emprego de magnetogramas, possibilitou registrar as seguintes interpretações:

- (i) O Domínio 4 (Bloco Paramirim) do ponto de vista geofísico, representa uma das partes mais profundas da crosta continental da Bahia, a qual contrasta com partes mais superficiais, onde se localizam os substratos do Domínio 3 (Serra do Espinhaço), a leste e o Domínio 5 (Chapada Diamantina), a oeste;
- (ii) O Domínio 6 (Bloco Jequié) mostra que sua infraestrutura é mais profunda no seu centro, diminuindo essa profundidade para sul, e inclusive desaparecendo nessa região, fazendo surgir, por consequência, a crosta oceânica neoproterozoica, sob os sedimentos do Domínio 11 (Faixa Araçuaí) e,
- (iii) O Domínio 7 (CISC), na costa atlântica da Bahia evidencia, através da geofísica, que o Manto está mais perto da superfície, fato provavelmente ligado à tectônica paleoproterozoica, visto que ela fez aflorar as rochas granulíticas da infraestrutura do CISC, em contraste com a parte mais o oeste, onde se situa a porção mais profunda do Domínio 6 (Bloco Jequié) (SAMPAIO *et al.*, 2017). Ainda analisando o Domínio 7 (CISC), a geofísica possibilitou verificar, quando da separação Brasil-África, a crosta continental atlântica nesse domínio, já se encontrava afinada, com estruturas rúpteis-dúcteis e rúpteis (fraturas e falhas), conforme indicam os mapas geológicos nas áreas granulíticas (BARBOSA *et al.*, no prelo).

A geofísica contribuiu igualmente no estudo dos granitoides da Bahia. Com efeito, recentes trabalhos geológicos, mostram a presença de 81 corpos de granitoides, variando em idade, desde o Arqueano até o Paleozoico (BARBOSA *et al.*, 2012). Destacam-se entre eles:

- (i) No Domínio 11 (Faixa Araçuaí) os corpos granitoides de idade paleozoica e os granitoides da Província Alcalina do Sul da Bahia, do neoproterozoico e,

- (ii) No Domínio 2 (Bloco Gavião) os corpos de Guanambi, Lagoa Real, Caraguataí, Carnaíba e Campo Formoso, do paleoproterozoico. Tomando como exemplo o Granito de Campo Formoso, suas características magnéticas e gamaespectrométricas, mostram que ele se destaca das suas encaixantes vizinhas, quais sejam: a norte, ortognaisses migmatíticas e TTG; a sul, corpo máfico-ultramáfico de Campo Formoso e a leste os metassedimentos da Serra de Jacobina. O contraste é marcante com as rochas do sul e do leste, embora ele seja mais difuso com as rochas TTG a norte. Entretanto, análises mais aprofundadas mostram que as rochas TTG têm uma contribuição do K bem mais baixa em comparação com o granito. Além do mais, o granito exibe um padrão geofísico suave em comparação com as rochas TTG, onde o relevo magnético é mais movimentado, com maior quantidade de anomalias. Todos esses elementos geofísicos separam bem o granito de suas encaixantes, norte, sul e leste. Na parte oeste ele é claramente coberto por rochas calcárias neoproterozoicas.

Domínio 5 (Chapada Diamantina), incluindo a Bacia de Irecê, foi testado pelo método magnetotelúrico (AMT) combinado com a gravimetria. Esses métodos permitiram estudar as características geoeletricas do Grupo Chapada Diamantina (Supergrupo Espinhaço) e do Grupo Bambuí (Supergrupo São Francisco) ambos localizados na parte central do domínio acima. Simplificadamente pode-se considerar que o Grupo Chapada Diamantina (Mesoproterozoico) é formado basicamente de unidades silissiclásticas intercaladas com pelíticas, todas anquimetamorfisadas, enquanto a Formação Salitre (Neoproterozoico) é composta de camadas de argilitos e calcários também anquimetamórficas. Todas essas litologias estão superpondo rochas do embasamento com idades paleoproterozoicas e arqueanas. Levantamentos com sondagens AMT produziram mapas de contornos dos valores de resistividade, refletindo os contatos desses grupos em profundidade e suas tendências sinformais (SILVA & SAMPAIO, 2017).

O Domínio 15 (Bacia Recôncavo-Tucano) e o Domínio 16 (Bacia Camamu-Almada) foram igualmente alvos de estudos geofísicos. Utilizando os métodos gravimétricos e magnetotelúrico, realizou-se uma transecta com 230 Km, de direção SW-NE e com controle topográfico. Esta atravessou transversalmente a bacia de Tucano e a parte norte da Bacia do Recôncavo, tendo como objetivo investigar as estruturas profundas da crosta continental e entender em profundidade as relações de contato entre o Domínio 15 (Bacia Recôncavo-Tucano) com o Domínio 9 (Bloco Serrinha) e o Domínio 14 (Faixa Sergipana). A modelagem gravimétrica da transecta, com nível de profundidade de 15 km, evidencia a estrutura vertical e lateral das bacias e de seus flancos assimétricos.

Na parte inicial sul da transecta, afloram rochas gnáissicas migmatíticas e plutônicas do Domínio 9 (Bloco Serrinha). Ainda ao sul da transecta, dentro da Bacia do Tucano, ocorrem rochas sedimentares do seu estágio pré-rifte. As profundidades estimadas pela gravimetria são superiores a 6 km para locais próximos ao depocentro, indicando alta taxa de subsidência na época do seu preenchimento no estágio rifte que é o principal. Na parte final norte da transecta, nota-se que os sedimentos horizontais da bacia se superpõem aos metassedimentos inclinados do Domínio 14 (Faixa Sergipana), evidenciando discordância angular importante (SAMPAIO *et al.*, 2017). Com relação aos falhamentos de gravidade que estruturaram na direção N-S, as bacias em foco, os dados geofísicos mostram presença de falhas verticais com rejeito importante no limite leste. Por outro lado, o limite oeste das bacias com seus embasamentos, se fazem por falhas de pequeno rejeito com planos mergulhando fracamente para NE. No Domínio 16 (Bacia Camamu-Almada) os estudos geofísicos terrestres ocorreram predominantemente sobre o embasamento, pois suas partes emersas são muito estreitas. Desse modo, não foi possível tratar essas bacias do ponto de vista da geofísica terrestre.

#### 4.6. IDADES DOS TECTONISMOS

As idades dos eventos tectono-deformacionais são difíceis de serem obtidas. Valores aproximados e algumas vezes incertos podem ser interpretados através das idades de micas e anfibólios utilizando os métodos K-Ar e Ar-Ar. Com relação ao zircão, pode-se interpretar as épocas das deformações, levando-se em consideração as idades dos metamorfismos associados, obtidas nas periferias desse mineral. No caso da monazita, cristalizada durante o metamorfismo-deformação, ela marca bem a idade desses eventos. No caso das rochas sedimentares não metamorfisadas, quando possível, usa-se seus conteúdos fossilíferos que podem dar uma ideia relativa de quando elas foram falhadas. Sendo assim, com esses critérios, foram encontradas evidências das idades dos tectonismos que ocorreram no Neoarqueano (2,6-2,7Ga), no Paleoproterozoico (Riaciano, 2090-2080 Ma), no Neoproterozoico (Ediacarano, 540 Ma), no Mesozoico (Jurássico, 150-125 Ma) e no Terciário-Quaternário (Neógeno, < 23 Ma).

##### 4.6.1. Idade do Tectonismo Neoarqueano

O Domínio 8 (Bloco Uauá) e o Domínio 2 (Bloco Gavião) mostram evidências de deformações tectônicas neoarqueanas ou mais antigas. O Domínio 8 (Bloco Uauá) exhibe diques máficos, não deformados, com idades entre 2623-2700 Ma (Neoarqueano) que cortam claramente foliações penetrativas encontradas em ortognaisses mais

antigos que 2,6-2,7 Ga, indicando que a deformação é mais antiga que a colocação dos diques. A propósito, nesse mesmo domínio, mais ao norte, foram encontradas rochas granulíticas com idades de 2,8 Ga (OLIVEIRA, 2019). O Domínio 2 (Bloco Gavião), no lado oeste da Serra de Jacobina, junto à cidade de mesmo nome, constata-se a presença de rochas TTG com idades isocrônicas de 3430 Ma (Paleoarqueano), com foliações verticais, orientadas na direção N40°E, portando manifestações migmatíticas quartzo-feldspáticas com idade de 2637 Ma. Esses dados sugerem que essa deformação pode ser próxima a essa última idade, concordando com aquela do Domínio 8 (Bloco Uauá) antes referido. No Domínio 2 (Bloco Gavião), no contato com o Domínio 6 (Bloco Jequié), ocorrem também zonas de cisalhamento por onde penetraram o *sill* estratificado gabroico-anortosítico com 2623 Ma (Neoarqueano) (mina de vanádio (V) do Rio Jacaré-Maracás) (BRITO, 2000) e as rochas alcalinas Pé de Serra com 2711 Ma (Neoarqueano) (MARINHO, 1991), indicando que esse cisalhamento, de direção N-S, ocorreu antes ou contemporâneo a essas idades. Todos esses elementos levam a interpretar na Bahia a existência de um tectonismo, possivelmente associado a um metamorfismo, com idade em torno de 2,6-2,7 Ga.

##### 4.6.2. Idade do Tectonismo Paleoproterozoico

Os Domínios 7 (CISC) e 10 (CSEB) possuem registros indicando que o tectonismo paleoproterozoico foi o mais importante e o mais extenso que ocorreu no CSF na Bahia (BARBOSA *et al.*, 2012). Na parte oriental, se considera que nos tempos paleoproterozoicos ocorreu a colisão dos domínios arqueanos Gavião, Serrinha e Jequié deixando entre eles os cinturões tectônico-metamórficos CISC e CSEB, todos eles fazendo parte do OISC. Com o objetivo de detalhar a idade dessas deformações e do metamorfismo, quatro abordagens geocronológicas podem ser consideradas, utilizando as idades dos zircões e monazitas (PEUCAT *et al.*, 2011). Na primeira abordagem nota-se que, tanto na parte norte quanto na parte sul do Domínio 7 (CISC), a periferia dos zircões ígneos dos protólitos arqueanos, foi afetada e cristalizada durante as deformações, associadas ao metamorfismo de alto grau. Na parte norte do CISC, sobrecrecimento na periferia dos cristais de zircões ígneos registram idades U-Pb do metamorfismo de 2076 Ma, 2082 Ma, e 2074 Ma, todas do Riaciano (SILVA, 2002). Na parte sul existe igualmente zircões, cujas periferias foram reequilibradas pelas deformações e metamorfismo granulítico. Com efeito, essas periferias exibem idades SHRIMP e LA-ICPMS de 2080 Ma, 2081 Ma, 2098 Ma e 2069 Ma, também do Riaciano. A segunda abordagem diz respeito aos zircões metamórficos formados pela granulitização e deformação de rochas arqueanas e que ainda mantêm zircões ígneos relíquias.

Esses “novos” zircões metamórficos não são zonados e exibem idades de 2081 Ma, 2078 Ma e 2109 Ma, concordando com a primeira abordagem. A terceira abordagem se refere a zircões magmáticos cristalizados em intrusivas sin e principalmente pós-tectônicas ao pico do metamorfismo, indicando o fim das deformações paleoproterozoicas. Essas intrusivas possuem zircões de idades 2082 Ma, 2075 Ma, 2098 Ma, 2109 Ma e 2096 Ma, também concordando com a primeira e segunda abordagem (PINHO, 2005). A quarta e última abordagem refere-se às idades de monazitas presentes em charnockitos e granitos do tipo “S”, formados por fusão parcial dos granulitos alumino-magnesianos, no pico do metamorfismo. Nesse caso estão presentes nas monazitas metamórficas, idades de 2057 Ma, 2080 Ma e 2052 Ma confirmando os valores anteriores (BARBOSA *et al.*, 2012). Portanto, esses elementos geológico-geocronológicos indicam a existência do tectonismo paleoproterozoico nos domínios citados.

O Domínio 9 (Bloco Serrinha) também contribuiu na identificação da idade do tectonismo-metamorfismo paleoproterozoico (MELO *et al.*, 2006). Com efeito, um dique de granito que corta o Domo de Ambrósio (2077 Ma), e que pode ser considerado como um representante final da sua cristalização, alcançou uma idade U-Pb em zircão de 2080 Ma, que é absolutamente concordante com as idades Ar-Ar das hornblendas encontradas em anfibolitos vizinhos. Soma-se a isso a idade de zircões detríticos (2076 Ma), encontrados em quartzitos da sequência superior do GB Rio Itapicuru, desse mesmo domínio.

O Domínio 2 (Bloco do Gavião) possui também deformações e metamorfismo paleoproterozoico. Nesse domínio, também fortemente deformado, são encontrados migmatitos com neossomas graníticos-granodioríticos, portadores de biotita com idades paleoproterozoicas. Ainda nesse domínio, na sua parte oeste e nas áreas correspondentes à fácies granulito do Complexo Santa Isabel, encontram-se migmatitos granulíticos com neossomas charnockíticos contendo idades U-Pb em zircão (SHRIMP) de 2095 Ma (Riaciano) (BARBOSA *et al.*, 2012).

Todas essas considerações confirmam as idades paleoproterozoicas que, na sua grande maioria reequilibrou as rochas arqueanas dos blocos antes citados. Também não se pode deixar de colocar a presença de intrusivas sin e pós-tectônicas ao pico do metamorfismo portando zircões ígneos registrando as idades paleoproterozoicas. Enfim pode-se considerar uma idade média para esse tectonismo paleoproterozoico igual ou próximo de 2080 Ma, como assinalado na legenda bidimensional do MTGBA.

#### 4.6.3. Idade do Tectonismo Neoproterozoico

O tectonismo de idade neoproterozoica tem registros no Domínio 2 (Bloco Gavião), no Domínio 3 (Espinhaço Setentrional), no Domínio 5 (Chapada Diamantina) e nas zonas de cisalhamentos que separam esses domínios do Domínio 4 (Bloco do Paramirim). Além desses domínios,

situados na entidade tectônica CSF, as faixas de dobramento periféricas, pertencentes à outra entidade tectônica denominada Sistemas Orogênicos Brasileiros, são também de idade neoproterozoica, a saber: Domínio 11 (Faixa Araçuaí), Domínio 12 (Faixa Rio Preto), Domínio 13 (Faixa Riacho do Pontal) e Domínio 14 (Faixa Sergipana/Terreno Pernambuco-Alagoas).

No Domínio 2 (Bloco Gavião), nas suas rochas ortognaissicas e migmatíticas, nas partes sul e oeste, identificam-se foliações que são paralelas ou discordantes das foliações anteriores paleoproterozoicas. Nesses casos, sobretudo nas zonas de cisalhamento que se situam nos contatos do Domínio 4 (Bloco do Paramirim) com o Domínio 3 (Serra do Espinhaço) e o Domínio 5 (Chapada Diamantina) são encontradas idades K-Ar em micas (biotitas) com valores médios de 656 Ma (Ediacarano). Do mesmo modo, em biotitas de alguns granitoides paleoproterozoicos, presentes no Bloco Gavião, são notadas idades K-Ar de 507 Ma, 551 Ma, 490 Ma e 483 Ma, todas do Ediacarano (BARBOSA *et al.*, 2012). Também, nos anfibólitos encontrados nas rochas anfibolíticas que ocorrem como enclaves tectônicos nos ortognaisses e migmatitos, são encontradas idades K-Ar que variam entre 685 e 545 Ma, significando perda parcial ou total de Ar nesses minerais, na época de seus resfriamentos, os quais estão ligados à subida dessas rochas diante da tectônica neoproterozoica. Vale fazer referência também à Bacia de Irecê, onde isótopos de Sr de camadas carbonáticas, correlacionáveis à grandes distâncias com outras do mesmo tipo, possuem idades de 650 Ma (SANCHES *et al.*, 2007). Todos esses dados sugerem a influência de deformações com idades neoproterozoicas.

No Domínio 11 (Faixa Araçuaí) na Bahia, o metamorfismo aumenta em direção ao sul, fato registrado nas rochas metamórficas paraderivadas ali presentes. Através de métodos termobarométricos, as paragêneses kinzigíticas permitiram calcular para esse metamorfismo, pressões da ordem de 7 kbar e temperaturas em torno de 850°C. Entretanto, apesar de terem sido identificadas as características físicas desse metamorfismo, não existem trabalhos de datação nem do metamorfismo nem das deformações. Por sua vez, no norte da faixa, próximo da fronteira Bahia-Minas Gerais são encontradas rochas gnáissicas paraderivadas formando grandes dobras com planos axiais vergentes para o CSF (BARBOSA *et al.*, no prelo). Nesses gnaisses, bandas quartzo-feldspáticas possuem idades de 808 Ma, com as idades das deformações neoproterozoicas sendo estimadas em 540 Ma (Ediacarano). Com efeito, granitoides paleozoicos pós-tectônicos, indeformados, são encontrados nessa faixa com idades de 517 Ma (Cambriano), entre eles, os granitoides denominados de Pau Brasil, Serra dos Aimorés, Paratinga, Vereda, Buranhém e outros. Isso está sugerindo que o final desses processos intrusivos ocorreu no neoproterozoico ou na transição neoproterozoico-paleozoico.

O Domínio 12 (Faixa Rio Preto) é constituído basicamente de quartzitos e xistos, produto do metamorfismo de rochas pelíticas. Focando na idade do tectonismo dessa faixa, pode-se citar a presença de granitos alcalinos com 971 Ma, quartzitos com zircões detríticos com idade mínima de cerca de 960 Ma e rochas máficas-ultramáficas com mineralização de níquel (Ni) e cobre (Cu), cuja idade U-Pb é de 573 Ma (Ediacarano). Esses valores, sobretudo os mais elevados registram de forma aproximada, a idade do tectonismo neoproterozoico nessa faixa.

O Domínio 14 (Faixa Sergipana/Terreno Pernambuco-Alagoas). Na Bahia a Faixa Sergipana possui somente três domínios: Macururé, Miaba-Vaza Barris e Estância. O Grupo Macururé possui zircões detríticos em quartzitos onde a idade mínima é de aproximadamente 800-856 Ma. Nos Grupos Miaba-Vaza Barris, em rocha siliciclásticas, foram também encontrados zircões detríticos com idades variando de 2000 a 553 Ma. O Grupo Estância, por sua vez, novamente possui arenitos com zircões detríticos exibindo idades que variam de 955 a 570 Ma. Como em casos anteriores, vale chamar a atenção, para a introdução de granitos sem deformação no Grupo Macururé, cujas idades se situam entre 628 e 570 Ma sugerindo o fim das deformações neoproterozoicas nesse período. Assim pode-se considerar para as deformações da Faixa Sergipana/Terreno Pernambuco-Alagoas, uma idade aproximada de 570 Ma (Ediacarano) ou um pouco menor.

O Terreno Pernambuco-Alagoas (TPA) tem sido compreendido como uma entidade com evolução policíclica complexa. Sua infraestrutura é constituída por rochas de natureza gnáissico-migmatítico-granítica com idades arqueanas e paleoproterozoicas orosirianas (2,0-1,8 Ga), que abrigam nos seus interiores faixas de rochas supracrustais. No âmbito do TPA um evento orogênico Mesoproterozoico/Neoproterozoico (Toniano), denominado de Ciclo Cariris Velhos, que é constatado pela existência de faixas ou terrenos meso e neoproterozoicos amalgamados e pela colocação de granitoides em torno de 1,0Ga. Por último registra um evento colisional relacionado ao Ciclo Brasileiro (0,75-0,57Ga), responsável pelo retrabalhamento do TPA.

Enfim, diante dos elementos antes citados, pode-se considerar a existência do tectonismo neoproterozoico impresso nas rochas estudadas, com idade em torno de 540 Ma como colocado na legenda bidimensional do MTGBA.

#### 4.6.4. Idade do Tectonismo Mesozoico

O Domínio 15 (Bacia Recôncavo-Tucano) mostra uma orientação aproximadamente N-S, representando um sistema onde o ramo norte foi abortado, enquanto o ramo leste, Domínio 16 (Bacia Camamu-Almada), resultou na formação do Atlântico Sul.

O Domínio 15 (Bacia Recôncavo-Tucano) pode ser separado em três supersequências, cujas idades são baseadas nos conteúdos fossilíferos, a saber:

- (i) Pré-rifte, com idades entre 150 Ma e 145 Ma (Jurássico), formado pelo Grupo Brotas, composto, da base para o topo, pela Formação Aliança e pela Formação Sergi;
- (ii) Rifte, com idades entre 145 Ma e 125 Ma (Jurássico), composta da base para o topo pelos Grupos Santo Amaro, Ilhas e Massacará e (III) pós-rifte com idade próxima a 115 Ma (Cretáceo), formada pela Formação Marizal.

Como será abordado adiante, a sedimentação das bacias foi associada basicamente às falhas de gravidade e, sendo assim, podem-se considerar essas idades jurássicas e cretáceas como representativas do tectonismo Mesozoico.

#### 4.6.5. Neotectônica

No que diz respeito à “Neotectônica”, desde o século passado, os registros e relatos indicam que ela tem relação com as manifestações sísmicas. Estes eventos sísmicos foram interpretados como responsáveis pela movimentação das rochas sedimentares das bacias, ao longo dos planos de falha. Grandes marcadores temporais para esses eventos neotectônicos estão registrados na Formação Barreiras e nas coberturas sedimentares pós-Barreiras depositadas entre o Mioceno e o Quaternário (Neógeno,  $\leq 23$  Ma) (GOMES *et al.*, 2012).

## 5. EVOLUÇÃO TECTÔNICA E METALOGENÉTICA DA BAHIA

### 5.1. GENERALIDADES

O CSF na Bahia faz parte da Plataforma Sul-Americana que pode ser definida como uma região continental estável durante todo o Fanerozoico (BRITO NEVES & ALKMIM, 1993). Sua fronteira oeste se faz com o Domínio Andino a qual está oculta sob uma série de bacias de antepaís. Sua fronteira leste é traçada em mapas com a litosfera oceânica do Atlântico Sul e marcada por diversas bacias de margens passivas. A última grande tectônica que afetou a Plataforma Sul Americana foi a neoproterozoica, responsável pela formação do Supercontinente Gondwana. Nos tempos mesozoicos quando o Gondwana se desmembrou, a América do Sul tornou-se um dos principais fragmentos continentais. Por sua vez, os cinturões orogênicos brasileiros, circundavam áreas tectonicamente estáveis desde os tempos neoproterozoicos (ALMEIDA *et al.*, 1981). O CSF (ALMEIDA, 1977), abordado nesse MTGBA, é uma dessas áreas estáveis.

Para interpretar a evolução tectônica do arqueano (eo, paleo e meso), um dos entraves em se identificar e coletar dados geológicos significativos dessas rochas antigas, é que os seus prováveis processos orogênicos foram camuflados ou apagados pelas orogêneses mais novas. Essas promoveram reciclagens, às vezes com metamorfismo e migmatização associadas, chegando a modificar partes importantes da crosta continental mais antiga (BARBOSA *et al.*, 2012). Em decorrência disso é difícil reconstruir a geologia arqueana do embasamento do CSF, a qual parece ter indícios registrados no Domínio 2 (Bloco Gavião) em função de idades paleoarqueanas, encontradas nessa região. Apesar disso, a forte presença, praticamente generalizada, das orogenias neoarqueana, paleoproterozoica e neoproterozoica apagam dados antigos e dificultam as interpretações. E, além do mais, para complicar, essas deformações vêm quase sempre acompanhadas da granitogênese sin, tardi e pós-tectônica. No domínio citado, por exemplo, na sua parte sul, chega-se à conclusão de que as deformações e o metamorfismo-migmatização sobretudo paleoproterozoicos, e neoproterozoicos, prejudicam as reconstruções geotectônicas. Essas dificuldades vêm sendo minoradas com a realização de pesquisas científicas aprofundadas, incluindo mapeamento geológico, datações geocronológicas U-Pb em zircão além de estudos isotópicos em áreas específicas. Ações com esses objetivos estão

proporcionando melhores explicações sobre a geração, tanto dos TTG e granitoides como dos GBs e das SMVS da região. Por outro lado, com a escassez de pesquisas litogeoquímicas em litologias estrategicamente selecionadas é rara a identificação nesses terrenos de vulcânicas de fundo oceânico que, combinadas com rochas sanukitoides ou adakíticas, pudessem induzir, com mais segurança, uma interpretação envolvendo microplacas e zonas de subducção arqueanas. Fatos que ajudariam nas reconstruções paleotectônicas.

Apesar das dificuldades, uma síntese sobre a Evolução Tectônica e Metalogenética da Bahia é descrita a seguir, abordando as Eras e Períodos, desde o Eoarqueano (4000-3600 Ma) até o Quaternário (2,5 Ma – Presente). Nessa síntese, compatibilizou-se a geologia com a geofísica, não deixando de considerar as gêneses dos seus principais depósitos e jazidas minerais. Também se levou em conta, as idades U-Pb das rochas, obedecendo à ordem das mais velhas para as mais novas, e sempre considerando a legenda bidimensional do MTGBA e seus domínios tectônicos. Nessa evolução foram excluídas as pedreiras de rochas ornamentais, embora citações sobre minerais industriais e materiais para construção civil constem dessa síntese.

### 5.2. ARQUEANO

No Domínio 2 (Bloco Gavião) encontram-se as rochas mais antigas do CSF na Bahia. Seus ambientes tectônicos e metalogenéticos estão relativamente bem representados, cuja crosta continental poderia ter se formado através da tectônica vertical ou da tectônica de placas (sub-horizontal), produzindo rochas TTG em no mínimo três etapas, conforme as idades aproximadas de 3642 (OLIVEIRA *et al.*, 2020), 3403-3378 (LEAL *et al.*, 2003) e 3259-3487 Ma (SANTOS PINTO, 2012) (Eoarqueanas, Paleoarqueanas, Mesoarqueanas). Essa crosta pode ter servido de embasamento para o GB Umburanas com komatiitos (CUNHA & FRÓES, 1994; MENEZES LEAL *et al.*, 2015) e para a seção basal da SMVS Contendas-Mirante (MARINHO, 1991; ZINCONI, 2017), incluindo o Jurema Leste (Neoarqueano, 2654 Ma) (RIOS, 2007) ambos portadores de depósitos econômicos de ouro (Au) orogênico. Vale colocar que esse último está sendo atualmente pesquisado em detalhe pela ENVIRONMETALS e será detalhado no item seguinte 5.3.

Inclui-se também na parte sul do Domínio 2 (Bloco Gavião) a SMVS Brumado ou Complexo Brumado (PINHO *et al.*, 2011) que contém minas importantes de magnesita (Mgs), mineradas atualmente pela RHI MAGNESITA S.A., com uma produção de 4,5 milhões de toneladas/ano. Com relação à origem da magnesita ela está presente nos magnesititos mineralizados que ocorrem como lentes nos dolomititos. Geneticamente, considera-se que os dolomititos e magnesititos se formaram por sedimentação química em borda de continente (ALMEIDA, 1989). Nesses ambientes costeiros, influenciados pela variação das marés, criaram-se barreiras paralelas à costa que represaram as águas ricas em Ca e Mg. Nesses ambientes costeiros, após intensa e longa evaporação foi possível a deposição de grandes quantidades de dolomititos e magnesititos. Esses últimos, depois de deformados e metamorfisados geraram as minas de magnesita (Mgs) antes referidas. O talco branco, também explorado nessas minas, será discutido adiante no item 5.3. Ao norte da SMVS Brumado, deve-se fazer referência a um dos granitoides neoarqueanos mais importantes desse domínio: o Caraguataí (CRUZ *et al.*, 2012). Esse, situado entre as cidades de Abaíra e Jussiape, possui composição sienítica, álcali-feldspato granítica a sienogranítica encontrando-se deformado e gnaissificado em zonas de cisalhamento dúcteis. A mineralogia principal é formada predominantemente de feldspato potássico, albitizado e microclinizado, além de plagioclásio e quartzo. Os acessórios são biotita, magnetita, titanita, alanita, apatita e zircão. São peraluminosas e metaluminosas possuindo idades U-Pb em zircão variando entre 2711 e 2697 Ma. Deve-se salientar que a CPRM, nos seus trabalhos de mapeamento geológico regional, propôs a divisão da SMVS Brumado em duas unidades: uma basal, para a qual mantiveram a denominação de Complexo Brumado, e uma superior, à qual nomearam de Grupo Serra das Éguas (em referência a sua toponímia). Esse último, que foi correlacionado ao Grupo Colomi, estão sendo considerados de idade paleoproterozoica.

No Domínio 2 (Bloco Gavião), na sua parte norte, a oeste da Serra de Jacobina (REIS *et al.*, 2019), foram identificados riolitos (Paleoarqueano, 3304 Ma) de um sistema pluto-vulcânico (ZINCONI *et al.*, 2016). Esses, juntamente com os TTG da região, serviram de margem passiva para o Mar Jacobina-Umburanas. Inicialmente, na serra do mesmo nome, os quartzitos e conglomerados (3305 Ma) com ouro (Au) detrítico (TELES, 2013), preencheram um rifte que, com o tempo, evoluiu para uma bacia marinha, tendo na base *plútons* ultramáficos (3296 Ma) possivelmente portadoras de cromo (Cr). O ouro (Au) de Jacobina está sendo explorado pela canadense YAMANA, a qual produziu em 2019, 152 mil onças desse metal. Na plataforma do Mar Jacobina-Umburanas

ocorreu deposição, em ambiente oxidante, de ferro (Fe) e manganês (Mn) associado com pelitos. Também, se registra nos locais mais profundos desse mar, a presença de basaltos de fundo oceânico (Mesoarqueano, 3200 Ma) (TELES, 2013), ou de arco de ilha com feições de *pillow-lavas*. Por sua vez, mais tarde, a cerca de 2,7 Ga, nas vizinhanças leste da Serra de Jacobina, depois de estabilizada, ocorreu nova abertura da crosta continental, separando o Bloco Gavião (Paleoarqueano, 3642, 3259 Ma) (OLIVEIRA, 2020; SANTOS PINTO *et al.*, 2012) do Bloco Mairi (Paleoarqueano, 3303 Ma) (PEUCAT *et al.*, 2011). Essa abertura evoluiu até o aparecimento de crosta oceânica, identificada no GB Mundo Novo, portando ocorrências hidrotermais (alta temperatura) de chumbo (Pb) e zinco (Zn), associadas a metabasaltos toleióticos de fundo oceânico (Neoarqueano, 2757 Ma) (SPREAFICO *et al.*, 2019; 2020). Estes metabasaltos encontram-se intercalados com metadacitos devido à tectônica que predominou em torno de 2,7-2,6 Ga. Ainda no Domínio 2 (Bloco Gavião), no seu extremo norte (ANGELIM, 1997; LIMA *et al.*, 2019), nas proximidades das fronteiras com o Piauí e Pernambuco, ocorrem rochas TTG e ortognaisses migmatizados, semelhantes àqueles da parte sul (BARBOSA *et al.*, no prelo). Depósitos de formações ferríferas (BIFs) são encontradas em SMVS, a exemplos do Grupo Colomi e do GB Lagoa do Alegre, esse último portando komatiitos na sua base (MORAES *et al.*, 2010; SANTOS, 2011).

No Domínio 2 (Bloco Gavião), na sua parte oeste, encontra-se o Complexo Migmatítico Santa Isabel (Mesoarqueano, 2954 Ma) que enclava metakomatiitos mais antigos (MEDEIROS *et al.*, 2017; BARBOSA *et al.*, 2020). Assim, no Bloco Gavião, de uma maneira geral, a formação das rochas basais dos GBs e das SMVS se deram no intervalo entre 2744 a 2550 Ma, no Neoarqueano. Embora, deva-se colocar que o GB Umburanas, antes citado, apresenta idades mais antigas nos seus quartzitos com zircões detríticos de 3147 Ma e em metavulcânicas félsicas intercaladas nas rochas máficas com idade de 3200 Ma (BASTOS LEAL *et al.*, 2003).

No Domínio 6 (Bloco Jequié) (BARBOSA *et al.*, 2012) verifica-se a presença de protólitos (Neoarqueano, 2680-2645 Ma) granulitizados, além do *sill* máfico Rio Jacaré-Maracás (2623 Ma) (BRITO, 2000). Como indicam essas últimas idades, em um contexto regional, em torno de 2,6-2,7Ga houve deformação-metamorfismo que, tudo indica, atingiu os domínios arqueanos. Isso pode ser comprovado pelas idades U-Pb em zircão encontradas nos granitos tipo "S" da cidade de Nova Itarana (Neoarqueano, 2684 Ma) (BARBOSA *et al.*, no prelo) situada no centro do Estado e, nos leucossomas migmatíticos dos ortognaisses do Domo de Itabaiana (Neoarqueano, 2737 Ma) situado na divisa Bahia-Sergipe (SANTIAGO *et al.*, 2017).

Como referido no item anterior 4.6.1, outras evidências de deformação-metamorfismo no período 2,6-2,7 Ga são encontradas:

- (i) No Domínio 8 (Bloco Uauá), onde diques máficos indeformados (Neoarqueano, 2623-2700 Ma) cortam foliações penetrativas, encontradas em ortognaisses mais antigos que 2,6-2,7 Ga, indicando a existência de um tectonismo anterior ou próximo dessas idades;
- (ii) No Domínio 2 (Bloco Gavião), no lado oeste da Serra de Jacobina, onde se situam rochas TTG com idades isocrônicas paleoarqueanas de 3430 Ma contendo foliações verticais com manifestações migmatíticas quartzo-feldspáticas (2637 Ma), sugerindo que houve deformação próxima dessa última idade e,
- (iii) No Domínio 2 (Bloco Gavião) onde ocorrem zonas de cisalhamento neoarqueanas, penetrou o *sill* máfico estratificado, gabroico-anortosítico (2623 Ma) formador da mina de ferro-titânio-vanádio (V), denominada de Rio Jacaré-Maracás (BRITO, 2000). Essa mina pertence ao grupo canadense LARGO RESOURCES LTDA que em 2019 retirou 10577 toneladas de  $V_2O_5$ . Paralelamente ao *sill* penetraram também as rochas plutônicas alcalinas Pé de Serra (2711 Ma) (MARINHO *et al.*, 1991), indicando que esse cisalhamento de direção N-S ocorreu antes ou contemporaneamente às deformações com idades próximas a 2,6-2,7 Ga. Também nesse Domínio 6 (Bloco Jequié) encontram-se SMVS granulitizadas portadoras de ocorrências de grafite (Gf) e depósitos de ferro (Fe) como aqueles denominados de Ibicuí (SILVA SANTOS, 2015) pesquisada recentemente pela CENTAURO METAL. Ainda nesse bloco estão sendo encontrados depósitos importantes de bauxita (Bau) da RIO TINTO provenientes da alteração superficial de anortositos e charnockitos.

No Neoarqueano, em torno de 2,6-2,7 Ga, entre o Domínio 2 (Bloco Gavião) e o Domínio 9 (Bloco Serrinha), houve a formação de um arco de ilha (2695 Ma) por onde penetrou, na sua base, o corpo máfico-ultramáfico rico em cobre (Cu) denominado Caraíba (Neoarqueano, 2580 Ma), o qual veio a participar do denominado Distrito Cuprífero Vale do Curaçá-Caraíba (OLIVEIRA 1990; LACERDA, 1995; GARCIA, 2013; OLIVEIRA *et al.*, 2010b, 2019; GARCIA *et al.*, 2018) onde a detentora das frentes de lavra, denominada EROCOPPER, produziu em 2019 cerca de 42.000 toneladas de cobre metálico. Esse corpo máfico-ultramáfico foi gerado a partir de um magma calcioalcalino que, por cristalização fracionada, deu lugar a intrusões múltiplas gabroica e piroxenítica, ambas cupríferas. Surgiu assim, no vale do Rio Curaçá, a mina Caraíba atualmente importante produtora de minério primário de cobre (Cu), composto de bornita e calcopirita, que se cristalizaram tanto na forma granular como na forma de bolsões maciços.

A colisão acima referida formou elevações que depois de erodidas e aplainadas permitiu a invasão do Mar Caraíba-Juazeiro-Ipirá-Contendas (BARBOSA *et al.*, no prelo). Com isso formou-se uma ampla bacia essencialmente composta de rochas sedimentares, silissiclásticas e químicas, que no paleoproterozoico se estendeu por boa parte do CSF na Bahia, conforme discutido adiante.

Por outro lado, no Domínio 9 (Bloco Serrinha), identificam-se rochas ortoderivadas e migmatitos arqueanos do Complexo Santa Luz (Mesoarqueano, 3162-2991 Ma) (DAVISON *et al.*, 1988), hospedeiras da Província Aurífera Rio Itapicuru, do paleoproterozoico.

### 5.3. PALEOPROTEROZOICO

Com relação ao paleoproterozoico, no Domínio 2 (Bloco Gavião) e no Domínio 7 (CISC), encontram-se evidências de que nessa Era ocorreu extensa cobertura sedimentar no CSF que soterrou a maioria das rochas arqueanas basais dos GBs (3147 Ma) e das SMVS (2575 Ma) do Mesoarqueano e Neoarqueano, respectivamente. Importante postular que essa cobertura ocorreu a cerca de 400-500 milhões de anos mais tarde do que o término da formação das rochas meso e neoarqueanas dos GBs e das SMVS. Essa cobertura possui idade paleoproterozoica, sendo formada por litologias siliciclásticas e químicas, com poucos componentes vulcânicos riacianos (2151-1960 Ma). Essa cobertura que se espalhou regionalmente nos domínios acima foi fruto da invasão do Mar Caraíba-Juazeiro-Ipirá-Contendas (BARBOSA *et al.*, no prelo), que se instalou e depositou litologias no topo das sequências antigas. Faz parte dela o Complexo Saúde (2150-2075 Ma) (ZINCONE & OLIVEIRA, 2017) que contém, no centro do Domínio 7 (SISC), quartzitos, gnaisses grafitosos, olivina-mármore, serpentina-mármore, além de rochas calciossilicáticas. Essas últimas são importantes do ponto de vista metalogenético, pois pesquisas recentes têm demonstrado a ocorrência de fosfato, apatita (Ap) nos mármore e calciossilicáticas. Essas rochas são possuidoras de uma química que registra anomalias negativas de cério e positivas de európio, as quais sugerem a ocorrência de uma sedimentação em ambiente marinho, relativamente raso, com disponibilidade de oxigênio para a deposição do fosfato (RIBEIRO, 2017). Vale fazer referência que o Complexo Saúde, na continuação sul do Domínio 7 (CISC), se apresenta com metapelitos migmatizados, portando inclusive granitos do tipo "S" (BARBOSA *et al.*, no prelo).

Na parte oriental da Bahia no Domínio 7 (CISC), em um intervalo de aproximadamente 30 milhões de anos (BARBOSA & SABATÉ, 2014) registra-se a atuação de importante tectônica e metamorfismo paleoproterozoico, esse último datado entre 2071 e 2080 Ma (U-Pb em zircão) (BARBOSA & SABATÉ, 2003; PEUCAT *et al.*, 2011; BARBOSA *et al.*, 2012).

Essa tectônica foi produto da colisão dos segmentos arqueanos do Domínio 2 (Bloco Gavião), Domínio 9 (Bloco Serrinha) e Domínio 6 (Bloco Jequié), gerando o OISC, cujos eixos se distribuem no Domínio 7 (CISC) e no Domínio 10 (CSEB). A colagem ou colisão desses domínios-blocos arqueanos gerou importante cadeia de montanhas. Essa, embora atualmente arrasada, deixou exposta e relativamente bem preservada suas raízes, deformadas e metamorfisadas em alto e médio grau. Essas raízes se estendem desde o sul da Bahia (Itabuna), até ao norte (Curaçá), passando por Salvador. Trata-se dos vestígios crustais mais profundos do OISC, cujos protólitos são neoarqueanos reequilibrados no paleoproterozoico. Vale registrar que a partir do eixo do OISC, na sua parte norte, as foliações formam uma “flor positiva” com as foliações divergentes para leste e oeste. Entretanto, na sua parte sul, as foliações possuem vergência somente para oeste. A “flor positiva” se completa no Gabão, África, onde as foliações possuem vergência para leste. As fácies metamórficas progressivas acompanham as deformações: predomina fácies granulito no eixo e fácies anfíbolito e xisto-verde, tanto a leste como a oeste do OISC (BARBOSA *et al.*, 2012; BARBOSA & BARBOSA, 2017). Deve-se chamar a atenção para a transformação das paragêneses progressivas dessas rochas para paragêneses retrógradas. Com efeito, reações metamórficas comprovando o retrometamorfismo são bem evidenciadas nas rochas granulíticas. Por exemplo,  $Gt + Qz = Opx + Pl$  (diminuição da pressão litostática) e  $Opx + Cpx + Pl + H_2O = Hb + Qz$  (introdução de água na transição fácies anfíbolito-granulito). Essas reações reafirmam a existência de granulitos retrógrados na região (BARBOSA, 1986).

Propagando-se para dentro do Domínio 2 (Bloco Gavião), a deformação paleoproterozoica gerou grandes dobras com eixos sub-horizontais de direção aproximada N-S e com planos axiais, às vezes redobrados, mostrando inclinação de baixo ângulo para leste (MARINHO, 1991). Dessa forma, até uma profundidade correspondente à fácies granulito ( $\pm 25$  Km), ela deformou a crosta e seus componentes, de forma penetrativa, incluindo a SMVS Contendas-Mirante e seu embasamento TTG (MATIAS, 2020). Não se pode esquecer que a cobertura referida inicialmente nesse item, e que cobria a parte basal dessa SMVS, foi atingida também pelas deformações paleoproterozoicas. Essas deformações, com foliações vergentes para oeste, evoluíram até mais ou menos o meridiano  $41^{\circ}50'$ . A partir daí, as foliações mudam de inclinação, passando a ter vergências para leste. Essa dicotomia pode ser explicada, visto que nesse domínio, no paleoproterozoico, houve uma zona de colisão importante onde segmentos crustais do Bloco Gavião de oeste foram empurrados para leste, fazendo com que as vergências das foliações mudassem a inclinação dos mergulhos.

Essa zona de colisão, depois de erodida, possibilitou o surgimento de extensas zonas de fraquezas, paralelas, que se distribuíram, desde o norte da Bahia adentrando Minas Gerais, ao sul. Essas zonas de falhas, depois que tiveram o bloco leste rebaixado, se tornaram o limite oeste do Aulacógeno do Paramirim, descrito mais adiante (BARBOSA *et al.*, no prelo).

Na parte sul do Domínio 2 (Bloco Gavião) as deformações paleoproterozoicas, foram também importantes para transformar em econômicas as mineralizações auríferas, modificando-as e passando a ser denominadas de ouro (Au) orogênico, tanto no GB Umburanas como na SMVS Contendas Mirante-Jurema Leste. Isso se explica porque o ouro, disperso inicialmente nas rochas vulcânicas ácidas e em metassedimentos carbonosos, em função das deformações, se concentrou de preferência em zonas de cisalhamento, surgidas durante as deformações neoarqueanas e depois paleoproterozoicas. Essas zonas, ajudadas pelo calor gerado pelos granitos sin-tectônicos, facilitou a circulação de fluidos hidrotermais fazendo esse metal migrar e se concentrar nessas zonas móveis.

Por outro lado, na SMVS Brumado nos bolsões e fraturas presentes nos magnetitos vem sendo minerado o talco branco (Tlc) hidrotermal, pela BRUMADO TALCO S.A. que chegou a retirar, em média, 40 mil toneladas/ano. Esse recurso mineral foi gerado durante as deformações retrógradas paleoproterozoicas fazendo com que fluidos silicosos se somassem com o óxido de magnésio formando silicato de magnésio. Isso ocorreu segundo a reação  $SiO_2 + MgO = Talco$  (silicato de magnésio). Por sua vez, na parte norte do Domínio 2 (Bloco Gavião) verifica-se igualmente a presença do hidrotermalismo, dessa vez atingindo os komatiitos do GB Lagoa do Alegre. Dessa forma foi gerado talco verde (Tlc) que foi explorado no início dos anos setenta, através de uma pequena empresa de mineração denominada GEOMINAS. Ainda na parte norte do Domínio 2, dessa vez na Serra de Jacobina, o Au detrítico, minerado na matriz dos conglomerados, da Formação Serra do Córrego, foi remobilizado indo preencher fraturas e vazios nos conglomerados e em quartzitos vizinhos. Trata-se de pequenas ocorrências de Au hidrotermal, algumas delas sendo esporadicamente garimpadas. Deve-se chamar a atenção para os granitos pós-tectônicos paleoproterozoicos, presentes na região. Esses, ao intrudirem os metassedimentos da Serra de Jacobina, em profundidade correspondente à fácies xisto-verde, devem ter aumentado a temperatura ambiente e ajudado na mobilização dos fluidos, carregando com eles o ouro inicial detrítico, transformando-o localmente em Au hidrotermal. Quando esse processo se faz, concomitantemente, e associado às zonas de cisalhamento, passa-se a considerá-lo como Au orogênico.

Ainda no contexto da Serra de Jacobina, na região de Campo Formoso, foram geradas mineralizações de berilo (Bl) e esmeralda (Esm) (MOREIRA, 1995) que são exploradas até hoje de forma intermitente. Estas ocorrências de pedras preciosas apareceram devido à interação de pegmatitos ricos em quartzo, oriundos dos granitos paleoproterozoicos, com as rochas peridotíticas arqueanas, serpentinizadas hidrotermalmente e compostas de tremolita-actinolita, talco e carbonato. No contato com o quartzo formam-se flogopititos litínicos, clorita, talco xistos e, algumas vezes, molibdenita e *schelita* (MOREIRA, 1995).

Também no Domínio 2 (Bloco Gavião), na intrusão alcalina de Lagoa Real (1724 Ma) ocorrem albitos com urânio (U), (ARCANJO *et al.*, 2000; CRUZ *et al.*, 2014, 2007; CHAVES *et al.*, 2007) constituindo a Mina da CNEN-Comissão Nacional de Energia Nuclear em Caetité. Com relação à gênese do minério, considera-se que na fase final de cristalização do corpo, fluidos sódicos uraníferos, hidrotermais e finais, concentraram-se na parte mediana do corpo. Com isso, através de metasomatismo, possivelmente ainda na câmara magmática, os plagioclásios mais cálcicos e as microclinas iniciais foram substituídos por albita, criando os albitos mineralizados em uraninita (BARBOSA *et al.*, no prelo). Surgiram assim os albitos ricos em urânio (U) de idade paleoproterozoica e que foram posteriormente deformados no neoproterozoico.

Por sua vez, no Domínio 3 (Espinhaço Setentrional), depósitos de minério de manganês (Mn) e ferro (Fe) foram localizados, especialmente na SMVS Caetité-Licínio de Almeida (BARBOSA *et al.*, 2012; BORGES *et al.*, 2015). Seus protominérios foram provenientes da deposição química desses elementos, sempre associados com pelitos. Durante as deformações e o metamorfismo neoproterozoico, esses sedimentos deram origem a formações ferríferas (BIFs) e mármore rodocrosíticos, às vezes portando o mineral jacobsita que é uma magnetita de manganês (Mn) (magnetita manganésifera), como será descrito mais na frente no item 5.5. Esses depósitos de ferro e manganês são de propriedade da BAMIN-Bahia Mineração e da FNRG (grupo do Cazaquistão) onde a sua principal frente de lavra é chamada de Mina Pedra Preta. Ainda nesse domínio, na continuidade norte da SMVS Caetité-Licínio de Almeida, vale fazer referência à antiga mina de chumbo (Pb) e zinco (Zn) de Boquirá (sulfetos maciços com galena e esfarelita e com os acessórios pirita e pirrotita). Essa mina, embora atualmente paralisada e possivelmente exaurida, funcionou durante muito tempo, tendo sido geneticamente considerada como hidrotermal do tipo sedimentar-exalativo (SEDEX) (ESPOURTEILLE, 1980; LOUREIRO, 2009; GARCIA, 2011).

Nessa evolução tectônica paleoproterozoica da região norte do CSF na Bahia destaca-se o Domínio 9 (Bloco Serrinha), (RIOS *et al.*, 2005; 2007; 2009) devido à presença do Distrito Aurífero Rio Itapicuru, onde é largamente minerado o ouro (Au) orogênico (Projeto Deixaí, Mina C1-Santa Luz, Mina Fazenda Brasileiro) (ASSIS, 2016, 2018). A propósito, as ocorrências de Deixaí, da MINERAÇÃO CAIÇARA, ainda estão sendo pesquisadas; a Mina C1-Santa Luz está paralisada, desde o início de 2019 e a Mina Fazenda Brasileiro é minerada, faz alguns anos, pela empresa canadense LEAGOLD que extraiu 375.445 onças em 2019. Deve-se colocar que as litologias dessa província aurífera se formaram com a abertura da crosta gnáissica-migmatítica do Complexo Santa Luz (3162-2991 Ma), gerando um rifte que evoluiu para um oceano, permitindo o aparecimento de arcs e *back-arcs* (Riaciono, 2200-2050 Ma). Esses contêm basaltos toleíticos, rochas vulcânicas dacíticas e riolíticas, ambas superpostas por rochas siliciclásticas (2148 e 2081 Ma) e que vieram a constituir os GBs Rio Itapicuru e Capim. Ainda no caso do ouro (Au) desse domínio, com um melhor entendimento da geologia local, chegou-se à conclusão que a maior parte dele se concentrou originalmente nas vulcânicas ácidas, embora existam menores quantidades de Au detrítico, nos sedimentos da bacia *back-arc*, muitos deles carbonosos. A tectônica, o metamorfismo retrógrado associado com o hidrotermalismo paleoproterozoico, em profundidade crustal correspondente à fácies xisto verde, concentraram esse elemento, tornando-o economicamente explorável. Vale colocar novamente que a introdução de granitos, principalmente os sin e tardi-tectônicos aumentaram a temperatura ambiente, fazendo circular com mais facilidade os fluidos hidrotermais concentradores do Au, principalmente nas zonas de cisalhamento retrogradadas (BARBOSA *et al.*, no prelo). A saber, na Mina da Fazenda Brasileiro, os estudos geocronológicos empreendidos por Melo *et al.* (2006) corroboram com a interpretação de que foram os processos ligados ao retrometamorfismo, os principais concentradores do ouro. Com efeito, esses autores encontraram idades Ar-Ar em muscovita retrograda-hidrotermal com valores de 2050-2054 Ma, interpretada como a idade da mineralização aurífera. Como o pico do metamorfismo tem idade de 2080 Ma, a mineralização ocorreu então a cerca de 30 Ma após esse pico, portanto durante o retrometamorfismo.

O metamorfismo e as deformações paleoproterozoicas, de uma maneira geral, atingiram diversos domínios tectônicos do MTGBA, tanto nas fases progressivas como nas fases regressivas. No caso do Distrito Cuprífero Vale do Curaçá-Caraíba, situado no Domínio 7 (CISC), o minério de cobre (Cu) (2580 Ma) (GARCIA, 2013; 2018) e suas rochas encaixantes (2695 Ma), que no Neoarqueano foram atingidas por eventos tectônicos de 2,6-2,7 Ga, foram superpostas por um metamorfismo progressivo e regressivo durante o Paleoproterozoico (BARBOSA *et al.*, 2012).

Os estudos petrográficos mostram que a mineralização primária foi ígnea, formada em profundidade crustal correspondente à fácies granulito. Entretanto, durante o retrometamorfismo, com a subida das rochas para o nível crustal da fácies anfíbolito, houve a penetração de granitoides potássicos orosirianos (2044-2042 Ma), fazendo com que o minério ígneo sofresse uma primeira etapa de hidrotermalismo (2,05-2,03 Ga) (GARCIA, 2013). Com efeito, esse processo é notado em lâminas petrográficas onde os piroxênios estão alterados parcialmente para anfíbólios e biotitas em função da entrada de fluidos aquosos e potássicos, esses últimos provenientes dos granitoides sin-tectônicos (2044 Ma). Verifica-se também nessa primeira etapa hidrotermal que os gabros e hiperstenitos, são transformados em biotititos nas zonas de cisalhamento retrógradas que cortam rochas mineralizadas. Uma segunda etapa hidrotermal (1,95-1,92 Ga) está ligada à subida das rochas e minério para partes mais superficiais da crosta, correspondente à fácies xisto-verde. Isso é assim considerado porque nas rochas identifica-se clorita e malaquita, proveniente da alteração das biotitas e da calcopirita-bornita, respectivamente.

No caso do cromo (Cr) existente no Distrito Cromífero Vale do Jacurici, situado no Domínio 7 (CISC), durante o paleoproterozoico houve a penetração do *plúton* granítico Cachoeira (Riaciono, 2085 Ma) (SILVEIRA *et al.*, 2015a, 2015b) em ambiente da fácies anfíbolito, interdigitando-se com o Complexo Santa Luz (Mesoarqueano, 3162 Ma) (DAVISON *et al.*, 1988). Concomitantemente, corpos e *sills* máficos-ultramáficos (dunitos, harzburgitos ou piroxenitos, com camadas de cromititos de até 8 metros de espessura) penetraram o Granitoide Cachoeira. Após esses eventos geológicos, as rochas foram superpostas pela cobertura essencialmente sedimentar referida no início desse item e gerada pela entrada do Mar Caraíba-Juazeiro-Ipirá-Contendas. E, ainda durante a construção do OISC, deformações paleoproterozoicas sub-horizontais, com vergência para oeste, formaram dobras recumbentes que colocaram as rochas mais superficiais em profundidade correspondente à fácies granulito. Entretanto, durante o soergimento das rochas da fácies granulito, para ambiente da fácies anfíbolito, os granulitos foram retrogradados. A partir daí, vale fazer referência aos trabalhos geofísicos que ajudaram na compreensão da geologia desse distrito. A saber, estudos de magnetometria indicam que este distrito é composto de dezenas de depósitos e minas de cromo, distribuídas em uma faixa de orientação aproximada N-S, com 120 km de extensão e 15 km de largura. Os corpos máficos-ultramáficos (gabros, dunitos e harzburgitos), contendo as mineralizações, estão dispostos com camadas de cromitito, colocadas paralelamente à foliação das rochas metamórficas de alto grau. Os dados aéreos magnéticos e gamaespectrométricos possibilitaram delimitar unidades geofísicas que se compatibilizaram com os dados da geologia.

A grosso modo, valores magnéticos elevados são notados sobre os dunitos e harzburgitos, cujas anomalias são ressaltadas pela presença intrínseca de minerais magnéticos. Esses diferem das suas encaixantes ortognaissicas, retrógradas pelo fato dessas últimas apresentarem valores magnéticos baixos ou muito baixos. Por sua vez, com relação à gamaespectrometria, os corpos máficos-ultramáficos mineralizados com cromo, exibem baixos valores de Th, U e K, diferentemente de suas encaixantes quartzo-feldspáticas que possuem elevados valores desses elementos (SILVA & SAMPAIO, 2017). A integração de dados geológicos e geofísicos permitiu interpretar que durante o paleoproterozoico (Riaciono), em zona de falha/cisalhamento retrógrada instalada entre o Complexo Caraíba a oeste e os gnaisses Cachoeira e Complexo Santa Luz a leste, penetrou o Sienito Itiúba em 2085 Ma, o qual veio a constituir uma serra de direção N-S, separando os dois distritos mineiros: cuprífero a oeste e cromífero a leste.

De modo geral, a tectônica paleoproterozoica foi igualmente influente na reconcentração hidrotermal do ouro. Deve ser registrado mais uma vez que, em todos esses casos, as temperaturas das intrusões graníticas tardi e pós-tectônicas, provenientes do pico do metamorfismo (2032-2080 Ma), associado às deformações, ajudaram na mobilização e reconcentração do Au orogênico, carregado por fluidos carbônicos de baixa salinidade. Em certos casos esses depósitos passaram da categoria detrítica para a categoria orogênica.

Na Evolução Tectônica e Metalogenética da Bahia, também deve ficar registrado que, no intervalo de 2085 a 1944 Ma, próximo ao pico do metamorfismo paleoproterozoico, identifica-se a presença de inúmeros corpos graníticos e sieníticos. Os corpos graníticos, sin, tardi e pós-tectônicos podem ser exemplificados no Domínio 9 (Bloco Serrinha) e no Domínio 7 (CISC), citando-se por exemplo, aqueles denominados de Araci (2059 Ma) (RIOS 2002), Efaceas (2163 Ma), Nordestina (2152 Ma) (CRUZ FILHO, 2000; CRUZ FILHO *et al.*, 2005), Itareru (2109 Ma) (CARVALHO & OLIVEIRA, 2003), Teofilândia (2127 Ma) (BARRUETO, 2002), Barrocas (2137 Ma) (RIOS, 2000) e Pedra Vermelha (2080 Ma), os quais ocorrem a partir do paralelo de Salvador para norte, onde, apesar da presença da fácies granulito, na maioria retrógrada, predominam rochas da fácies anfíbolito. Os corpos sieníticos, sin a tardi-tectônicos, podem ser exemplificados no Domínio 7 (CISC) como aqueles de Itiúba (2084 Ma) (CONCEIÇÃO, 1990), Santanópolis (2084 Ma) (CONCEIÇÃO, 1990), Cachoeira-São Félix (2098 Ma) (ROSA, 1999; ROSA *et al.*, 2001) e Anuri (OLIVEIRA, 1995) os quais ocorrem paralelamente às foliações e lineamentos, predominantes nesse domínio. E, em função das suas mineralogias, interpreta-se que o magma desses sienitos penetrou na crosta, quando esta estava elevada, cristalizando-se em profundidades correspondente à fácies anfíbolito.

Os corpos graníticos paleoproterozoicos não se concentraram somente no Domínio 9 (Bloco Serrinha) e Domínio 7 (CISC), ao contrário, se dispersaram por quase todo o embasamento do CSF na Bahia. No Domínio 2 (Bloco do Gavião) na sua parte sul foram estudados os corpos de Aracatu (2061 Ma) (SANTOS PINTO, 1996, 2012), Mariana (1944 Ma), Umburanas (2049 Ma), Caculé (2019 Ma) (BASTOS LEAL, 2003; MENEZES LEAL *et al.*, 2015), Salinhinha (2003 Ma) (GORDILHO-BARBOSA, 2019a), Gameleira (1947 Ma) (MARINHO, 1991), Guanambi-Urandi (2054 Ma) (ROSA *et al.*, 1999), Boquira (2041 Ma) (ARCANJO *et al.*, 2000) e, na sua parte norte, são registrados os corpos de Campo Formoso (1960 Ma) (RUDOWSKI, 1989; CUNEY *et al.*, 1990), Carnaíba (1883 Ma) (SABATÉ *et al.*, 1990; GIULIANI *et al.*, 1994), Jaguarari (1960 Ma) (CELINO, 1991) e Cachoeira Grande (2080 Ma) (LEITE, 2002). Isso demonstra a importância da tectônica paleoproterozoica no CSF na Bahia, a qual ao atuar na crosta continental em profundidade, produziu grande quantidade de granitos, sobretudo aqueles dos tipos “I” e “S” (GORDILHO-BARBOSA, 2019b).

Vale salientar ainda, a tectônica crustal progressiva paleoproterozoica afetou áreas do Manto Superior do CSF na Bahia. Este Manto, ao se fundir, originou as intrusões máficas-ultramáficas do Jacurici (2085 Ma) (SILVEIRA, *et al.*, 2015a, 2015b; OLIVEIRA *et al.*, 2003) com minas de cromo (Cr), as intrusões máficas-ultramáficas de Mirabela-Palestina (1990 Ma) (LAZARIN, 2011) com minas de níquel (Ni) e cobre (Cu) e a intrusão gabro-anortosítica do Rio Piau (1989 Ma) (CRUZ, 1989) com ocorrências de Ferro (Fe) - Titânio (Ti) - Vanádio (V). No caso da Mina Mirabela-Palestina, ela pertence a ATLANTIC NIKEL MINERAÇÃO, que em 2019 extraiu 10 mil toneladas de concentrado de níquel. A mina de P (fosfato) denominada Angico dos Dias (RIACIANO, 2011 Ma) associada com rochas magmáticas carbonatíticas, sieníticas, piroxeníticas, dioríticas e tremolitíticas, também foi proveniente dessa fusão mantélica (LUCIANO, 2019). Todas essas manifestações ígneas ocorreram próximas ao clímax da orogenia paleoproterozoica. Essa mina de fosfato pertence à GALVANI e YARA INTERNATIONAL que vem extraindo em média, 1,2 milhões de toneladas/ano de rocha fosfática concentrada.

Durante essa Evolução Tectônica e Metalogenética da Bahia, no final do paleoproterozoico, depois da crosta continental estar francamente estabilizada e erodida, em um sistema pré-rifte e sin-rifte, teve início o Aulacógeno do Paramirim. Com isso houve a deposição, no Domínio 3 (Espinhaço Setentrional) das Formações. Serra dos Algodões (1760-1660 Ma) (DANDEFER *et al.*, 2015) composta de metapsamitos, metaconglomerados e metaarenitos feldspáticos) e do Grupo Oliveira dos Brejinhos (1729-1659 Ma) constituído pela Formação Pajeú (metacarbonatos, metapsefitos, metapelitos), Formação Sapi-ranga (metapsefitos, metaquartzarenitos) e Formação

São Simão (metarriolitos, metapiroclásticas metavulcânicas ácidas) (DANDEFER *et al.*, 2009; GUIMARÃES *et al.*, 2019), essa última cronocorrelata com as rochas do Grupo Rio dos Remédios que compõe o Domínio 5 (Chapada Diamantina) (DANDEFER, 2009). Esse último domínio é formado pela Formação Serra da Gameleira (1775 Ma, metaquartzarenitos, metaconglomerados) e pelas vulcânicas do Grupo Rio dos Remédios (1777-1579 Ma) (GUADAGNIN, 2014) todas essas ações ocorrentes no Estateriano. Quanto às erupções vulcânicas do Grupo Rio dos Remédios, tanto do Domínio 3 (Espinhaço Setentrional) quanto do Domínio 5 (Chapada Diamantina) elas ocorreram em um período de cerca de 200 milhões de anos. Foram basicamente explosivas, alcançaram uma área no centro da Bahia de aproximadamente 30.000 km<sup>2</sup>, sendo formadas basicamente de riolitos e traquitos, sob as formas de vulcanoclastitos, tufos, brechas e derrames. Na parte ocidental do Domínio 5 (Chapada Diamantina), onde essas vulcânicas são mais numerosas, estudos recentes mostram que esses riolitos e traquitos, formados em ambiente sin-rifte, foram modificados pelas deformações, metamorfismo e hidrotermalismo. Petrograficamente, essas vulcânicas são formadas por pórfiros de quartzo, feldspato potássico e biotita, tendo como minerais acessórios monazitas, zircão e opacos. Entretanto, às vezes, exibem porfiroblastos de andaluzita, cianita e granada indicando a presença do metamorfismo. Por outro lado, a grande quantidade de sericita e muscovita mostra que o hidrotermalismo, associado com a deformação, foram importantes para transformar essas rochas vulcânicas em xistos. Com relação à metalogênese, registram-se nessas vulcânicas xistificadas, ocorrências de estanho (Sn) magmático e ouro (Au) hidrotermal encontrado em veios de quartzo (BARBOSA *et al.*, no prelo).

#### 5.4. MESOPROTEROZOICO

No centro da Bahia, na Era Mesoproterozoica, predominou a sedimentação siliciclástica, uma das principais responsáveis pela construção do Aulacógeno do Paramirim. Essa sedimentação se verifica no Domínio 3 (Espinhaço Setentrional) e no Domínio 5 (Chapada Diamantina), tendo entre eles o Domínio 4 (Bloco do Paramirim) (GUIMARÃES, 2008; GUIMARÃES *et al.*, 2005). O Aulacógeno do Paramirim foi formado por processos de rifteamentos sucessivos (pré, sin e pós) ocorrendo na base, sedimentos e vulcânicas paleoproterozoicas, descritas antes, as quais foram superpostas por espessos pacotes de sedimentos meso e neoproterozoicos.

No Domínio 3 (Espinhaço Setentrional) pode-se interpretar que os sedimentos do Aulacógeno se depositaram em um sistema pós-rifte de idade mesoproterozoica.

Esses sedimentos são representados pela Formação São Marcos (1580 Ma, metarenitos quartzo-feldspáticos, metapelitos, metarenitos) (DANDEFER, 2009) e pela Formação Sítio Novo (1514 Ma, metaquartzarenito conglomerático, metapelitos, metarcóseo) (GUIMARÃES *et al.*, 2019) ambas do Calimiano e que se depositaram em uma sinéclise a qual, predominou no topo do Aulacógeno. Ainda no Domínio 3 (Serra do Espinhaço) deve-se fazer referência às ocorrências de ametista (Amt), em quartzitos conglomeráticos (CORREA, 2010). Essas foram garimpadas como pedra semipreciosa o que serviu para movimentar a economia local e manter a sobrevivência da cidade Brejinho das Ametistas durante muito tempo. Sua gênese não está bem esclarecida, embora pesquisas realizadas na região indiquem que a ametista surgiu com o preenchimento pegmatítico de falhas e fraturas através de fluidos hidrotermais vindos de alguma fonte granítica. Entretanto, apesar dessa possibilidade, até agora os trabalhos de campo não mapearam nenhum corpo granítico na região, impossibilitando de se fazer a ligação de um granito com a gênese dessa pedra semipreciosa.

O Domínio 4 (Bloco do Paramirim) constituía um alto topográfico no Aulacógeno do Paramirim, onde, na época, parece que não foi superposto por sedimentação, mas sim por vulcânicas do Grupo Rio dos Remédios (GUADAGNIN, 2014). As rochas desse bloco são ortognaisses de médio grau metamórfico, de idades arqueanas, que enclava tectonicamente a SMVS Cristais, sem datação, mas, portadora de metassedimentos e metavulcânicas onde o Au orogênico é pesquisado atualmente.

O Domínio 5 (Chapada Diamantina) durante a sedimentação do Aulacógeno foi superposto por rochas do Grupo Paraguaçu (metarenitos feldspáticos, metaquartzarenitos) em um sistema pós-rifte, assim como ocorreu no Domínio 3 (Espinhaço Setentrional) referido antes. Sobre os ambientes pré, sin e pós do aulacógeno e sobre as rochas do Grupo Paraguaçu, depositaram-se no Calimiano, as Formações Tombador (620-180 m de espessura, metaconglomerados, metarenitos feldspáticos, metaquartzarenitos) (GUADAGNIN, 2014, 2015) e Caboclo (1436 Ma, 460m de espessura, metaquartzarenitos silicificados, metargilitos, metassiltitos, metacalcários) pertencentes à sinéclise que dominou o topo do Aulacógeno do Paramirim. Nessas últimas formações, sobretudo nas proximidades da cidade de Rio de Contas, existem ocorrências de ouro (Au) em veios de quartzo leitosos hidrotermais, sobretudo aqueles próximos dos diques de basaltos que intrudiram essas rochas em zonas de falhas, os quais serão detalhados no final do item 5.5. Com efeito, o aumento das temperaturas locais provocado pelos diques, fez circular com mais facilidade os fluidos hidrotermais que retiraram o ouro dos metassedimentos, concentrando-o nos veios de quartzo. Ocorrem também nesse domínio, diamantes (Dia) detríticos, presentes em camadas conglomeráticas e, sob a forma

de microdiamantes, em rochas intrusivas (BATTILANI, 2007). A fonte desses diamantes é interpretada como vindo da erosão de kimberlito que intruiu essas rochas metassedimentares, mais ou menos na fase de soterramento dos sedimentos correspondentes. Ocorrências de manganês (Mn) supergênico são raramente encontradas em rochas pertencentes à sinéclise.

## 5.5. NEOPROTEROZOICO

No Neoproterozoico, nos oceanos que margearam o CSF na Bahia, a sedimentação foi representativamente marinha. Nas bacias marginais, os espessos pacotes sedimentares depois de deformados e metamorfisados, foram classificados como faixas de dobramentos com as denominações no MTGBA de Domínio 11 (Faixa Araçuaí), Domínio 12 (Faixa Rio Preto), Domínio 13 (Faixa Riacho do Pontal) e Domínio 14 (Faixa Sergipana/Terreno Pernambuco-Alagoas). Esses domínios foram deformados com a aproximação gradativa de outros crátons, adjacentes ao CSF. A tectônica atingiu fortemente as margens cratônicas, deformando e metamorfisando suas rochas, chegando a promover fusão e introdução de corpos granitoides, a maioria sin e tardi-tectônicos. Com isso foram geradas elevações e montanhas ao redor do CSF, deixando sua parte central relativamente rebaixada. Entretanto, com as deformações vergentes para o CSF, algumas rochas das faixas de dobramento extravasaram e se superpuseram ao embasamento cratônico mais antigo.

O Domínio 11 (Faixa Araçuaí) corresponde à principal faixa de dobramentos de rochas metamórficas que limita o CSF no sul e sudeste da Bahia. Estudos realizados nessas regiões evidenciam que o grau do metamorfismo diminui do sul ( fácies granulito) em direção ao norte ( fácies anfibolito) (MORAES *et al.*, 2015). Essa gradação é registrada nas rochas metamórficas paraderivadas que dominam essa faixa. O metamorfismo se manifestou durante a inversão da bacia sedimentar, sotoposta ao embasamento. Com efeito, ao sul são encontrados granulitos kinzigíticos exibindo produtos de fusão diatexítica com granada, cordierita, ortoclásio e quartzo, além de rochas máficas, portando paragênese com ortopiroxênio, granada, plagioclásio e também quartzo. Através de métodos termobarométricos, essas paragêneses permitiram calcular para esse metamorfismo, pressões da ordem de 7 kbar e temperaturas em torno de 850°C (MORAES *et al.*, 2015). Nessa faixa, na fronteira Bahia-Minas, associadas às rochas kinzigíticas da fácies anfibolito, destacam-se ocorrências de grafite (Gf), algumas delas sendo exploradas economicamente pela GRAFITE DO BRASIL, que retirou cerca de 18 mil toneladas em 2019. Também nessa área localiza-se o Distrito Pegmatítico Itambé-Itapetinga, onde alguns pegmatitos são garimpados esporadicamente, focando os minerais de berílio (Be) e lítio (Li) (SILVA *et al.*, 1996).

Faz parte também desse domínio, a Bacia do Rio Pardo e a Província Alcalina do Sul do Estado da Bahia (PASEBA) essa última contendo pedreiras para a extração de pedras ornamentais a exemplo da sodalita (Sdl). Tanto a bacia como a província, antes citadas, possui idade neoproterozoica e situadas no limite entre o Domínio 7 (CISC) e o Domínio 11 (Faixa Araçuaí). As rochas nefelina-sieníticas (MOREIRA, 2004) que também afloram na PASEBA estão em fase de implantação para explorá-las pela B4F MINERAÇÃO LTDA.

Ainda no que dizem respeito à tectônica neoproterozoica, esforços tectônicos vindos de sul trouxeram rochas neoproterozoicas do Domínio 11 (Faixa Araçuaí) que se superpuseram às rochas mais antigas, arqueanas e paleoproterozoicas, da parte sul do Domínio 2 (Bloco Gavião). Considera-se que essa tectônica infracrustal, promoveu o deslocamento e subida do Domínio 4 (Bloco Paramirim) em direção ao norte (ARCANJO *et al.*, 2000). Registros desse deslocamento e subida desse segmento crustal pertencente ao embasamento do Aulacógeno do Paramirim, são encontrados nos dobramentos das rochas de cobertura do aulacógeno, no Domínio 5 (Chapada Diamantina) e, no contato entre esse último e o Domínio 4 (Bloco Paramirim) (CRUZ, 2015). Nesses locais estão presentes zonas de cisalhamento que registram lineações “Lx” das biotitas, dispostas de maneira sub-horizontal ou levemente inclinadas para sul. Essas biotitas registram idades K-Ar neoproterozoicas variando de 507 a 483 Ma. No mesmo contexto, processos de deformação e metamorfismo, provenientes de empurrões de segmentos do Domínio 2 (Bloco do Gavião) e do Domínio 4 (Bloco do Paramirim) sobre as rochas metassedimentares do Domínio 3 (Espinhaço Setentrional), podem ser observados nessas rochas metassedimentares. Efetivamente, comprovação desses empurrões com vergência para oeste é encontrada nos seixos de conglomerado desse último domínio. Esses seixos, inicialmente posicionados de forma aleatória, com a tectônica, foram rotacionados e orientados na direção W-E. Da mesma forma, cianitas encontradas no contato do Domínio 2 (Bloco Gavião) com o Domínio 3 (Serra do Espinhaço) posicionaram seus eixos “c” orientados na direção meridiana, igualmente fruto de esforços sub-horizontais vindo de leste. Considera-se assim que esses deslocamentos foram função das deformações neoproterozoicas. Além disso, outro exemplo de que a tectônica neoproterozoica atingiu as rochas do Domínio 2 (Bloco Gavião), diz respeito ao corpo alcalino Lagoa Real (ARCANJO *et al.*, 2000; CRUZ *et al.*, 2014, 2007), situado a norte da cidade de Caetité. Nesse corpo, portador de importante mina de urânio (U), existe idade U-Pb em zircão de 1724 Ma do Estateriano. Ele encontra-se intensamente deformado e metamorfoisado postando monazitas com idade neoproterozoica que alcança o valor de 540 Ma, compatível

com as idades K-Ar de 514 Ma e 538 Ma encontradas nas biotitas desse mesmo corpo. Como referido antes, do ponto de vista genético, considera-se que a mineralização de urânio (U) foi formada na fase final de cristalização do corpo, no paleoproterozoico. Entretanto, torna-se interessante assinalar que a deformação ocorreu em torno de 550-600 Ma, no Neoproterozoico (Ediacarano), a cerca de 1100 Ma depois da cristalização e formação do minério de urânio.

O Domínio 12 (Faixa Rio Preto), por sua vez, situa-se no limite noroeste do CSF, nas proximidades da fronteira Bahia-Piauí (BARROS *et al.*, 2017). Ele é constituído basicamente de quartzitos e xistos, produto do metamorfismo de rochas pelíticas, originadas no Mar Brasiliano. Nas proximidades do limite entre os metassedimentos dessa faixa com os ortognaisses de Cristalândia no Piauí, as deformações produziram nos metapelitos, foliações com inclinações fortes para sul e cada vez mais fracas para norte, formando uma estrutura de “flor positiva”, assimétrica. Com relação à metalogênese, as deformações neoproterozoicas vindas de oeste em direção a leste, trouxeram de partes mais profundas da crosta, possivelmente do embasamento dessa faixa, o corpo ultramáfico denominado Caboclo dos Mangueiros (MATOS, 2018). Esse corpo foi descoberto em 2012, pela CBPM – Companhia Baiana de Pesquisa Mineral através mapeamento geológico e geofísico de detalhe, incluindo 15 furos de sondagem, totalizando 2670 metros. Devido às deformações tectônicas ele ficou encravado nos xistos Rio Preto, contendo 2000 metros de comprimento versus 500 metros de largura versus 270 metros de profundidade, assumindo a forma de um *sill* alongado. Apesar de deformado, mantém ainda a estrutura magmática preservada. As rochas predominantes são dunitos, wherlitos e piroxenitos com uma mineralogia formada basicamente de olivina, clinopiroxênio e plagioclásio. Possui idade U-Pb em zircão de 573 Ma, sendo mineralizado em cobre (Cu) e zinco (Zn) (pirrotita, petlandita, calcopirita e pirita) (MATOS, 2018). Nesse mesmo contexto considera-se que os corpos gabróticos de Campo Alegre de Lourdes possuam idade neoproterozoica e que também tenham sido trazidos para partes mais superficiais da crosta através das deformações neoproterozoicas (COUTO, 1989; BARBOSA *et al.*, no prelo). Nesse caso, esses corpos máfico-ultramáficos de Campo Alegre de Lourdes, orientados na direção N-S, são portadores de expressivas reservas de Ferro (Fe) - Titânio (Ti) - Vanádio (V) que atualmente estão sendo pesquisadas pela canadense LARGO RESOURCES LTDA, a mesma que explora o vanádio de Maracás. Vale colocar que esses xistos Rio Preto, que são encaixantes dos corpos máfico-ultramáficos citados antes, foram também intrudidos por granitoides alcalinos com idade de 971 Ma (BARBOSA *et al.*, no prelo), confirmando o ambiente neoproterozoico para a Faixa Rio Preto.

O Domínio 13 (Riacho do Pontal) ocorre a leste do Domínio 12 (Faixa Rio Preto) com suas rochas aflorando muito pouco na Bahia (CAXITO, 2016; CAXITO *et al.*, 2014; 2015; 2018). São formadas basicamente de metassedimentos xistosos quartzo-feldspáticos contendo biotita e clorita os quais superpõem rochas ortognaissicas TTG, a maioria arqueanas (UHLEIN *et al.*, 2011; NEVES, 2015). Esses metassedimentos foram provenientes do Mar Brasileiro que, através de transgressões e regressões marinhas depositou calcário no centro da Bahia, vindo a formar a Bacia de Irecê, descrita mais adiante. Faz parte do embasamento desse Domínio 13 (Riacho do Pontal) a SMVS Lagoa do Alegre (MORAES, 2010), que possui BIFs, muitas delas pesquisadas para minério de ferro, além de ocorrências de talco verde (Tlc). Essas são provenientes da alteração hidrotermal de komatiitos que se situam na base do GB Lagoa do Alegre, o qual foi discutido anteriormente, durante a descrição do arqueano da região.

O Domínio 14 (Faixa Sergipana/Terreno Pernambuco-Alagoas) está situado no nordeste, tem uma direção geral NW-SE e passa por baixo do Domínio 15 (Bacia Recôncavo-Tucano) conforme mostram os estudos geofísicos descritos no item 3.3. Na Bahia a Faixa Sergipana encontra-se representada por três grupos, do mais velho (fácies metamórfica mais alta) para o mais novo (fácies metamórfica mais baixa), a saber: Grupo Macururé, Grupos Miaba-Vaza Barris e Grupo Estância (OLIVEIRA *et al.*, 2010a), todos eles separados por zonas de cisalhamento. Quanto ao Grupo Macururé ele é formado por mica xistos e anfibolitos com intercalações de mármore, metavulcânicas, metaturbiditos com granada e quartzitos, esses últimos com zircões detríticos onde a idade mínima encontrada é de aproximadamente 800-856 Ma do Toniano. Quanto aos Grupos Miaba-Vaza Barris, o primeiro (Miaba) é formado de quartzitos, filitos, metaconglomerados, metagrauvas, xistos, calcários e dolomitos e o segundo (Vaza Barris) por metarenitos, filitos, metadiamicritos, calcários escuros e dolomitos e onde em amostra de rocha siliciclástica foram encontrados zircões detríticos com idades variando de 2000 a 553 Ma (OLIVEIRA *et al.*, 2015a; 2015b). Quanto ao Grupo Estância, esse é formado de diamicritos, calcários, dolomitos, siltitos, conglomerados e arenitos, esse último possuindo zircões detríticos com idades que variam de 955 a 570 Ma. Deve-se colocar que a introdução de granitos sin e pós-metamórficos no Grupo Macururé, ocorrem em rochas de mais alto grau com idades variando entre 628 e 570 Ma, ambas do Ediacarano.

A porção do Terreno Pernambuco-Alagoas (TPA), situada na Bahia (CRUZ 2014; BRITO NEVES & SILVA FILHO 2019) é constituída por fragmentos antigos do Arqueano e do Paleoproterozoico, designados respectivamente de Complexo Entremontes (2734 Ma) e Complexo Riacho Seco (1992 Ma). O fragmento arqueano encontra-se

bastante deformado e foi cartografado anteriormente como parte integrante do Bloco Remanso-Sobradinho do CSF. O Complexo Entremontes é formado de ortognaisse granítico a granodiorítico, biotita gnaisse quartzo-feldspático e gnaisse migmatítico, granodiorítico a tonalítico além de anfibolitos. Intercalações de mica-quartzo xisto, paragnaiss quartzo-feldspático granadífero e zonas de alteração hidrotermal também ocorrem. O Complexo Riacho Seco é constituído por uma associação de rochas ortognaissicas migmatíticas, de composição tonalítica a granítica e idade orosiriana (1992 Ma), com restos de rochas supracrustais. Essas rochas supracrustais compõem uma sequência metavulcanossedimentar integrada por granada micaxistos (~2,0 Ga), biotita gnaisses aluminosos, rochas calciossilicáticas e metacarbonatos, além de rochas metamáficas anfibolitizadas. A estas últimas associam-se mineralizações de cobre que já foram alvo de trabalhos de prospecção mineral pela CBPM (Projeto Riacho Seco II, 1980 e 1983). Estas mineralizações de cobre (Cu) vêm sendo atualmente exploradas pela BRITA BUSINESS BRASIL MINERAÇÃO IMPORTAÇÃO. Merece destaque também os complexos neoproterozoicos (~1,0 Ga) denominados de Abaré e Belém do São Francisco que são constituídos por biotita ortognaisses tonalíticos/granodioríticos, geralmente migmatizados. Associados a estes complexos ocorrem corpos anfibolíticos, calcários/mármore, quartzitos e rochas calciossilicáticas. Bordejando estes complexos encontram-se rochas supracrustais representadas pelo Complexo Cabrobó (<643 Ma), provável testemunho de um rifteamento durante o período criogeniano. Este complexo é formado por micaxistos e biotita gnaisses granadíferos, eventualmente migmatizados, além de corpos lenticulares de metabasitos, rocha calciossilicática e quartzito. Além destas unidades, ressalta-se também um volumoso magmatismo brasileiro (neoproterozoico), representada por plutons e batólitos graníticos tardi a pós-tectônicos, dos quais se destaca a Suíte Chorrochó.

A estruturação do Domínio 14 (Faixa Sergipana/Terreno Pernambuco-Alagoas) pode ser interpretada como resultado da colisão neoproterozoica entre o TPA (que teria atuado como uma microplaca), a norte, e o CSF, a sul (CRUZ, 2014; CRUZ *et al.*, 2014). Em consequência desta colisão, com esforços de NE em direção ao SW, as rochas da Faixa Sergipana foram empurradas contra o CSF. Com isso, foram geradas dobras deitadas, decamétricas, que afloram em alguns locais nos Grupos Miaba-Vaza Barris. Essas dobras possuem eixos posicionados mais ou menos sub-horizontais e com planos axiais com atitudes em torno de N120°E/20°NE. Chama a atenção para o contraste entre essas rochas deformadas, separadas por zonas de cisalhamento, daquelas calcárias horizontalizadas do Grupo Estância, aparentemente sem deformações.

Essas últimas se dispõem, em discordância angular e temporal, sobre as rochas arqueanas ortognaissicas-migmatíticas do CSF, semelhantemente às outras áreas calcárias depositadas sobre os terrenos cratônicos no centro da Bahia. Isso indica que esses calcários se formaram por transgressões e regressões do Mar Brasileiro antes dos esforços que deformaram os Grupos Miaba-Vaza Barris, diferentemente do Grupo Estância, praticamente indeformado.

Como referido antes, após período glacial, regressões e transgressões marinhas, chegaram a elevar o nível do Mar Brasileiro, cobrindo praticamente todo o CSF. Nesse processo foram depositados sedimentos pelíticos e principalmente calcários, superpondo rochas mais antigas do Domínio 1 (Bacia São Francisco), Domínio 3 (Espinhaço Setentrional) e Domínio 5 (Chapada Diamantina). No Domínio 1 (Bacia do São Francisco) destaca-se a Bacia Bambuí, formada em uma sinéclise (Criogeniano, 650 Ma) com mineralizações de manganês (Mn) portando metais raros de alto teor (cobalto, tálio e escândio) (CLAYTON, 2017) nos metapelitos da base e, mineralizações de chumbo (Pb), zinco (Zn) e fluorita (F) nos calcários do topo (Formação Salitre). Nesse domínio encontra-se a Janela Erosiva Correntina-Coribe que, na época do preenchimento sedimentar, representava um alto na Bacia Bambuí, cuja erosão dos calcários, possivelmente no Quaternário, fez aflorar nessa janela, além de ortognaisses, também granitoides paleoproterozoicas, riacianos (2168-2109 Ma) (BARBOSA *et al.*, no prelo). Não se pode deixar de registrar na base da Bacia Bambuí e em áreas vizinhas, sob a cobertura calcária, rochas de origem glacial. Trata-se da Formação Bebedouro (874 Ma) (BABINSKI, 2011) com espessura média estimada de 100 metros sendo composta de diamictitos, maciços e estratificados, contendo clastos angulosos, arredondados e fragmentários de granitoides, xistos, filitos, rochas básicas e quartzitos. Essa formação é coberta pela Formação Salitre (669 Ma) (SANTANA *et al.*, 2016).

No Domínio 3 (Espinhaço Setentrional) destaca-se o Grupo Santo Onofre (metapelitos, carbonatos) (ALCÂNTARA *et al.*, 2017, BITTENCOURT, 2017) formado em um rifte (894 Ma) que se distribuiu do norte ao sul da Bahia, aproveitando as zonas de fraqueza da colisão paleoproterozoica antes referida. A falha que limita o Grupo Santo Onofre do seu embasamento corresponde ao limite oeste do Aulacógeno do Paramirim. No Domínio 5 (Chapada Diamantina) destaca-se a Formação Morro do Chapéu (metaconglomerados, metarenitos feldspáticos, metassiltitos, metargilitos) formada em um rifte (974 Ma) e cujos sedimentos, anquimetamórficos, possuem camadas silissificadas com diamantes (Dia) detríticos, como referido antes. Sobre esse rifte, formou-se uma sinéclise (Toniano, 874-761 Ma) com a deposição de sedimentos calcários (Grupos Bambuí e Una, por exemplo), vindo a constituir a Bacia de Irecê, antes citada.

Essa bacia, formada de espessas camadas carbonáticas e silissiclásticas, geradas em mar epicontinental raso (SANCHES *et al.*, 2007), com no mínimo dois ciclos transgressivos e regressivos, foi repositório desses sedimentos os quais se superpuseram à formação glacio-marinha denominada de Bebedouro. A grande maioria dessas rochas carbonáticas sofreram, após sua deposição, intensos processos de dolomitização. Segundo a autora acima, isótopos de Sr sugerem que as camadas carbonáticas são correlacionáveis à grandes distâncias e que possuem idade em torno de 650 Ma. A Bacia de Irecê contém mineralizações de chumbo (Pb), zinco (Zn) e fosfato (P) no centro e baritina (Ba) nas bordas. As mineralizações metálicas estão atualmente em fase de pesquisa pela PEDRA CINZA MINERAÇÃO, pertencente ao mesmo grupo do Cazaquistão das minas de ferro e manganês da região de Caetité. Essas mineralizações de chumbo (Pb) e zinco (Zn) são sin-sedimentares, tipo *stratabound* formadas em bacias restritas, fechadas e em ambiente redutor. Segundo Misi *et al.* (2004), a fonte desses metais seria o embasamento onde eles teriam sofrido lixiviação e transporte em direção a essas bacias. Elas se situavam próximas às áreas mais rasas do Mar Brasileiro, separadas das áreas mais profundas pela presença de barreiras com estromatólitos de recifes ricos em fósforo (P). A concentração primária do fosfato ocorreu em ambiente anóxico, após sucessões glaciogênicas e sua origem pode estar relacionada à presença de matéria orgânica (SANCHES *et al.*, 2007). Nas bordas desse mar, interagindo com o continente, nos lamitos algais, são encontradas de forma localizada, brechas sedimentares. Essas possuem em fraturas e na matriz, quartzo, galena, pirita, cerussita, esfalerita, zincita, magnetita, apatita e barita, cujos minerais são formados por fluidos hidrotermais enriquecidos em sílica e CO<sub>2</sub> (SILVA *et al.*, 2019). Com relação à barita, na sua borda leste, houve deposição de sulfato de bário, explorado intermitentemente na região sob a forma de baritina (Ba). Os calcários neoproterozoicos dessa Bacia de Irecê, referidas no Domínio 5 (Chapada Diamantina), antes horizontalizados, foram deformados de forma heterogênea, às vezes exibindo dobras suaves, outras vezes gerando dobras isoclinais com mergulhos de alto ângulo para norte. Nesse último caso é verificado, na área mineralizada com chumbo e zinco, que os estratos foram dobrados posicionando-se na direção W-E e mergulhando com cerca de 80°N. Outra possibilidade para explicar a gênese desses metais é liga-los à presença de uma falha dentro da bacia que possibilitou a formação dessas mineralizações através do hidrotermalismo.

A tectônica neoproterozoica na crosta continental do Domínio 9 (Bloco Serrinha) pode ter influenciado partes profundas do Manto para a produção em profundidade de magmas kimberlíticos. Trata-se de três *pipes* de kimberlito, um deles considerado econômico, com idade de 642 Ma do Criogeniano (DONATTI FILHO, 2011; DONATTI FILHO *et al.*, 2013).

Também as pesquisas têm mostrado afloramentos de cerca de noventa diques de rocha kimberlítica orientados na direção N30°W. Um deles, denominado Braúna, é o único considerado econômico, vindo a constituir a primeira fonte primária de diamantes (Dia) em todo o CSF e em toda América Latina. Ele vem sendo minerado pelo grupo austríaco LIPARI, que em 2019 extraiu 400 mil quilates. A mineralogia desse kimberlito, situado no município de Nordestina é composta de olivina, espinélio, ilmenita, flogopita, perovskita e apatita, estando também presentes diopsídio cromífero e fenocristais de piropo. Vale colocar que o principal corpo de kimberlito, ao penetrar sua encaixante granodiorítica paleoproterozoica, forma fenitos nos contatos, constituindo uma interessante rocha que ajuda nas frentes de lavra para a exploração desses kimberlitos diamantíferos.

No Domínio 5 (Chapada Diamantina) os estudos geofísicos contribuíram mais uma vez com o entendimento da geologia profunda desse domínio. Com efeito, através de sondagens AMT foram produzidos mapas de contorno dos valores de resistividade, que refletiram os limites das litologias suavemente dobradas da Chapada Diamantina, indicando suas tendências sinformais. Seções geoeletricas de resistividade versus profundidade mostram que o embasamento arqueano e paleoproterozoico se encontram a aproximadamente 2,5 km de profundidade (SILVA & SAMPAIO, 2017). Mais detalhadamente, em região próxima ao centro norte do domínio, áreas do embasamento estão com profundidades menores que 500 metros. Por sua vez, outra área importante do embasamento ocorre sob os metassedimentos em foco, possuindo forma alongada na direção NNE, com uma extensão de 100 km e profundidades menores que 1 km. Por sua vez, esses estudos geofísicos chegaram à conclusão de que a Bacia de Irecê possui um pacote central de metassedimentos da ordem de 6 km de espessura (SILVA & SAMPAIO, 2017).

No Domínio 3 (Espinhaço Setentrional) os sedimentos químicos exalativos ferro manganésiferos, presentes na SMVS Caetité-Licínio de Almeida e referidos no item 4.3, durante as deformações e metamorfismo neoproterozoico foram transformados em BIFs, mármores rodocrosíticos e no mineral de manganês (Mn) jacobsita (BARBOSA *et al.*, 2012; BORGES *et al.*, 2015).

As idades das fraturas e falhas da tectônica rúptil no CSF na Bahia podem ser computadas observando as idades dos diques básicos e alcalinos, dos mais velhos para os mais novos. No Domínio 8 (Bloco Uauá) são encontrados os diques de diabásios toleíticos, os mais antigos (Neoarqueano, 2623-2700 Ma) (OLIVEIRA *et al.*, 2012) da Bahia e que atravessam ortognaisses bem foliados (Mesoarqueano, 3161-2991 Ma). No Domínio 9 (Bloco Serrinha) diques basálticos toleíticos afloram no seio de rochas de médio grau metamórfico (3162-2933 Ma) alcançando uma idade de 2085 Ma (OLIVEIRA *et al.*, 2014).

No Domínio 10 (CSEB), aflorando dentro de rochas granulíticas (Sideriano, 2582-2473 Ma), os diques ali presentes possuem características basálticas com química alcalina e idade de 2015 Ma (OLIVEIRA, 2014). Nas proximidades de Salvador, no mesmo domínio anterior e também cortando granulitos (2700-2634 Ma), ocorrem diques basálticos com idades variando entre 922 a 924 Ma, ambas do Toniano (GOMES *et al.*, 1987; GOMES, 1996) No Domínio 7 (CISC) localizado no sul da Bahia, atravessando também rochas granulíticas, ocorrem enxames de diques alcalinos e toleíticos, com idades de 650 e 570 Ma, respectivamente (GOMES, 1995). Enfim, nas rochas do Aulacógeno do Paramirim, entre os Domínios 3 (Espinhaço Setentrional) e Domínio 5 (Chapada Diamantina) verificaram-se três etapas de penetração de veios basálticos e/ou diabásicos:

- (i) Veios com idades de 1496 e 1591 Ma (Calimiano) (LOUREIRO *et al.*, 2008) que atravessaram litologias da Formação Serra da Gameleira do Domínio 5 (Chapada Diamantina);
- (ii) Veios com idades de 894 Ma (Toniano) (BITENCOURT, 2017) que atravessaram rochas da Formação São Marcos (Calimiano, 1580 Ma) do Domínio 3 (Espinhaço Setentrional) e,
- (iii) Veios com idades de 854 e 834 Ma (Toniano) (DANDEFER *et al.*, 2009) que atravessaram rochas vulcânicas (1777 Ma, Toniano) no Domínio 5 (Chapada Diamantina).

Enfim, vale colocar que faz parte também do mesozoico, o Domínio 1 (Bacia do São Francisco) representado pelas litologias siliciclásticas da Bacia Urucuia, representante de uma sinéclise, essa última ocupando grandes extensões do oeste da Bahia.

## 5.6. PALEOZOICO

As litologias do Paleozoico aparecem muito pouco na Bahia, quer correspondendo às rochas sedimentares, próximas às divisas com o Piauí e Sergipe, quer aos granitoides do Domínio 11 (Faixa Araçuaí). No caso da divisa com o Piauí, as litologias sedimentares ali presentes fazem parte do Domínio 1 (Bacia São Francisco) representado pelas litologias da Sinéclise da Bacia Parnaíba. No caso da divisa com Sergipe, as litologias sedimentares fazem parte da seção paleozoica, basal, da sub-Bacia do Tucano Norte, que registra duas bacias sinéclises, pré-rifte, separadas por discordância do Carbonífero Inferior/Médio: a primeira fluvial a marinha rasa do Siluro-Devoniano e a segunda do Carbonífero Superior-Permiano (incluindo o Gráben de Santa Brígida). Estas sequências sedimentares estão assentadas sobre rochas sedimentares/metassedimentares de baixo grau de idades ediacaranas-cambrianas do Domínio 14 (Faixa Sergipana) (OLIVEIRA *et al.* 2015a; 2015b) e estão sotopostas às sequências mesozoicas situadas no Domínio 15 (Bacia Recôncavo-Tucano).

Nesse último domínio, se faz referência à Formação Afligidos de idade permiana, cujos registros litológicos indicam uma seção marinha rasa regressiva. Quanto aos granitoides, como referido acima, eles são numerosos no Domínio 11 (Faixa Araçuaí) com idades em torno de 517 Ma (Cambriano Médio), podendo novamente citar entre eles os granitoides de Pau Brasil, Serra dos Aimorés, Paratinga, Vereda e Buranhém, todos localizados no extremo sul da Bahia.

## 5.7. MESOZOICO

Em uma visão mais ampla, a evolução tectonoestratigráfica mesozoica foi consequência da ruptura do Gondwana e da abertura e desenvolvimento do Oceano Atlântico. Através desse processo formou-se inicialmente, uma bacia intracratônica alongada e larga que alcançou toda a atual costa leste do Brasil e que tem registros na atual Placa Africana: a “Depressão Afro-Brasileira” com sequências sedimentares flúvio-eólicas de idade jurássica superior.

Ao contrário do Paleozóico, o Mesozoico é bem representativo na Bahia, constituindo um sistema de bacias sedimentares, inseridas e classificadas no MTGBA como Domínio 15 (Bacia Recôncavo-Tucano) e Domínio 16 (Bacia Camamu-Almada) (MAGNAVITA, 1992). Com efeito, controlados pelas estruturas tectônicas paleoproterozoicas do embasamento, durante os esforços para a abertura do Atlântico, surgiram os riftes mesozoicos da Bahia. Eles subdividem-se em riftes continentais abortados (de idade eo-cretácea), abrangendo uma série de bacias que ocorrem nas regiões emersas (Bacias do Recôncavo, Tucano Sul, Central e Norte e Bacia de Jatobá), e em riftes marginais, que evoluíram para formar as bacias de margem divergente (Camamu, Almada, Jacuípe, Jequitinhonha e Camuruxatiba), durante o Cretáceo Superior-Paleógeno. Não serão detalhadas aqui as três últimas bacias visto que boa parte delas está submersa no oceano (*offshore*).

Trabalhos recentes de gravimetria e AMT indicam que no Domínio 7 (CISC) as tensões que se implantaram durante a separação dos continentes fizeram com que a crosta continental arqueana e paleoproterozoica se estirasse plasticamente em profundidade, enquanto na crosta superior o estiramento crustal resultou na formação de meio-*grábens* com altos e baixos internos, controlados por falhas normais e de transferências. Estas estruturas foram implantadas seguindo as direções das estruturas mais antigas, paleoproterozoicas e neoproterozoicas-paleozoicas (SILVA & SAMPAIO, 2017).

A “Depressão Afro-Brasileira” implantada seguindo as estruturas das rochas dos domínios 7 (CISC) e 10 (CSEB) e do Domínio 14 (Faixa Sergipana/Pernambuco

Alagoas) é constituída por associação de fácies lacustres rasas e eólicas do Grupo Brotas (Formações Aliança e Sergi de idades jurássica superior). As rochas deste grupo, ora estão assentadas sobre as rochas sedimentares das bacias de sinéclises, paleozoicas, ora sobre o embasamento granulítico-anfibolítico do arqueano-paleoproterozoico ou sobre rochas calcárias-silissiclásticas de idade proterozoica superior-cambriana, relacionadas à Faixa Sergipana antes citada. A presença dessas rochas calcárias foi identificada na base da Bacia do Recôncavo pela geofísica, através de contrastes de densidade. Também a comprovação de que na base da “Depressão Afro-Brasileira” ocorriam rochas granulíticas paleoproterozoicas e calcárias neoproterozoicas da Formação Estância, reside no fato da presença de seixos desses dois tipos de rochas nos conglomerados da Formação Salvador (BARBOSA *et al.*, 2012). Essa foi formada pela erosão dos blocos altos (*footwall*) das falhas de bordas dos meio-*grábens* (MOHRIAK, 2012).

O Grupo Brotas na parte sul da Bahia, experimentou um clima árido, indicado pela ocorrência de leques aluviais, planícies fluviais e eólicas associadas com paleossolos com registros de caliche enquanto que a nordeste predominavam condições climáticas mais amenas, atestadas por vestígios de uma floresta de coníferas. Esse grupo pode ser considerado como uma sequência pré-rifte, que foi seguida pela sequência sin-rifte do Cretáceo Inferior (Formações Candeias, São Sebastião e Grupo Ilhas). Ambas as sequências, pré e sin-rifte, têm suas equivalentes nas Bacias do Araripe, Alagoas, Sergipe, Gabão, Congo e Cabinda, essas três últimas na África.

Alguns autores centrados nas fases tectônicas versus deposição sedimentar, detalham mais a gênese, do Domínio 15 (Bacia Recôncavo-Tucano) (COSTA *et al.*, 2007). Eles consideram que:

- (i) A fase pré-rifte foi isenta de eventos relacionados ao rifteamento principal;
- (ii) A fase “início do rifte”, foi retratada na forma de um pulso tectônico pequeno, se comparado com geração de espaço de acomodação que foi preenchida na sua totalidade pelo aporte sedimentar, gerando uma sedimentação progradante;
- (iii) A fase clímax do rifte (fase dos grandes lagos), que representou o ápice da geração de espaço de acomodação pela tectônica distensional, onde houve o evento de máxima extensão da bacia, muito maior que o aporte sedimentar. Foi criado assim, um padrão retrogradante, flúvio-deltaico, nas bordas flexurais dos grandes lagos e um padrão progradante, formado pelos conglomerados e arenitos da Formação Salvador. Essa constituiu leques aluviais sublacustres (fan deltas) junto às escarpas das falhas de borda dos meios-*grábens* destas bacias;

(iv) A fase de arrefecimento tectônico do rifte, onde as taxas de criação do espaço de acomodação foram menores que as taxas de sedimentação, o assoreamento da bacia, com um empilhamento progradante das fácies deltaicas-fluviais (Formações Marfim, Pojuca e São Sebastião), e finalmente,

(v) A fase pós-rifte. Essa fase é representada pela Formação Marizal que se distribui, em discordância angular, com as litologias sedimentares mais antigas. Na região sul os conglomerados, arenitos e lamitos dessa formação, com espessuras da ordem de 50 metros, foram construídos a partir de um sistema fluvial e de leques aluviais, ligados a rios entrelaçados, dominados por canais largos e rasos. Na região norte, na Bacia de Tucano, seus depósitos sedimentares são produto da erosão de rochas da Faixa Sergipana/Pernambuco Alagoas e do CISC. Os conglomerados e arenitos possuem grãos sub-arredondados e sub-angulosos, cimentados por argila e óxido de ferro.

Ainda com relação ao Domínio 15 (Bacia Recôncavo-Tucano) (MILHOMEN *et al.*, 2003; SILVA *et al.*, 2007), a tectônica sin-sedimentar mesozoica, é identificada através das falhas normais de gravidade, e com planos mergulhando em média de 60° para SE e NW, os quais se acentuam em direção aos depocentros (nucleados junto às falhas de borda) que são áreas mais subsidentes. Durante as deformações, as taxas de extensão são acomodadas através de zonas de transferências como aquela de Mata-Catú de direção N40°W. Com mais detalhe, interpreta-se que os principais sistemas de falhas do Domínio 15 (Bacia Recôncavo-Tucano) são os longitudinais e os transversais. Os longitudinais são formados pela gravidade, seja pelo estiramento das rochas do embasamento, seja pelo peso dos sedimentos associados à nucleação de diápiros lamosos sin-sedimentares, com cinemática normal dominante:

- (i) Pelo sistema de borda flexural orientado na direção N-S e localizado a oeste da bacia e,
- (ii) Pelo sistema de borda da Falha de Salvador, de direção N30°E, com rejeito superior a 6000 metros e situado a leste da bacia.

Os transversais podem ser divididos em:

- (i) Sistemas de transferência com cinemática transcorrente, de direção N130°E e,
- (ii) Sistemas de alívio, com cinemática predominantemente normal de direção N150°E.

Com relação à transição entre o Domínio 15 (Bacia do Recôncavo-Tucano) e Domínio 16 (Bacia Camamu-Almada), interpreta-se que, com a continuação da separação dos continentes, houve a entrada do Oceano Atlântico no continente, possibilitando a evolução das bacias de riftes intracontinentais para bacias marginais, dentre as quais a Bacia Camamu-Almada do Domínio 16. Nessas bacias, apesar de parte estar submersa (*offshore*) ainda se pode encontrar afloramentos no continente

(*onshore*), onde as sequências sedimentares preencheram os ambientes pré, sin e pós rifte, com as seguintes unidades estratigráficas e ambientes tectônicos:

- (I) Formação Afligidos e Grupo Brotas (pré-rifte/início de rifte) (AGUIAR & MATO, 1990);
- (ii) Formações Morro do Barro, Rio de Contas e Taipus-Mirim (rifte);
- (iii) Formação Algodão (ambiente transicional, continental-marinho, rifte-drifte) e, (iv) Formação Urucutuca (ambiente pós-rifte/drifte, marinho).

Com relação ao sistema petrolífero, na Bacia de Camamu (CAIXETA *et al.*, 2007) ocorre produção de gás nos arenitos flúvio-eólicos da Formação Sergi, em lâmina d'água marinha rasa, com gerador rifte da Formação Candeias que também trapeiam os reservatórios. Com a continuação da deriva continental, as bacias marginais assumiram uma fisiografia de oceano aberto, registrada pela Formação Urucutuca em águas profundas, a partir do Cretáceo Superior. Admite-se, com o levantamento da cadeia meso-oceânica, ocorre uma transgressão na margem continental, criando uma situação de bacia profunda com um talude onde se depositou a Formação Urucutuca e uma plataforma marinha.

Por sua vez, na Bacia do Recôncavo, a principal acumulação de petróleo (Pet) relaciona-se ao sistema Sergi-Água Grande (pré-rifte, Grupo Brotas)-Candeias (sin-rifte) (campos Araçás, Dom João, Fazenda Bálamo, Fazenda Imbé, Água Grande, Buracica, Taquipe, Candeias e Cexis), com depósitos fluviais (sedimentos finos a conglomeráticos) e eólicos (sedimentos finos a médios) ambos com excelente permoporosidade. No sistema Candeias-Candeias (sin-rifte) arenitos subaquosos finos a grossos, originados por fluxos de correntes de turbidez e de detritos, são também bons reservatórios (Campos Riacho da Barra, Fazenda Bálamo, Rio do Bu, Candeias e Cexis). No sistema Candeias-Maracangalha (sin-rifte) arenitos também originados por fluxos de correntes de turbidez e de detritos, formam reservatórios com as principais produções de gás do Estado (Campos Miranga, Jacuípe, Mapele-Aratu). O sistema Ilhas-Candeias é constituído por reservatórios deltáicos, segundo arenitos finos a muito finos em geometria sigmoidal que são produtoras de óleo, de forma secundária em alguns dos principais campos acima mencionados. A maioria desses campos de petróleo (Pet) e gás (Gp) está localizada nas proximidades dos sistemas de falhas longitudinais, NW-SE, (Campos de Miranga e São João), caracterizadas como transcorrência (transferentes) e normais (alívio). O sincronismo da expulsão do petróleo (formado pela maturação por soterramento, do plâncton lacustre, depositado junto às argilas deste ambiente) para as rochas reservatórios é atribuído à tectônica com distensão NW-SE que gerou as falhas transcorrentes em contemporaneidade com o processo evolutivo das falhas normais, durante o Hauteriviano-Barremiano (122-112 Ma).

Óleo e gás foram acumulados em trapas estruturais, caracterizadas pela migração através das falhas e acumulação nos reservatórios, alçados pelos blocos altos das falhas (*footwall*) e capeados pelas próprias rochas geradoras, como os folhelhos da Formação Candeias situados nestes blocos altos. Neste contexto, o trapeamento estratigráfico também ocorreu quando os reservatórios turbidíticos, receberam o petróleo dos folhelhos adjacentes.

Ainda com relação à metalogênese mesozoica vale registrar, por baixo da parte norte do Domínio 16 (Bacia de Camamu), praticamente na transição para o Domínio 15 (Bacia do Recôncavo), onde se situa a Ilha de Itaparica, a existência de grandes reservas de sal-gema (Sal) (cloreto de sódio e cloreto de potássio), que são derivadas da precipitação química, ligada à evaporação das águas salobras da seção marinha rasa, regressiva, permiana, que constitui a Formação Afligidos. São cerca de 800 milhões de toneladas, que são minerados pela DOWN QUIMICA, através de poços profundos e que coloca a Bahia como primeiro produtor nacional dessa matéria-prima. A mais importante jazida sedimentar de barita (Brt), explorada pela BAROID PIGMINA encontra-se na seção sedimentar transicional, rifte-drifte, das Formações Taipus-Mirim Superior e Algodões Inferior, do Domínio 16 (Bacia de Camamú) que é inclusive responsável por 96% da produção nacional e responde por 85% da oferta de produtos beneficiados. Também nesse domínio, depósitos de gipsita (Gip) (estado natural do sulfato hidratado de cálcio) ocorrem associados à evaporitos interestratificados com camadas de folhelhos e calcários, esses últimos da Formação Algodões. Essas reservas de gipsita (Gip) da Bacia de Camamu coloca a Bahia como detentora de 44% das reservas nacionais.

## 5.8. CENOZOICO

A Era cenozoica com suas rochas e principalmente sedimentos, está colocada no topo da legenda bidimensional do Mapa em amarelo. Está dividida nos períodos Neógeno (23,03 - 2,5 Ma) e Quaternário (2,5 - Presente) onde se destacam as Coberturas Detríticas, as Coberturas Recentes Indiferenciadas, e as Coberturas Residuais. Deve-se colocar que essas coberturas se situam na interface entre a atmosfera e o substrato rochoso sendo alvo de estudos geológicos, geomorfológicos, pedológicos e metalogenéticos (BITTENCOURT *et al.*, 2010; UCHA, 2000). De uma maneira geral, as coberturas ocorrem sob a forma de:

(i) Faixas isoladas (Coberturas Detríticas), distribuindo-se de sul a norte do Estado e recobrando as regiões atlânticas do Domínio 11 (Faixa Araçuaí), do Domínio 7 (CISC) e do Domínio 10 (CSEB);

(ii) Extensas superfícies (Coberturas Recentes Indiferenciadas), que superpõem o Domínio 1 (Bacia São Francisco), o Domínio 11 (Faixa Araçuaí) e o Domínio 5 (Chapada Diamantina) e,

(iii) Áreas restritas (Coberturas Residuais) situadas principalmente no norte da Bahia.

Quanto às Coberturas Detríticas, incluídas no Neógeno, destacam-se as áreas costeiras onde se sobressaem os recifes de corais, dunas, falésias, planícies arenosas, deltas, baías, estuários, manguezais e terras úmidas. Estas áreas representam o resultado da atuação das variações eustáticas no nível do mar, principalmente durante os tempos do Neógeno. Essa variação do nível do mar atuou sobre diferentes tipos de substratos geológicos incluindo as rochas metamórficas de alto e médio grau das zonas costeiras e as rochas sedimentares das bacias mesozoicas. Essas Coberturas Detríticas são representadas pelas litologias sedimentares da Formação Barreiras que possuem idades variando entre 21,8 e 17,8 Ma. Em termos de sua formação, considera-se que, com o progressivo acúmulo de gelo na Antártica, o nível eustático do mar experimentou um movimento de descida da sua posição mais alta alcançada ao final do Cretáceo. Após essa descida houve uma breve elevação deste nível que inundou a borda continental. Data desta época a deposição da Formação Barreiras que ocorreu sobre as rochas do embasamento cristalino do Domínios 7 (CISC), do Domínio 10 (CSEB), do Domínio 11 (Faixa Araçuaí), do Domínios 15 (Bacia Recôncavo-Tucano) e do Domínio 16 (Bacia Camamu-Almada). É pela distribuição em todos esses domínios que a Formação Barreiras ocupa uma grande extensão N-S sendo caracterizada por fácies sedimentares depositadas em ambientes costeiros, como estuários, lagunas, deltas e praias (ROSSETTI & DOMINGUES, 2012). Após a deposição da Formação Barreiras, o nível eustático do mar voltou a descer, provocando a incisão de uma ampla rede de drenagem com vales profundos que caracterizam a morfologia dos tabuleiros costeiros sustentados por esta formação. Os principais recursos minerais associados ao Neógeno ou às Coberturas Detríticas e principalmente à Formação Barreiras, citam-se materiais do tipo Arenoso, Areias e Argilas. Estes recursos resultam da elevada precipitação pluviométrica que favorece o intemperismo profundo, o qual atuando sobre os depósitos detríticos possibilita a geração de uma ampla gama de materiais areno-argilosos, utilizados na construção civil. A Formação Barreiras apresenta ainda um potencial para argilas mais puras, usadas na produção de cerâmica. Mais recentemente aventou-se a hipótese que essa formação poderia conter concentrações econômicas de diamantes (Dia), retrabalhados de depósitos neoproterozoicos da Bacia do Rio Pardo no sul da Bahia.

Quanto as Coberturas Recentes Indiferenciadas, incluídas no Quaternário destacam-se os sedimentos detríticos situados:

- (i) Nos terraços arenosos localizados na fronteira Bahia-Minas Gerais e no Planalto de Vitória da Conquista;
- (ii) Nos aluviões e nas dunas eólicas do Rio São Francisco do noroeste do Estado e,
- (iii) Nos sedimentos aluvionares da parte central da Chapada Diamantina. Ainda com relação a essas coberturas elas estão também representadas na costa atlântica. Nesses casos, admite-se no Quaternário, após o Neógeno, o nível do mar continuou a experimentar variações de algumas dezenas de metros e depositar sedimentos, embora os estudos tenham mostrado que somente em breves períodos, o nível do mar alcançou posições tão altas quanto a atual (DOMINGUEZ & BITTENCOURT, 2012). Durante esses episódios, acumularam-se depósitos litorâneos bordejando a linha de costa, normalmente referidos como terraços marinhos. Os principais recursos minerais associados ao Quaternário ou às Coberturas Recentes Indiferenciadas pode-se citar:
  - (i) Os depósitos de *placer*, costeiros, incluindo os minerais pesados do tipo ilmenita (Ilm), com reservas comprovadas de 266 milhões de toneladas de minério com teores médios de cerca de 3% (DOMINGUEZ, 2010);
  - (ii) Os granulados bioclásticos marinhos principalmente aqueles à base de algas calcárias (Alg), formadas de carbonato de cálcio e magnésio e que têm ampla aplicação na agricultura, sobretudo os materiais inconsolidados (rodolitos, nódulos) facilmente coletados através de dragagens e,
  - (iii) Os granulados litoclásticos (areias e cascalhos) originados do continente, depositados na plataforma continental e retrabalhados pela ação conjunta das ondas e corrente marinha (DOMINGUEZ *et al.*, 2012). Esses últimos são mais abundantes na saída de estuários e baías que bordejam a linha de costa com potencial para utilização em obras de engenharia civil. Nas areias finas e puras do sul da Bahia, a MINERAÇÃO JUNDU está pesquisando na região de Santa Maria Eterna para a utilização na indústria de vidros. Outro recurso mineral importante são as argilas (Arg) de várzea, exploradas para a produção de cerâmica e tijolos. Finalmente na foz do Rio Jequitinhonha e vizinhanças, se pesquisam diamante (Dia), tendo em vista a ocorrência deste mineral nos alúvios desse rio.

Quanto as Coberturas Residuais, incluídas no Quaternário elas foram formadas "*in situ*" tendo forte relação com as crostas lateríticas (BITTENCOURT *et al.*, 2010; UCHA 2000). O melhor exemplo é a Formação Caatinga

formada pela dissolução intempérica de rochas calcárias do Grupo Bambuí. Elas estão bem representadas nos vales dos Rios Salitre e Jacaré, ambos no norte do Estado. O principal recurso mineral associado ao Quaternário ou às Coberturas Residuais é o material calcário da Formação Caatinga utilizado como corretivo de solo para a agricultura.

No que diz respeito às deformações que atingiram rochas do Neógeno (Coberturas Detríticas) e do Quaternário costeiro (Coberturas Recentes Indiferenciadas), deve-se fazer referência à Neotectônica (GOMES *et al.*, 2012). Com efeito, conclui-se que a neosismicidade ocorreu esporadicamente desde o Plioceno. O "*stress*" principal teria sido de compressão, com orientação E-W, justificando a origem das falhas de direção NE e NW observadas na Formação Barreiras. Por exemplo, a extensão morfológica das falésias dessa formação é considerada evidência de tectonismo pós-Barreiras. Isso é observado através do sistema de lineamentos e falhas antigas que sugerem um controle estrutural na deposição dos sedimentos, incluindo possível reativação das falhas. Outra evidência é o controle estrutural das drenagens recentes, observadas nas coberturas sedimentares tanto do Neógeno quanto do Quaternário, sobretudo no sul da Bahia. Estudos recentes através de medidas de planos de falhas e fraturas, realizados sobre os campos de tensão nas Coberturas Detríticas e nas Coberturas Recentes Indiferenciadas, os indicadores cinemáticos sugerem a existência de dois padrões de tensores máximos principais:

- (i) E-W, relacionados às tensões de empurrão da dorsal oceânica e,
- (ii) WNW-ESE e WSW-ENE, associados às resultantes da interação das tensões de empurrão da dorsal e à força de migração da placa sul-americana (GOMES *et al.*, 2012).

No Cenozoico foram formados importantes depósitos de minério supergênico de manganês (Mn) e bauxita (Bau). No caso do manganês (Mn), identificam-se cinco distritos manganíferos na Bahia, cujos protólitos geraram pelo intemperismo relativamente recente, minérios de alto teor, fatos que estão assinalados na legenda bidimensional no MTGBA, a saber: Domínio 1 (Bacia do São Francisco), Domínio 3 (Espinhaço Setentrional), Domínio 5 (Chapada Diamantina), Domínio 2 (Bloco Gavião) e no Domínio 7 (CISC) (BARBOSA 1981). No caso da bauxita (Bau), reservas importantes estão sendo estudadas no Domínio 6 (Bloco Jequié) na região sul-sudeste da Bahia, na região de Jaguaquara e vizinhanças.

O manganês (Mn) do Domínio 1 (Bacia do São Francisco) pertencente ao chamado Distrito Manganífero do Oeste da Bahia, teve como origem a presença do manganês em camadas pelíticas da base do Grupo Bambuí.

Nesse distrito verifica-se que o protominério, após a supergênese, se enriqueceu sob a forma de óxidos de manganês do tipo pirolusita e psilomelana com o minério alcançando teores de até 45% de MnO. Vale salientar que na principal jazida de minério desse domínio são encontradas camadas expressivas de blocos rolados de manganês que foram minerados nos últimos anos. Nesse caso, pesquisas realizadas mostraram que, de forma inédita, as pirolusitas e psilomelanas possuem elementos metálicos de alto teor como o tálio (Tl), escândio (Sc) e cobalto (Co) inclusos nos óxidos e cuja presença é computada como de origem vulcânica exalativa na época da deposição das camadas pelíticas impregnadas de manganês (CLAYTON, 2017). O manganês (Mn) do Domínio 3 (Espinhaço Setentrional) pertencente ao chamado Distrito Manganífero Caetitê-Licínio de Almeida, contém protólitos de três tipos:

- (i) Jacobsítico onde a jacobsita (magnetita manganésifera) é um mineral metamórfico associado com as formações ferríferas da área;
- (ii) Rodocrosítico-carbonático onde a rodocrosita é o principal mineral metamórfico, rico em manganês e,
- (iii) Espessartítico onde a granada espessartita surge como o principal mineral metamórfico dentro do protólito (BORGES *et al.*, 2015).

Todos esses minerais, sobretudo a rodocrosita, produzem óxidos de alto teor utilizado na siderurgia. O manganês (Mn) do Domínio 5 (Chapada Diamantina) pertencente ao chamado Distrito Manganífero da Chapada Diamantina é muito semelhante àquele do Domínio 1 (Bacia do São Francisco) formado em camadas pelíticas no meio de rochas quartzíticas. O manganês (Mn) do Domínio 2 (Bloco Gavião) pertencente ao chamado

Distrito Manganífero Serra de Jacobina constitui algumas dezenas de ocorrências de óxidos de manganês distribuídas numa extensão de 160 Km na direção NNE. O protominério, associado aos xistos da Serra de Jacobina, é formado de camadas de clorita, quartzo e da granada espessartita, essa última a principal responsável pelos óxidos enriquecidos em manganês de alto teor, depois da supergênese (MORAES & BARBOSA, no prelo). O manganês (Mn) do Domínio 7 (CISC) pertencente ao chamado Distrito Manganífero do Sul da Bahia possui ocorrências dispostas em sequências metavulcanossedimentares granulitizadas que se distribuem de forma dispersa em toda a região sul da Bahia, em função da tectônica paleoproterozoica que atingiu as rochas granulíticas desse domínio. Nessas sequências ocorrem camadas sedimentares de origem químicas cuja granulitização permitiu a formação de um protólito ainda inédito na bibliografia mundial. Trata-se de um granulito de cor rosada formado por espessartitas, piroxangitas, rodonitas rodocrositas, grafita, magnetita, mesopertita e quartzo. Também, como o ambiente primário que formou essa rocha foi redutor, identifica-se nessa mineralogia o sulfeto de manganês denominado de alabandita (TEIXEIRA DE SOUZA, 2016). Toda essa mineralogia, através da supergênese produziu minério com reservas razoáveis, apesar de possuir teores de  $Al_2O_3$  elevados prejudiciais à siderurgia.

A bauxita (Bau) do Domínio 6 (Bloco Jequié) é formada pelo intenso intemperismo que atuou nos granulitos desse domínio. Esse proporcionou na região, boas espessuras de solo rico em  $Al_2O_3$ , tanto sobre rochas charnockíticas quanto em rochas anortosíticas. A bauxita está sendo pesquisada pela RIO TINTO MINERAÇÃO e até o momento tem mostrado boas reservas do minério.

## 6. SÍNTESE E CONCLUSÕES

Na Nota Explicativa desse MTGBA as conclusões estão embasadas na compatibilização das ocorrências, depósitos, jazidas e minas com os domínios tectônicos. Trata-se das conclusões de um estudo inédito onde os recursos minerais foram localizados e classificados ao longo do tempo (Arqueano, Paleoproterozoico, Mesoproterozoico, etc.) cotejando-se sempre suas origens com os ambientes tectônicos geradores.

Ao longo dos trabalhos pode-se verificar que, diferindo das rochas comuns, os minérios estudados podem ser considerados também como “rochas” visto que, ao longo do tempo geológico, certos elementos químicos se concentraram anormalmente em determinados locais, vindo a constituir reservas que podem ser aproveitadas economicamente. Outro fato que se notou, ao longo da construção deste MTGBA, é que se pode considerar uma “evolução tectônica”, somente quando estão sendo focadas colisões de blocos e segmentos crustais, metamorfismos e deformações associadas, tudo isso em um mesmo ciclo tectônico. Entretanto, quando se trata da metalogênese os processos podem ou não ter uma continuidade evolutiva. No caso das BIFs, por exemplo, os processos são evolutivos, visto que a maioria delas, existentes na parte basal, tanto dos GBs quanto das SMVS, se espalhou territorialmente ocupando lugar nos Domínios 2 (Bloco Gavião), 6 (Bloco Jequié), 12 (Faixa Rio Preto) e 13 (Faixa Riacho do Pontal). Tratam-se de formações ferríferas do tipo Algoma, com idades em torno de 2,6 Ga, provenientes da mesma etapa de oxigenação da atmosfera neoarqueana, ou seja, entre 2,5 e 2,6 Ga, constituindo o que se denominou de Grande Evento Mundial de Oxigenação. Por outro lado, os processos não são evolutivos, por exemplo, nos casos do cobre (Cu) do Vale do Curaçá e do cromo (Cr) do Vale do Jacurici, visto que, embora ambas as jazidas sejam prioritariamente plutônicas, a primeira ocorreu em torno de 2,6 Ga e a segunda em torno de 2,0 Ga: cerca de 600 milhões de anos separam uma da outra. Consta a seguir, um resumo da Evolução Tectônica e Metalogenética da Bahia, levando-se em conta os domínios tectônicos do MTGBA.

No ARQUEANO (Bloco Gavião, Parte Sul) (Domínio 2), registra-se a formação da crosta continental através da tectônica vertical ou da tectônica de placas, produzindo TTG com uma faixa ampla de idades, variando entre 3642 e 3259 Ma. Esses TTGs vieram da fusão de

basaltos de fundo oceânico hidratados que funcionaram como fonte conforme demonstram suas idades Sm-Nd. No Bloco Gavião (Parte Norte) (Domínio 2), a oeste da Serra de Jacobina, além de TTG (3428 Ma) são também encontrados riolitos (3304 Ma) em um sistema pluto-vulcânico. No rifte Jacobina, que evoluiu para uma margem passiva do Mar Jacobina-Umburanas, os quartzitos e conglomerados auríferos (3305 Ma) da sua ombreira oeste, estão intercalados com sedimentos manganésíferos na plataforma, indo até os basaltos toleíticos de Pindobaçu com *pillow-lavas* (3200 Ma). Na base desse rifte encontram-se intrusões ultramáficas com idades de 3296 Ma. No Bloco Gavião (Parte Oeste) (Domínio 2), identifica-se a presença do Complexo Santa Isabel (2954 Ma) e da SMVS Riacho de Santana. Vale colocar que nesse Bloco Gavião, como um todo, além de SMVS e GB surgidos no intervalo de 2744 a 2550 Ma, existem também granitoides com idades semelhantes (2711 e 2697 Ma) considerados como provenientes da reciclagem dos TTG. No Bloco Serrinha (Domínio 9) identificam-se rochas ortoderivadas e migmatitos do Complexo Santa Luz (3162-2991 Ma) admitidas, juntamente com aquelas do Bloco Gavião, os segmentos crustais mais antigos do CSF na Bahia. Ainda no Arqueano, em torno de 2,6-2,7 Ga, houve a primeira aproximação tectônica, com esforços W-E, dos Blocos Gavião e Serrinha. Isso promoveu o aparecimento de processos tectônicos e metamórficos ligados a essas idades, tanto no interior dos blocos como nas suas periferias. O GB Mundo Novo, situado na parte sul da Serra de Jacobina, mostra a existência de komatiitos e basaltos de fundo oceânico (2757 Ma), com *pillow-lavas* e mineralizações de alta temperatura de chumbo e zinco. Isso corrobora a interpretação que na região ocorreu também rochas aquáticas pertencentes ao Mar Mundo Novo, cuja margem passiva, a leste, seria o Complexo Mairi (3303 Ma). Entre os Blocos Gavião e Serrinha, apesar das deformações e metamorfismo, foi possível interpretar a presença de arcos de ilhas com basaltos de fundo oceânico encravados entre blocos crustais. Constituíam ambientes que antecederam o Arco Caraíba, o Cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá-CISC (Domínio 7) e o Cinturão Salvador-Esplanada-Boquim-CSEB (Domínio 10) Todos os protólitos dessas rochas foram atingidos por essa tectônica neoarqueana (2,6-2,7 Ga). Com isso pode-se constatar que:

- (i) A Serra de Jacobina, com seu ouro detrítico, sofreu os primeiros dobramentos e seus sedimentos manganesíferos, através do metamorfismo, foram transformados em um protominério quartzo-espessartítico;
- (ii) Vale do Curaçá foi intrudido pelo corpo máfico-ultramáfico com cobre vindo a constituir a mina da Caraíba e,
- (iii) A região de Maracas foi penetrada pelo *Sill* gabro-anortosítico do Rio Jacaré (2623 Ma) promovendo importante mina de vanádio. Entre os Blocos Gavião e Serrinha, as rochas com idades preponderantemente neoarqueanas, se dispunham aproximadamente na direção meridiana. Antes do Paleoproterozoico suas elevações tectônicas foram plenamente erodidas dando lugar ao avanço do Mar Caraíba-Juazeiro-Ipirá-Contendas, de natureza relativamente rasa, onde ocorreu a formação de extensa sequência vulcano sedimentar (2151 Ma), depositada sobre as rochas arqueanas e onde estão sendo pesquisadas ocorrências de fosfato e grafite. Inclui-se nessa sequência, o Complexo Saúde (2150-2075 Ma) e o GB Rio Itapicuru (2148-2081 Ma), esse último portador de importantes depósitos auríferos. Enfim, regionalmente confirma-se a presença de deformação-metamorfismo com idades próximas a 2,6-2,7 Ga, marcadas nos granitos tipo “S” de Nova Itarana (2684 Ma), nos leucossomas migmatíticos dos ortognaisses do Domo de Itabaiana (2737 Ma), divisa Bahia-Sergipe e no Bloco Uauá (Domínio 8) onde suas rochas ortoderivadas e migmatitos possuem idades de 3161, 2993 e 2960 Ma que sofreram deformações e metamorfismo com idades próximas de 2,6-2,7 Ga.

Findou no PALEOPROTEROZOICO a segunda aproximação tectônica e colagem entre os Blocos Gavião e Serrinha com a compressão final das rochas da primeira aproximação, referida antes. Surgiu então o Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá (OISC) que demorou cerca de trinta milhões de anos para ser construído. A tectônica e o metamorfismo dessa época (2080 Ma) atingiu a sequência vulcanosedimentar (2151 Ma), os protólitos neoarqueanos situados entre os dois e o interior dos Blocos Gavião e Serrinha. O Bloco Jequié (Domínio 6), por exemplo, foi empurrado sobre o Bloco Gavião deixando registradas dobras recumbentes quilométricas que foram redobradas co-axialmente e cujos flancos foram transpostos sinistralmente, na direção N-S. No pico do metamorfismo identifica-se as ocorrências de intrusões máficas e ultramáficas, como a de Jacurici (2085 Ma) rica em cromo, a de Mirabela-Palestina (1990 Ma) portadora de cobre e níquel e a do Rio Piau (1989 Ma) contendo ferro-titânio-vanádio.

Entre esses corpos que participaram do final dos processos paleoproterozoicos inclui-se também as rochas magmáticas carbonatíticas de Angico dos Dias (2011 Ma) incluindo seus depósitos econômicos de fosfato. São inúmeros os corpos graníticos e sieníticos sobretudo no CISC. Foram formados basicamente no intervalo de 2085 a 1944 Ma segundo demonstram suas idades U-Pb em zircão. No Espinhaço Setentrional (Domínio 3), em um sistema pre-rifte e sin-rifte, teve início o Aulacógeno do Paramirim (Domínio 4), com a deposição das Formações Serra dos Algodões (1760-1660Ma) e Oliveira dos Brejinhos (1729-1659 Ma). Na Chapada Diamantina (Domínio 5), ainda nos sistemas pre e sin-rifte, deposição das Formações Serra da Gameleira (1775 Ma) e vulcânicas do Grupo Rio dos Remédios.

No MESOPROTEROZOICO, em um sistema pos-rifte, depositaram-se rochas sedimentares desde 1580 até 1514 Ma. Surgiram assim o Grupo São Marcos no Espinhaço e Grupo Paraguaçu na Chapada. Depois de cerca de 214 Ma, em 1300Ma, estabeleceu-se através de sistemas pre, sin e pos-rifte, uma sinéclise que durou desde 1514 até 1140 Ma. Ouro detrítico, kimberlitos com diamantes e depósitos de ferro e manganês se formaram nessa época.

No NEOPROTEROZOICO, com a invasão extensiva do Mar Brasileiro, sobre as rochas arqueanas e paleoproterozoicas da Paraplataforma do CSF e sobre o rifte da Formação Morro do Chapéu (974 Ma), estruturaram-se as Bacias de Irecê, Salitre/Campinas e Ituaçu (Domínio 5). Nas margens passivas do Mar Brasileiro, tanto na Faixa Araçuai (Domínio 11), quanto nas Faixas Riacho do Pontal (Domínio 13) e Sergipana (Domínio 14) formaram-se os sedimentos Jequitinhonha (898 Ma), Barra Bonita (740 Ma)-Macururé (800 Ma) e Miaba-Vaza Barris (730 Ma), respectivamente. Nesse período, no Bloco Serrinha, foi identificado o kimberlito denominado de Braúna (641 Ma). Na parte sul do CISC ocorre a Bacia do Rio Pardo (670 Ma), em um sistema rifte. Na Faixa Riacho do Pontal (641 Ma), depositaram-se sedimentos do Grupo Mandacarú, e concomitantemente, na Faixa Sergipana (650 Ma), ocorreu magmatismo sin-colisional enquanto que em um rifte, vizinho, acumularam-se os sedimentos Juá. No oeste da Bahia, com a invasão do Mar Brasileiro, entre 800 e 650 Ma, formou-se sobre uma sinéclise, a Bacia Bambuí (Domínio 1), composta na base por argilitos ricos em óxidos de manganês contendo os elementos raros tálio, cobalto e escândio. Em 550-570 Ma, na parte sul do CISC, encontram-se diques alcalinos que penetraram falhas e fraturas em 650-570 Ma. Na Faixa Rio Preto (Domínio 12), no extremo noroeste da Bahia foram descobertos depósitos de níquel e cobre em um corpo máfico-ultramáfico de 573 Ma denominado Caboclo dos Mangueiros. Nessa região são também conhecidos importantes reservas de ferro-titânio-vanádio nas proximidades da sede municipal de Campo Alegre de Lourdes.

No PALEOZOICO, no noroeste da Bahia, situa-se a Bacia do Parnaíba embasada em gnaisses paleoproterozoicos. Sob a Bacia de Tucano ocorre o Graben Santa Brígida e, ao norte da Faixa Araçuai foi gerada importante granitogênese pós-tectônica.

No MESOZOICO a geração de rochas foi preponderantemente advinda da sedimentação tanto continental, formando a Bacia Recôncavo-Tucano (Domínio 15), quanto marinha constituindo a Bacia Camamu-Almada (Domínio 16). Na primeira bacia a principal acumulação de petróleo (Pet) refere-se ao sistema pré-rifte (Grupo Brotas) e sin-rifte (Candeias) representados pelos campos de Araçás, Dom João, Fazenda Bálsamo, Fazenda Imbé, Água Grande, Buraçica, Taquipe, Candeias e Cexis, com depósitos fluviais (sedimentos finos a conglomeráticos) e eólicos (sedimentos finos a médios) ambos com excelente permoporosidade. Na segunda bacia ocorre basicamente a produção de gás nos arenitos flúvio-eólicos da Formação Sergi, em lâmina d'água marinha rasa, tendo como gerador o rifte da Formação Candeias que também trapeiam os reservatórios.

No CENOZOICO as rochas e principalmente seus sedimentos permitiram dividir essa Era nos períodos Neógeno (23,03 - 2,5 Ma) e Quaternário (2,5 - Presente) onde se destacam as Coberturas Detríticas, as Coberturas Recentes Indiferenciadas, e as Coberturas Residuais. Quanto às Coberturas Detríticas, incluídas no Neógeno, destacam-se as áreas costeiras onde se sobressaem os recifes de corais, dunas, falésias, planícies arenosas, deltas, baías, estuários, manguezais e terras úmidas. Seus principais recursos minerais estão associados à Formação Barreiras, podendo-se citar entre outros, materiais do tipo arenosos, areias e argilas todos largamente utilizados na construção civil. Quanto às Coberturas Recentes Indiferenciadas, incluídas no Quaternário, destacam-se os depósitos de *placers* costeiros, incluindo os minerais pesados do tipo ilmenita (Ilm), os granulados bioclásticos marinhos principalmente aqueles à base de algas calcárias (Alg) e os granulados litoclásticos (areias e cascalhos) originados do continente, depositados na plataforma continental e retrabalhados pelas ações conjuntas das ondas e correntes marinhas. Outro recurso mineral importante são as argilas (Arg) de várzeas, exploradas para a produção de cerâmica e tijolos. Quanto às Coberturas Residuais, incluídas no Quaternário, elas foram formadas "*in situ*" tendo forte relação com as crostas lateríticas. O melhor exemplo é a Formação Caatinga formada pela dissolução intempérica de rochas calcárias do Grupo Bambuí. Elas estão bem representadas nos vales dos Rios Salitre e Jacaré, ambos no norte do Estado. O principal recurso mineral é o material calcário da Formação Caatinga utilizado como corretivo de solo para a agricultura.

O desenvolvimento dos estudos durante a construção do MTGBA permitiu identificar os domínios mais importantes do ponto de vista das implicações metalogenéticas e previsionais, separando os depósitos em cinco categorias, a saber: (A) Depósitos em Rochas Metavulcanossedimentares Arqueanas e Paleoproterozoicas; (B) Depósitos em Rochas Vulcânicas e Metassedimentares Meso e Neoproterozoicas; (C) Depósitos em Rochas Plutônicas Máficas-Ultramáficas de Diferentes Idades; (D) Depósitos em Rochas Plutônicas Félsicas; (E) Depósitos de Processos Hidrotermais e, (F) Depósitos de Processos Supergênicos.

Quanto à categoria (A), os principais Depósitos em Rochas Metavulcanossedimentares Arqueanas e Paleoproterozoicas, tanto nos GBs quanto nas SMVS, concluiu-se que: (1) No caso dos sulfetos metálicos de cobre (Cu), chumbo (Pb) e zinco (Zn) as fontes foram metabasaltos com características cálcio-alcálicas ou toleíticas, onde os depósitos foram construídos primariamente no fundo dos oceanos; (2) No caso do Au detrítico, sua maior concentração situa-se na matriz dos conglomerados da Formação Serra do Córrego da Serra de Jacobina e, no caso do Au orogênico, verificou-se que sua acumulação é rara nas metavulcânicas máficas, mas importantes nas metavulcânicas félsicas e metassedimentos quartzíticos carbonosos. Numa primeira etapa, as acumulações foram transformadas em minas pela concentração do metal em zonas de cisalhamento paleoproterozoicas e, em uma segunda etapa, as paletas de Au ficaram concentradas em veios de quartzo tardios (*stockworks*). Na Bahia, as concentrações auríferas mais importantes situam-se no GB Umburanas, nas litologias que constituem o depósito aurífero Jurema-Leste do Contendas-Mirante e principalmente no Distrito Aurífero Rio Itapicuru. Elas estão ligadas às zonas de deformações dúcteis tardias, retrógradas e, sobretudo onde intrudiram nessas sequências, granitos pós ou sin-tectônicos. Essas intrusões, via de regra, promoveram o aquecimento do ambiente, ajudando na circulação de fluidos metamórficos-hidrotermais, facilitando assim um melhor carreamento do ouro para essas zonas de baixas pressões; (3) No caso do manganês (Mn) e do ferro (Fe), em ambos se reconhece que seus sedimentos, essencialmente químicos, foram gerados em ambientes aquáticos e que posteriormente sofreram processos deformacionais e metamórficos gerando diferentes protominérios, a exemplos

- (i) Daqueles do oeste da Bahia associados com os elementos raros (tálio, cobalto, escândio);
- (ii) Daqueles da SMVS Caetitê-Licínio de Almeida, cujo protominério consiste de rodocrosita-jacobsita ou quartzo-espessartita;
- (iii) Daqueles da Serra de Jacobina cujo protominério é um xisto formado de espessartita, quartzo e clorita e,

(iv) Daquele do sul da Bahia, cujo protominério, da fácies granulito, é formado de espessartitas, piroxangitas, rodonitas, rodocrositas, grafita, magnetita, mesopertita e quartzo. Quanto ao ferro, como referido antes, seus depósitos estão bem distribuídos na Bahia e suas mineralogias são simples e formadas em geral por hematitas ou magnetitas e quartzo sendo os melhores depósitos aqueles isentos do anfibólio grunerita, prejudicial no aproveitamento de futuros minérios e, (4) no caso da magnesita (Mgs), presente na SMVS Brumado, com seus depósitos constituindo reservas de “classe mundial” e atualmente exploradas nas lentes de magnésitos encaixadas nos dolomitos. Assim, em termos previsionais, conclui-se que a procura desses depósitos minerais acima referidos, deve se concentrar na parte inferior dessas sequências, as quais podem ser consideradas entidades arqueanas e paleoproterozoicas, atrativas para a procura de depósitos de sulfetos metálicos, ouro, ferro e manganês.

Quanto à categoria (B), os estudos dos Depósitos em Rochas Vulcânicas e Metassedimentares Meso e Neoproterozoicas mostraram que as principais reservas minerais encontradas, dizem respeito: (1) Aos sulfetos metálicos de chumbo (Pb) e zinco (Zn), que tiveram origem em ambientes calcários marinhos rasos, com características redutoras, tendo como exemplo a Bacia de Irecê do Neoproterozoico e onde trabalhos de pesquisa estão possibilitando a descoberta de minérios econômicos; (2) Ao fosfato (P) e a baritina (Ba), cujas pesquisas também evidenciaram que depósitos desses tipos se localizam nas bordas das bacias epicontinentais rasas associadas a construções de recifes e incluindo a deposição contemporânea do sulfato de bário; (3) Ao ouro (Au) que, diferentemente dos arqueanos e paleoproterozoicos, esses se localizam nas rochas quartzíticas mesoarqueanas da Chapada Diamantina, portadoras de ouro detrítico, mas que foi posteriormente hidrotermalizado e, (4) Ao grafite (Gf), que se destaca com as ocorrências encontradas na Faixa Araçuaí, divisa Bahia-Minas, algumas delas exploradas atualmente. Nessa região as rochas kinzigíticas, sempre associadas a metassedimentos carbonosos, poderão ser boas indicadoras das rochas grafitosas, visto que, ao serem enriquecidas em carbono e metamorfasadas em médio e alto grau, se transformam em grafite econômico. Do ponto de vista previsional, conclui-se que esses minérios da categoria B, podem ser indicados para prospecção futuras, nas outras bacias calcárias do Domínio 5 (Chapada Diamantina) ou sejam: Campinas-Salitre, Utinga, e Ituaçu, além de toda a Bacia Bambuí do Domínio 1 (Bacias Parnaíba/São Francisco). Nelas, encontram-se ocorrências de chumbo (Pb) e zinco (Zn), além de fluorita, fosfato e barita que, ao serem prospectadas, poderão indicar reservas interessantes quanto à sua economicidade. Não é o caso do ouro nem do grafite: o primeiro pode ser procurado nos quartzitos dos Domínios 3 (Espinhaço

Setentrional) e 5 (Chapada Diamantina), enquanto o segundo pode ser prospectado no Domínio 11 (Faixa Araçuaí), na divisa Bahia-Minas.

Quanto à categoria C, Depósitos em Rochas Plutônicas Máficas-Ultramáficas, de Diferentes Idades, os estudos levaram a admitir que as minas conhecidas nessas rochas, além do carbonatito Angico dos Dias e do kimberlito Braúna, todas ocorreram após os grandes ciclos tectônicos (neoarqueano, paleoproterozoico, neoproterozoico) que atingiram a crosta continental e que tiveram influência no Manto subjacente. Concluiu-se que, o Manto assim impactado, pelos processos deformativos da crosta continental, em diferentes idades, gerou líquidos magmáticos, toleíticos e/ou cálcio-alcalinos, em geral pós-tectônicos, que subiram para partes mais superficiais da crosta, trazendo com eles metais importantes. Em casos especiais, estes estão sendo explorados economicamente nas minas de metais básicos, de fosfato e de diamantes. Dessa forma pode-se colocar que: (1) No caso das mineralizações arqueanas de vanádio (V) (2623 Ma), situadas próximas de Maracás, as intrusões anfibolíticas, gabróicas e anortosíticas chegaram até perto da superfície, no Neoarqueano. Elas foram deformadas e metamorfasadas na fácies anfibolito, por volta de 2,0 Ga, no paleoproterozoico; (2) No caso das mineralizações arqueanas de cobre (Cu) (2580 Ma), do Vale do Curaçá, suas intrusões gabroicas-piroxeníticas foram produzidas no clímax da tectônica neoarqueana de 2,6-2,7 Ga. Esse metal foi trazido no seio dessas intrusões as quais foram posteriormente deformadas e metamorfasadas na fácies granulito, em cerca de 2,0 Ga, no paleoproterozoico; (3) No caso das mineralizações paleoproterozoicas de cromo (Cr) (2069 Ma) do Vale do Jacurici, as intrusões máficas-ultramáficas (dunitos, harzburgitos, piroxenitos) portadoras de camadas de cromititos, penetraram em ambiente crustal, transicional, anfibolito-granulito com idade U-Pb em zircão de 2085 Ma no Paleoproterozoico; (4) No caso das mineralizações de fosfato (P) (2011 Ma), o corpo de carbonatito Angico dos Dias, constitui uma intrusão paleoproterozoica associada com sienitos, piroxenitos alcalinos e tremolititos que intrudiu estreita faixa alongada, controlada por zona de cisalhamento profunda; (5) No caso das mineralizações paleoproterozoicas de níquel (Ni) e cobre (Cu) (1990 Ma), a intrusão ultramáfica acamadada de Mirabela-Palestina (dunitos, harzburgitos, piroxenitos, gabros) intrudiu com uma temperatura em torno de 1100°C, no fim da tectônica paleoproterozoica, tendo se reequilibrado para temperaturas do ambiente da fácies granulito, situadas entre 700 e 800°C; (6) No caso das mineralizações de ferro (Fe), titânio (Ti) e vanádio (V) (1989 Ma) do Rio Piau elas fazem parte de uma intrusão gabro-anortosítica que, semelhante à anterior, penetrou no clímax do metamorfismo paleoproterozoico, na fácies granulito;

(7) No caso das mineralizações neoproterozoicas de diamantes (Dia) (642 Ma), as mesmas representam 3 *pipes* de kimberlitos e 90 diques, orientados na direção N30°W onde o kimberlito Braúna constitui a primeira fonte primária de diamantes do CSF e, (8) No caso das mineralizações neoproterozoicas de níquel (Ni) e cobre (Cu) (573 Ma) chamada de Caboclo dos Mangueiros, bem como as de ferro (Fe) magmático de Campo Alegre de Lourdes, ambas fazem parte de intrusões máficas-ultramáficas no embasamento da Faixa Rio Preto e que foram trazidas tectonicamente para partes mais superficiais da crosta e colocadas em contato com rochas xistosas neoproterozoicas. Como se pode notar, essas intrusões penetraram na crosta continental em diferentes idades, ou seja: duas no arqueano ligadas às deformações 2,6-2,7 Ga; quatro no paleoproterozoico ligadas às deformações 2,0-2,08 Ga e duas no neoproterozoico ligadas às deformações 0,54 Ga. Elas não são facilmente previsíveis de serem encontradas, a não ser que seja possível identificar as idades dos ciclos tectônicos e que haja bom contraste magnético entre elas e suas encaixantes. Nesses casos a magnetometria pode ajudar a encontrá-las.

Quanto à categoria D, nos Depósitos em Rochas Plutônicas Félsicas, os estudos até então empreendidos nos diversos ambientes tectônicos, focando a metalogênese das rochas granitoides, diferentemente das rochas máficas-ultramáficas, até o momento não indicaram importantes depósitos minerais. Pode-se citar como exceção:

- (i) O Granitoide Lagoa Real situado na parte sul do Domínio 2 (Bloco Gavião), que é uma intrusão alcalina onde ocorrem albitos com urânio (U) e,
- (ii) O Granitoide de Campo Formoso, cujos pegmatitos ao interagir com as rochas ultramáficas hidrotermalizadas, mais antigas, produziu a esmeralda nos seus contatos.

Quanto à categoria (E), nos Depósitos de Processos Hidrotermais pode-se considerar subsidiariamente aproveitáveis os depósitos:

- (i) De cobre (Cu) da Mina Caraíba que, embora seja predominantemente plutônico, de idade arqueana, durante os processos paleoproterozoicos, parte do minério foi remobilizado hidrotermalmente podendo ser subsidiariamente aproveitado;
- (ii) De cobre (Cu) e zinco (Zn) de Mundo Novo, formado pelo metamorfismo hidrotermal de fundo oceânico, também no arqueano mas, possuidor de pequenas remobilizações hidrotermais ocorridas no paleoproterozoico;
- (iii) De talco branco (Tlc) das mina da magnesita de Brumado, onde fluidos hidrotermais silicosos, durante as deformações paleoproterozoicas, interagiram com os magnetitos vindo a constituir importantes reservas desse tipo de talco;
- (iv) De talco verde (Tlc) do GB Lagoa do Alegre, proveniente da alteração hidrotermal dos komatiítos e,

(v) De urânio (U) do Granitoide Lagoa Real onde fluidos hidrotermais sódicos uraníferos, concentraram-se na porção mediana do corpo e, através metassomatismo, possivelmente ainda na câmara magmática, “atacaram” os plagioclásios mais cálcicos e as microclinas, substituindo-os por albita, criando assim os albitos mineralizados em uraninita. Ainda com relação à metalogênese hidrotermal, destacam-se os depósitos:

- (vi) De ouro (Au) hidrotermal da Serra de Jacobina representado por pequenas ocorrências onde se encontra uma re-concentração desse metal em fraturas e em veios de quartzo, advindo do ouro originalmente detrítico;
- (vii) De ouro (Au) hidrotermal nos GB Umburanas e nas SMVS Contendas-Mirante, Jurema Leste, onde esse elemento, contido originalmente nas vulcânicas ácidas e sedimentos carbonosos, sofreram uma primeira concentração hidrotermal durante os processos neoarqueanos e, uma segunda, nas zonas de cisalhamento retrogradadas paleoproterozoicas;
- (viii) De ouro (Au) hidrotermal do Distrito Aurífero Rio Itapicuru presente originalmente nas vulcânicas ácidas e em sedimentos carbonosos que foram concentrados em zonas de cisalhamento retrógradadas e em veios de quartzo do tipo *stockwork*. Deve-se chamar a atenção, quase como uma regra, para a onipresença de granitoides sin e pós-tectônicos nas proximidades dos depósitos que, ao se introduzirem e aumentarem a temperatura ambiente facilitaram a mobilização dos fluidos portadores do ouro, ajudando na sua concentração;
- (ix) De ouro (Au) hidrotermal em veios de quartzo leitosos da Formação Tombador da Chapada Diamantina, visto que esse elemento estava originalmente presente sob a forma detrítica nos quartzitos e que, os fluidos superficiais e subterrâneos, ao percolarem as rochas remobilizaram o ouro, indo concentrá-los nos veios de quartzo leitosos.

Quanto a categoria (F) Depósitos de Processos Supergênicos, as pesquisas para a elaboração do MTGBA, mostraram a presença de importantes depósitos gerados pela supergênese, a exemplo:

- (i) Da bauxita (Bau) encontrada no Bloco Jequié e cujos depósitos são produto da alteração intempérica de rochas anortosíticas e charnockíticas;
- (ii) Do fosfato (P) encontrado na parte superficial do corpo de carbonatito Angico dos Dias, o qual é minerado na sua parte superficial enriquecida pela supergênese e,
- (iii) Do manganês (Mn) onde os óxidos supergênicos foram explorados nos Distritos do Oeste da Bahia, da Serra de Jacobina, do Sul da Bahia e da SMVS Caetitê-Licínio de Almeida advindos do intemperismo dos diferentes protominérios ali existentes.

## REFERÊNCIAS

- AGUIAR, G.A.; MATO, L.F. Definição e relações estratigráficas da Formação Afligidos nas Bacias do Recôncavo, Tucano Sul e Camamu, Bahia, Brasil. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 36., 1990, Natal-RN. **Anais [...]** Natal: SBG, 1990. v. 1, p. 157-170.
- ALCÂNTARA, D.C.B.G. *et al.* Stratigraphy, tectonics and detrital zircon U-Pb (LA-ICP-MS) geochronology of the Rio Preto Belt and northern Paramirim corridor, NE, Brazil. **Brazilian Journal of Geology**, São Paulo, v. 47, n. 2, p. 261-273, 2017.
- ALKMIM, Fernando Flecha *et al.* Sobre a evolução tectônica do orógeno Araçuaí-Congo Ocidental. **Geonomos**, Belo Horizonte, v. 15, n. 1, p. 25-43, 2007.
- ALMEIDA, F.F.M. O Craton do São Francisco. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 7, n. 4, p. 349-364, 1977.
- ALMEIDA, F.F.M. O Craton do Paramirim e suas relações com o Craton do São Francisco. *In: SIMPÓSIO SOBRE O CRATON DO SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS*, 1., 1981, Salvador - BA. **Anais [...]** Salvador: SBG, 1981. p. 1-10.
- ALMEIDA, T.I.R. **Magnesita de depósito de Campo de Dentro, Serra das Éguas, Bahia**: geoquímica e gênese. 1989. 153f. Tese (Doutorado em Recursos Minerais e Hidrogeologia) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1989.
- ANGELIM, L.A.A. (org.) **Petrolina, Folha SC.24-V-C**: estados da Bahia, Pernambuco e Piauí. Brasília: CPRM, 1997. 102 p. Escala 1:250.000. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB.
- ARCANJO, J.B.A. *et al.* (Org.) **Projeto Vale do Paramirim**: Estado da Bahia. Salvador: CPRM, 2000. 105 p. Escala 1:200.000. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB. Convênio CBPM/CPRM. Relatório interno.
- ASSIS, J.A.C. **Geologia do depósito de ouro de C1-Santa Luz no greenstone belt do Rio Itapicuru, Brasil**. 2016.107 f. Dissertação (Mestrado em Geociências e Meio Ambiente) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2016.
- ASSIS, J.A.C. Gold deposits in poly-deformed metasedimentary rocks: a case study of the C1- Santaluz gold deposit, Itapicuru greenstone belt, northeast of Brazil. **Brazilian Journal of Geology**, São Paulo, v. 48, n. 4, p. 651-670, dez. 2018.
- BABINSKI, M. **Geocronologia das glaciações criogenianas do Brasil central**. 2011. 180 f. Tese (Doutorado em Geologia Isotópica) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2011.
- BARBOSA, J.S.F. **Tipologia dos Depósitos de Manganês e os Distritos Manganíferos da Bahia**. Salvador: IGEO/UFBA, 1981. 109p. Seminários Gerais do Curso de Pós-Graduação em Geologia.
- BARBOSA, J.S.F. **Constitution Lithologique et metamorphique da la Region Granulitique du sud de Bahia-Bresil**. 1986. 401f. Tese (Doutorado) - Academie de Paris, Université Pierre et Marie Curie, Mémoires des Sciences de la Terre, Paris, 1986.
- BARBOSA, J.S.F.; SABATÉ, P. Colagem Paleoproterozóica de placas arqueanas do Cráton do São Francisco na Bahia. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 33, n. 1, p. 7-14, mar. 2003. Suplemento.
- BARBOSA, J.S.F.; SABATÉ, P. O Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá. Craton do São Francisco, Bahia. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 14., 2014, Salvador – BA. **Anais [...]** Salvador: SBG, 2014.
- BARBOSA, J.S.F.; BARBOSA, R.G. São Francisco Craton, Eastern Brazil. Tectonic Genealogy of a Miniature Continent. *In: HEILBRON, M.; ALKMIM, F.F.; CORDANI, U.G.* (ed.) **The Paleoproterozoic Eastern Bahia Orogenic Domain**. Berlin: Springer, 2017. p. 57-69.
- BARBOSA, J.S.F. *et al.* **Geologia da Bahia**: pesquisa e atualização. Salvador: CBPM, 2012. 2v. (Série Publicações Especiais, 13).
- BARBOSA, N. *et al.* Paleoproterozoic crustal Evolution in the Guanambi-Correntina Block (CGB) north São Francisco Craton, Brazil: unrevealed by U-Pb geochronology, Nd-Sr isotopes and geochemical constraints. **Precambrian Research**, v. 340, p. 105614, 2020. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2020.105614>
- BARBOSA, J.S.F.; LUCIANO, R.L.; CRUZ FILHO, B.E.; SANTANA, J.S. **Mapa Geotectônico-Geocronológico do Estado da Bahia**. Salvador: CBPM; CPRM, 2020 [no prelo]. 1 mapa, color. Escala 1:1.000.000. Programa Geologia, Mineração e Transformação Mineral. Convênio de Cooperação e Apoio Técnico-Científico CBPM-CPRM.
- BARROS, R.A.; BROD, E.R. **Carta geológica Cristalândia do Piauí**: Integração Geológica e de Recursos Minerais das Faixas Marginais da Borda Norte-Nordeste do Cráton São Francisco - Subárea Rio Preto. Teresina: CPRM, 2017. 1 mapa, color. Escala 1: 100.000. Áreas de Relevante Interesse Mineral -ARIM. Disponível em: [http://rigeo.cprm.gov.br/jspui/bitstream/doc/18780/5/carta\\_geologica\\_cristalandia\\_do\\_piaui.pdf](http://rigeo.cprm.gov.br/jspui/bitstream/doc/18780/5/carta_geologica_cristalandia_do_piaui.pdf). Acesso em: 11 dez. 2019.

- BARRUETO, H.R. **Petrogenese das intrusões compostas de teofilândia e Barrocas, Greenstone Belt do Rio Itapicuru, Bahia, Brasil.** 2002. 210f. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 2002.
- BASTOS LEAL, L.R. *et al.* SHRIMP U-Pb, 207Pb/206Pb zircon dating, and Nd isotopic signature of the Umburanas greenstone belt, northern São Francisco Craton. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 15, p. 775-785, 2003. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(02\)00129-3](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(02)00129-3).
- BATTILANI, G.A. *et al.* The occurrence of microdiamonds in Mesoproterozoic Chapada Diamantina intrusive rocks-Bahia, Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 79, n. 2, p. 321-332, 2007.
- BITTENCOURT, A.C.S.P. *et al.* Tendência de longo prazo à erosão costeira num cenário perspectivo de ocupação humana: litoral norte do Estado da Bahia. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 40, n.1, p. 125-137, 2010.
- BITENCOURT, C.N. **Os riftes estateriano e toniano do setor sul do aulacógeno do Paramirim, paleoplaca São Francisco-Congo: novos dados, correlações regionais e inversão tectônica.** 2017. 126 f. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 1987.
- BORGES, J.O. *et al.* Structural framework of rocks of the Lagoa D'anta mine area, iron-manganese Urandi-Caetitê-Licínio de Almeida District, Bahia, Brasil. **Brazilian Journal of Geology**, São Paulo, v. 45, n. 2, p. 173-192, 2015.
- BRITO NEVES, B.B.; ALKMIM, F.F. Craton: a evolução de um conceito. *In*: DOMINGUES, J.M.L.; MISI, A (ed.) **O Craton do São Francisco**. Salvador: SBBBG, 1993. p. 1-10.
- BRITO NEVES, B.B.; SILVA FILHO, A. Superterreno Pernambuco-Alagoas (PEAL) na Província Borborema: ensaio de regionalização tectônica. **Geologia USP - Série Científica**, São Paulo, v. 19, n. 2, p. 3-28, 2019.
- BRITO, R.S.C. **Geologia e petrologia do sill máfico ultramáfico do Rio Jacaré – Bahia e estudo das mineralizações de Fe-Ti-V e platinóides associadas.** 2000. 325 f. Tese (Doutorado em Geologia) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 2000.
- CAIXETA, J.M.; MILHOMEM, P.S.; WITZKE, R.E.; DUPUY, I.S.S.; GONTIJO, G.A. Bacia de Camamu. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 455-461, mai./nov. 2007.
- CAMPOS, J.E.G.; DARDENNE, M.A. Origem e Evolução Tectônica da Bacia Sanfranciscana. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 27, n. 3, p. 283-294, 1997.
- CARVALHO, M.J.; OLIVEIRA, E.P. Geologia do Tonalito Itareru, Bloco Serrinha, Bahia: uma intrusão sin-tectônica do início da colisão continental no segmento norte do orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 33, n. 1, p. 55-68, mar. 2003. Suplemento.
- CAXITO, F.A. *et al.* Detrital zircon (U–Pb) and Sm–Nd isotope studies of the provenance and tectonic setting of basins related to collisional orogens: The case of the Rio Preto fold belt on the northwest São Francisco Craton margin, NE Brazil. **Gondwana Research**, Osaka, v. 26, n. 2, p. 741-754, set. 2014. DOI: [10.1016/j.gr.2013.07.007](https://doi.org/10.1016/j.gr.2013.07.007).
- CAXITO, F.A. *et al.* Orosirian (ca. 1.96 Ga) mafic crust of the northwestern São Francisco Craton margin: Petrography, geochemistry and geochronology of amphibolites from the Rio Preto fold belt basement, NE Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 59, p. 95-111, abr. 2015. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2015.02.003>.
- CAXITO, F.A. *et al.* Detrital zircon (U-PB) and SM-ND isotope constraints on the sedimentary provenance and evolution of the Riacho do Pontal orogen, NE Brazil. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 48., 2016, Porto Alegre - RS. **Anais [...]**. Porto Alegre: SBG, 2016. p. 776.
- CAXITO, F.A. *et al.* Multiproxy geochemical and isotope stratigraphy records of a Neoproterozoic oxygenation event in the Ediacaran Sete Lagoas cap carbonate, Bambuí Group, Brazil. **Chemical Geology**, v. 481, p. 119-132, mar. 2018. DOI: [10.1016/j.chemgeo.2018.02.007](https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2018.02.007).
- CELINO, J.J. **Maciço de Jaguarari: Arquitetura, Impressões Petroológicas e a Geoquímica de Acresções Leucograníticas no Cinturão Transamazônico da Serra de Jacobina – Bahia, Brasil.** 1991. 163 f. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 1991.
- CLAYTON, R.J. **O Depósito de Manganês portador de metais raros (cobalto, tálio e escândio) de alto teor do Vau da Boa Esperança, Região de Barreiras, Oeste da Bahia, Brasil.** 2017. 266 f. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 2017.
- CHAVES, A.O. *et al.* U-Pb ages related to uranium mineralization of Lagoa Real, Bahia – Brazil: tectonic implication. **Revista de Geologia**, Fortaleza, v. 20, n. 2, p. 141-156, 2007.
- CONCEIÇÃO, H. **Petrologie du massif syenitique d’Itiuba: contribution à l’étude mineralogique des roches alcalines dans l’Etat de Bahia (Brésil).** 1990. 395 f. Tese (Doutorado) - Centre D’Orsey, Université Paris-Sud, Paris, 1990.
- CORREA, M. **Varietades gemológicas de quartzo na Bahia, geologia, mineralogia, causas de cor, e técnicas de tratamento.** 2010. 170 f. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2010.
- COSTA, I.P.; BUENO, G.V.; MILHOMEM, P.S.; SILVA, H.S.L. E; KOSIN, M.D. Sub-bacia de Tucano Norte e Bacia de Jatobá. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 445-453, 2007.
- COUTO, L.F. **Estudo petrológico do complexo máfico-ultramáfico de Campo Alegre de Lourdes (Ba) e dos óxidos de Fe, Ti (V) associados.** 1989. 168 f. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 1989.

- CRUZ, M. **Le Massif du Rio Piau**: une intrusion de nature gabbroïque et anortositique dans les terrain granulitiques du noyau Jequié-Bahia-Brésil. 1989. 280 f. Tese (Doutorado) - Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, Paris, 1989.
- CRUZ, R.F. **Estudo isotópico aplicado à caracterização geotectônica do domínio Pernambuco-Alagoas Oeste, Província Borborema, Região Nordeste do Brasil**. 2014. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2014.
- CRUZ, R.F.; PIMENTEL, M.M.; ACCIOLY, A.C.A.; RODRIGUES, J.B. Geologic and Isotopic characteristics of granites from the Pernambuco-Alagoas domain: implications for the crustal evolution of the Neoproterozoic Borborema Province. **Brazilian Journal of Geology**, São Paulo, v. 44, n. 4, p. 627-652, 2014.
- CRUZ, S.C.P.; ALKMIM, F.F. A história de invasão do aulacógeno do Paramirim contada pela sinclinal de Ituaçu, extremo sul da Chapada Diamantina (BA). **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 37, n. 4, p. 92-110, dez. 2007. Suplemento.
- CRUZ, S.C.P. *et al*. Geologia e arcabouço estrutural do Complexo Lagoa Real, Vale do Paramirim, Centro-Oeste da Bahia. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 37, n. 4, p. 128-146, dez. 2007. Suplemento.
- CRUZ, S.C.P. *et al*. The Caraguataí syenitic suite, a ca. 2.7 Ga-old alkaline magmatism (petrology, geochemistry and U-Pb zircon ages). Southern Gavião block (São Francisco Craton), Brazil). **Journal of South American Earth Sciences**, v. 37, p. 95-112, Aug. 2012. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2011.11.006>.
- CRUZ, S.C.P. *et al*. Correlação estratigráfica entre as sequências metavulcanossedimentares do Bloco Gavião, Bahia. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 47., 2014, Salvador. **Anais [...]**. Salvador: SBG, 2014. p. 1.870. Disponível em: <http://www.sbgeo.org.br/home/pages/44>. Acesso em: 29 out. 2019.
- CRUZ, S.C.P. *et al*. Tectonic inversion of compressional structures in the Southern portion of the Paramirim Corridor, Bahia, Brazil. **Brazilian Journal of Geology**, São Paulo, v. 45, n. 4, p. 541-567, out./dez. 2015. DOI: 10.1590/2317-488920150030240.
- CRUZ FILHO, B.E. **Batólito Trondhjemitico de Nordestina**: geologia, petrologia e litogeoquímica de uma intrusão paleoproterozoica. 2000. 171 f. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 2000.
- CRUZ FILHO, B.E. *et al*. Geocronologia e assinatura isotópica (Rb-Sr e Sm-Nd) do batólito trondhjemitico Nordestina, núcleo Serrinha, nordeste do estado da Bahia. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 35, n. 4, p. 1-8, dez. 2005. Suplemento.
- CUNNEY, M. *et al*. The 2 Ga peraluminous magmatismo f the Jacobina-Contendas Mirante belt (Bahia) (Brazil): major and trace elements geochemistry and metallogenic potential. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 44, n. 1-2, p. 123-141, 1990. DOI: [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(90\)90015-8](https://doi.org/10.1016/0377-0273(90)90015-8).
- CUNHA, J.C.; FRÓES, R.J.B. **Komatiitos com textura spinifex do Greenstone Belt de Umburanas, Bahia**. Salvador: CBPM, 1994. 29 p. (Série Arquivos Abertos, 7).
- CUPERTINO, J.A.; BUENO, G.V. Arquitetura das seqüências estratigráficas desenvolvidas na fase de lago profundo no Rifte do Recôncavo. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 13, n. 2, p. 245-267, 2005.
- DANDERFER, A. *et al*. New geochronological constraints on the geological evolution of Espinhaço basin within the São Francisco Craton-Brazil. **Precambrian Research**, v. 170, n. 1/2, p. 116-128, Apr. 2009. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2009.01.002>.
- DANDEFER, A. *et al*. Constraints on the Statherian evolution of the intraplate rifting in a Paleo-Mesoproterozoic paleocontinent: new stratigraphic and geochronology record from the eastern São Francisco Craton. **Gondwana Research**, v. 28, n. 2, p. 668-688, set. 2015. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.gr.2014.06.012>.
- DAVISON, I.; TEIXEIRA, J.B.G.; SILVA, M.G. *et al*. The Itapicuru Greenstone Belt, Bahia, Brazil: Structure, and Stratigraphical Outline. **Precambrian Research**, v. 42, n. 1-2, p. 1-17, nov. 1988. DOI: [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(88\)90007-1](https://doi.org/10.1016/0301-9268(88)90007-1).
- DOMINGUEZ, J.M.L. A Ilmenita de Rio do Carmo: Apa do Pratigi. Organização de Plínio Melchiades de Oliveira Veiga. Salvador: CBPM, 2010. 72p. (Série Arquivos Abertos, 34).
- DOMINGUEZ, J.M.L.; BITTENCOURT, A.C.S. Zona Costeira do Estado da Bahia. *In*: BARBOSA, J.S.F. *et al*. **Geologia da Bahia**: pesquisa e atualização. Salvador: CBPM, 2012. Cap. 17, p. 395-425. (Série Publicações Especiais, 13).
- DOMINGUEZ, J.M.L.; BITTENCOURT, A.C.S. *et al*. Plataforma Continental. *In*: BARBOSA, J.S.F. *et al*. **Geologia da Bahia**: pesquisa e atualização. Salvador: CBPM, 2012. Cap. 17, p. 427-496. (Série Publicações Especiais, 13).
- DONATTI FILHO, J.P. Petrogênese do campo kimberlítico Brauna, Cráton do São Francisco. 2011. 67 f. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 2011.
- DONATTI-FILHO, J.P.; OLIVEIRA, E.P.; MCNAUGHTON, N.J. Provenance of zirco xenocrysts in the Neoproterozoic Brauna kimberlite field, São Francisco Craton, Brazil: evidence for thick Paleoproterozoic lithosphere beneath the Serrinha block. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 45, p. 83-96, ago. 2013. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2013.03.001>.
- ESPOURTEILLE, F.; FLEISCHER, R. A mina de Boquirá. *In*: INDA, H. A. V.; DUARTE, F. B. **Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia**: textos básicos. Salvador: SME, 1980. v. 3, p. 104-125.

- GARCIA, P.M.P. **Análise comparativa de dados geológicos, litogeoquímicos e geofísicos das formações ferríferas do complexo Boquira e supergrupo Espinhaço na região de Boquira, BA**. 2011. 165 f. Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado em Geologia) – Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 2011.
- GARCIA, P.M.P. **Metalogênese dos depósitos cupríferos de Caraíba, Surubim, Vermelhos e Sussuarana, Vale do Curaçá, Bahia, Brasil**. 2013. 223 f. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 2013.
- GARCIA, P.M.P. Tectonic and metallogenetic Evolution of the Curaçá Valley Copper Province, Bahia, Brazil: a review based on new SHRIMP zircon U-Pb dating and sulfur isotope geochemistry. **Ore Geology Reviews**, v. 93, p. 361-381, 2018. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.joregeorev.2018.01.007>.
- GIULIANI, G.; ZIMMERMANN, J.-L.; MONTIGNY, R. K-Ar and <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar evidence for a Tksamazonian age (2030-1970 Ma) for the ranites and emerald-bearing K-feldspars from Campo Formoso and Carnaíba (Bahia, Brazil). **Journal of South American Earth Sciences**, v. 7, n. 2, p. 149-165, abr. 1994. DOI: <https://doi.org/10.1080/00206819709465310>.
- GOMES, L.C.C. Alkaline mafic dykes from Itabuna-Itaju do Colônia Bahia, Brazil: rheologic and geodynamic markers of the evolution of a brittle shear zone. *In*: International Dyke Symposium DE JERUSALEM, 1995., Jerusalém, Israel. **Program and abstracts** [...] Jerusalém: Geological Survey of Israel, 1995. p. 20.
- GOMES, L.C.C.; ALONSO, J.M.D.; LEAL, L.R.B. Fraturas de Riedel - implicações no sentido de colocação dos diabásios: exemplo da orla marítima do Salvador - Bahia - Brasil. *In*: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 1., 1987, Salvador - BA. **Boletim de resumos** [...] Salvador: UFBA, 1987. p. 53-56.
- GOMES, L.C.C. *et al.* Província de diques máficos do Estado da Bahia: mapa, estágio atual do conhecimento e evolução temporal. Salvador: SGM, 1996.
- GOMES, L.C.C. *et al.* Neotectônica. *In*: **Geologia da Bahia: pesquisa e atualização**. Salvador: CBPM, 2012. Cap. 17, p. 497-514. (Série Publicações Especiais, 13).
- GORDILHO BARBOSA, R. *et al.* **The post-tectonic granites of the Gavião Block: the example of Salininha Monzogranite, Brumado, Bahia**. *Geologia USP – Série Científica*, v.19, n.1, p. 83-98, 2019. DOI: <https://doi.org/10.11606/issn.2316-9095.v19-125801>
- GORDILHO BARBOSA, R. **Paleoproterozoic granitic magmatism in the Contendas-Mirante region, northern São Francisco Craton, Brazil**: new perspectives from geochemistry, U-Pb geochronology and Hf isotopes. 2019. 88 f. Dissertação (Mestrado) – Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 2019.
- GUADAGNIN, F. **Arcabouço cronológico e proveniência do supergrupo Espinhaço na região da Chapada Diamantina e bacias correlatas**. 2014. 188 f. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2014.
- GUADAGNIN, F. *et al.* Age constraints on crystal-tuff from the Espinhaço Supergroup - insight into the Paleoproterozoic to Mesoproterozoic intracratonic basin cycles of the Congo–São Francisco Craton. **Gondwana Research**, v. 27, n. 1, p. 363-376, jan. 2015a. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.gr.2013.10.009>.
- GUIMARÃES, J.T. Proposta de revisão estratigráfica e correlação do Supergrupo Espinhaço nas regiões da Chapada Diamantina e Espinhaço Setentrional – Bahia. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 44., 2008, Curitiba. **Anais** [...] Curitiba: SBG, 2008. p. 102.
- GUIMARÃES, J.T. *et al.* (org.). **Projeto Ibitiara - Rio de Contas: Estado da Bahia**. Salvador: CPRM, 2005. 157 p. Escala 1:200.000.
- GUIMARÃES, J.T. (org.) **Projeto Igarorã – Macaúbas: geologia e recursos minerais das folhas Boquira – SD.23-X-B-V, Macaúbas – SD.23-X-D-II e Riacho de Santana – SD.23-X-D-V: escala 1: 100.000: Estado da Bahia**. Salvador: CPRM, 2019. 129 p. Programa Geologia do Brasil. Levantamentos Geológicos Básicos. Disponível em: <http://rigeo.cprm.gov.br/jspui/handle/doc/21320>. Acesso em: 14 nov. 2019.
- JANONI, C.R. **O depósito de manganês portador de metais raros (Cobalto/Tálio/Escândio) de alto teor do Vau da Boa Esperança, região de Barreiras, Oeste da Bahia, Brasil**. 2017. 237p. (PhD Thesis) – Geosciences Institute, Federal University of Bahia, Salvador, 2017.
- LACERDA, C.M.M. **Contribuição à gênese da mineralização de cobre de Caraíba, Bahia: relações estruturais e paragenéticas**. 1995. 139 f. (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de Estadual de Campinas, Campinas, 1995.
- LAZARIN, F.A. **Geologia, petrologia e estudos isotópicos dos depósitos de níquel-cobre sulfetados Santa Rita e Peri-Peri, Nordeste do Brasil**. 2011. 69 f. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 2011.
- LEAL, L.R.B. *et al.* SHRIMP U-Pb, <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb zircon dating, and Nd isotopic signature of the Umburanas greenstone belt, northern São Francisco craton, Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 15, n. 7, p. 775-785, jan. 2003. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(02\)00129-3](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(02)00129-3).
- LEITE, C.M.M. **A evolução geodinâmica da orogênese Paleoproterozóica nas regiões de Capim Grosso-Jacobina e Pintadas-Mundo Novo (Bahia-Brasil)**: metamorfismo, anatexia e tectônica. 2002. 168 f. Tese (Doutorado em Geologia) – Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 2002.
- LIMA, E.G.; MACÊDO, E.P.; LOUR EIR O, H.S.C.; DIVINO, J.S.A. **Projeto Remanso-Sobradinho**: Mapa Geológico Integrado. Salvador: CPRM, 2019. 1 mapa color. Escala 1:250.000. Programa Geologia, Mineração e Transformação Mineral. Disponível em: <http://rigeo.cprm.gov.br/handle/doc/18814>. Acesso em: 14 nov. 2019.

- LOUREIRO, H.S.C. (coord.). **Projeto Barra Oliveira dos Brejinhos**: mapa geológico. Salvador: CPRM; CBPM, 2008. 1 mapa, color. Escala 1: 200.000. Relatório interno.
- LOUREIRO, H.S.C. *et al.* **Geologia e Recursos Minerais da Parte Norte do Corredor de Deformação do Paramirim**: Projeto Barra-Oliveira dos Brejinhos. Salvador: CBPM, 2009. 122 p. (Série arquivos abertos, 33).
- LUCIANO, R.L. **Petrografia e geoquímica das rochas metacarbonatíticas do Complexo Angico dos Dias, Divisa Bahia/Piauí, Brasil**. 2019. 276 f. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista. Rio Claro, 2019.
- MAGNAVITA, L.P. **Geometry and kinematics of the Recôncavo-Tucano-Jatobá Rift, NE Brazil**. 1992. 493 f. Tese (Doutorado) - Wolfson College, University of Oxford, Oxford, 1992.
- MARINHO, M.M. **La sequence volcano-sedimentaire de Contendas-Mirante et la bordure occidentale du bloc de Jequié (Craton du São Francisco, Brésil)**: un exemple de transition archeen-proterozoique. 1991. 388 f. Tese (Doutorado) - Université Blaise Pascal, Clermont Ferrand, França, 1991.
- MATIAS, J. *et al.* O Complexo Gavião seria o embasamento da Sequência Metavulcanossedimentar Contendas-Mirante na região de Tanhaçu, Bahia. **Revista Geociências UNESP**, Rio Claro, v. 38, n. 4, p. 377-394, 2020.
- MATOS, V.; FERREIRA FILHO, C. The Caboclo dos Mangueiros Deposit: Ni-Cu Sulfide Mineralization Hosted by an Ultramafic Intrusion in the Northern Edge of the São Francisco Craton, Brazil. **Economic Geology**, v. 113, p. 1525-1552, 2018. DOI: 10.5382/econgeo.2018.4601.
- MEDEIROS, E.L.M. *et al.* The Santa Izabel Complex, Gavião Block, Brazil: components, geochronology, regional correlations and tectonic implications. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 80, p. 66-94, dez. 2017. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2017.09.008>.
- MELLO, E.F. *et al.* Age constraints on felsic intrusions, metamorphism and gold mineralization in the paleoproterozoic Rio Itapicuru greenstone belt, NE Bahia State Brazil. **Mineralium Deposita**, v. 40, 849866, 2006. DOI: 10.1007/s00126-005-0037-3.
- MENEZES LEAL, A.B. *et al.* Geochemistry of contaminated komatiites from the Umburanas greenstone belt, Bahia State, Brazil. **Journal of South America Earth Science**, v. 61, p. 1-13, 2015. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2015.03.006>.
- MILHOMEM, P.S.; MAMAN, E.J.; OLIVEIRA, F.M.; CARVALHO, M.S.S.; LIMA, W.S. **Bacias Sedimentares Brasileiras**: Bacia do Recôncavo. Aracaju: Fundação Paleontológica Phoenix, 2003. Ano 5, n 51. Disponível em: [http://www.phoenix.org.br/Phoenix51\\_Mar03.html](http://www.phoenix.org.br/Phoenix51_Mar03.html). Acesso em: 15 dez. 2019.
- MISI, A.; SUNDARAM SANKARA, S. I.; TASSINARI, C.C.G.; FRANCA-ROCHA, W.J.S.; COELHO, C.E.S.; CUNHA, I.A.; GOMES, A.S.R. Dados isotópicos de chumbo em sulfetos e a evolução Metalogenética dos depósitos de zinco e chumbo das coberturas neoproterozoicas do Craton do São Francisco. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 34, n. 2, p. 263-274, 2004.
- MOHRIAK, W. Geologia das Bacias Sedimentares da Margem Continental do Estado da Bahia. *In*: BARBOSA, J.S.F. *et al.* **Geologia da Bahia**: pesquisa e atualização. Salvador: CBPM, 2012. Cap. 15, p. 329-363. (Série Publicações Especiais, 13).
- MORAES, R. *et al.* Applications and limitations of thermobarometry in migmatites and granulites, using as an example rocks of the Araçuáí Orogen in southern Bahia with a discussion of the tectonic meaning of present result. **Brazilian Journal of Geology**, São Paulo, v. 45, n. 4, p. 1-23, dez. 2015.
- MORAES, A.M.V. *et al.* **O Greenstone Belt de Lagoa do Alegre (GBLA)**: uma importante descoberta para a pesquisa mineral no extremo norte da Bahia. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 45., 2010, Belém - PA. **Anais [...]** Belém: SBG, 2010.
- MORAES, A.M.V.; BARBOSA, J.S.F.; MIRANDA, D.A.; SPREAFICO, R.R.; GORDILHO BARBOSA, R. **Caracterização petrográfica do protominério das mineralizações de manganês secundário da Serra de Jacobina, Bahia**. No prelo.
- MOREIRA, M.D. *et al.* **Esmeralda de Carnaíba e Socotó**: geologia e potencialidade econômica. Salvador: CBPM, 1995. 26 p. (Série arquivos abertos, 9).
- MOREIRA, M.D. *et al.* **Nefelinassienito da Serra do Felício, Bahia**: geologia e potencialidade econômica. Salvador: CBPM, 2004. 34p. (Série arquivos abertos, 20).
- NEVES, B.; SCHMUS, W.; ANGELIM, L.A. Contribuição ao conhecimento da evolução geológica do Sistema Riacho do Pontal – PE, BA, PI. **Geologia USP - Série Científica**, São Paulo, v. 15, n. 1, p. 57-93, 2015.
- OLIVEIRA, E.M. **Petrografia, litogeoquímica e geocronologia das rochas granulíticas da parte norte do Cinturão Salvador-Esplanada-Boquim, Bahia-Sergipe**. 2014. 237 f. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 2014.
- OLIVEIRA, E.P. Novos conceitos sobre o complexo máfico-ultramáfico cuprífero da Mina Caraíba, Bahia. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 19, n. 4, p. 449-461, dez. 1990.
- OLIVEIRA, E.P. Mesoarchean (2820 Ma) high-pressure mafic granulite at Uauá, São Francisco Craton, Brazil, and its potential significance for the assembly of Archaean supercratons. **Precambrian Research**, v. 331, p. 1-20, set. 2019. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2019.105366>.

- OLIVEIRA, E.P. Birthplace of the São Francisco Craton, Brazil: evidence from 3.60 to 3.64 Ga Gneisses of the Mairi Gneisses Complex. **Terra Nova**, 32, n. 4, p. 281-289, fev. 2020. DOI: <https://doi.org/10.1111/ter.12460>.
- OLIVEIRA, E.P.; LAFON, J.-M. Idade dos complexos máfico-ultramáficos mineralizados de Caraíba e Medrado, Bahia, por evaporação de PB em zircão. *In*: Congresso Brasileiro de Geoquímica, 5.; Congresso de Geoquímica dos países de Língua Portuguesa, 3., 1995, Niterói - RJ. **Anais [...]**. Niterói: SBGq, 1995. Não paginado.
- OLIVEIRA, E. P. *et al.* U-Pb shrimp age of the Caraíba, Medrado and S. José do Jacuípe mafic-ultramafic complexes, Paleoproterozoic Itabuna-Salvador-Curaçá orogen, São Francisco Craton, Brazil. *In*: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 4., 2003, Salvador - BA. **Short papers [...]** Salvador: CBPM; IRD, 2003. v. 2, p. 752-754.
- OLIVEIRA, E.P.; WINDLEY, B.F.; ARAÚJO, M.N.C. The Neoproterozoic Sergipano orogenic belt, NE Brazil: a complete plate tectonic cycle in western Gondwana. **Precambrian Research**, v. 181, n. 1-4, p. 64-84, 2010a. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2010.05.014>.
- OLIVEIRA, E.P.; MCNAUGHTON, N.J.; ARMSTRONG, R. Mesoarchean to Palaeoproterozoic growth of the northern segment of the Itabuna–Salvador–Curaçá orogen, São Francisco craton, Brazil. **Geological Society of London - Special publications**, v. 338, p. 263-286, jan. 2010b. DOI: 10.1144/SP338.13.
- OLIVEIRA, E.P. *et al.* New U-Pb zircon-baddeleyite ages on Archean to Neoproterozoic LIPs (mafic dykes) of the São Francisco Craton, Brazil. *In*: SYMPOSIUM SUPERCONTINENT, 2012, Helsinki, Finland. **Abstract [...]** Helsinki: University of Helsinki, 2012. p. 94-95.
- OLIVEIRA, E.P. *et al.* Age, composition, and source of continental arc- and syn- collision granites of the Neoproterozoic Sergipano belt, Southern Borborema province, Brasil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 58, p. 257-280, mar. 2015a. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2014.08.003>.
- OLIVEIRA, E.P. *et al.* Detrital zircon U-Pb geochronology and whole-rock Nd-isotope constraints on sediment provenance in the Neoproterozoic Sergipano orogen, Brazil: From early passive margins to late foreland basins. **Tectonophysics**, v. 662, n. SI, p. 183-194, nov. 2015b. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.02.017>.
- PEDROSA SOARES, A.C. *et al.* Toward a new tectonic model for the late Proterozoic Araçuaí (SE Brazil) – West Congolian (SW Africa) Belt. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 6, p. 33-47, 1992. DOI: [https://doi.org/10.1016/0895-9811\(92\)90015-Q](https://doi.org/10.1016/0895-9811(92)90015-Q).
- PEUCAT, J.J. *et al.* Geochronology of granulites from the south Itabuna-Salvador-Curaçá Block, São Francisco Craton (Brazil): Nd isotopes and U-Pb zircon ages. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 31, n. 4, p. 397-413, 2011. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2011.03.009>.
- PINHO, I.C.A. **Geologia dos metatonalitos/metatronhjemitos e granulitos básicos das regiões de Camamu-Ubaitaba-Itabuna, Bahia**. 2005. 158 f. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 2005.
- PINHO, I.C.A. *et al.* Geochemical modelling of the tonalitic and trondhjemitic granulites from the Itabuna-Salvador-Curaçá Block, Bahia, Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 31, n. 2-3, p. 312-323. 2011. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2010.11.004>
- REIS, C.; MENEZES, R.C.L.; MIRANDA, D.A.; SANTOS, F.P.; LOUREIRO, H.S.C.; NEVES, J.P.; VIEIRA, R. **Mapa geológico integrado: projeto ARIM Serra de Jacobina**. Salvador: CPRM, 2019, 1 mapa color. Escala 1:250.000. Programa Geologia, Mineração e Transformação Mineral - Áreas de Relevante Interesse Mineral-ARIM. Disponível em: <http://rigeo.cprm.gov.br/handle/doc/18679>. Acesso em: 11 dez. 2019.
- RIBEIRO, T.S. **Complexo Tanque-Ipirá: geologia e potencialidade para fosfato na Folha Pintadas, Bahia**. Organização de Luiz Luna Freire de Miranda e Johildo Salomão Figueiredo Barbosa. Salvador: CBPM, 2017. 94p. (Serie Arquivos Abertos, 42).
- RIOS, D.C. *et al.* Os cristais de zircão mais velhos da América do Sul. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 41. 2002, João Pessoa - PB. **Anais [...]**. João Pessoa: SBG, 2002. p. 526.
- RIOS, D.C. *et al.* Expansão do magmatismo granítico pós-orogênico no núcleo Serrinha (NE Bahia), Cráton do São Francisco: idade U-Pb do maciço granítico pedra vermelha. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 35, n. 3, p. 423-426, set. 2005.
- RIOS, D.C. *et al.* Paleoproterozoic potassic-ultrapotassic magmatism: Morro do Afonso syenite pluton, Bahia, Brazil. **Precambrian Research**, v. 154, n. 1/2, p. 1-30, mar. 2007. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2006.11.015>.
- RIOS, D.C. *et al.* Geologic evolution of the Serrinha nucleus granite–greenstone terrane (NE Bahia, Brazil) constrained by U–Pb single zircon geochronology. **Precambrian Research**, v. 170, n. 3/4, p. 172-2001, maio 2009. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2008.10.001>.
- ROSA, M.L.S. **Geologia, geocronologia, mineralogia, litogeoquímica e petrologia do batólito monzo-sienítico Guanambi-Urandi (SW – Bahia)**. 1999. 186 f. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 1999.
- ROSA, M.L.S. *et al.* Idade Pb-Pb e assinatura isotópica Rb-Sr e Sm-Nd do magmatismo sienítico paleoproterozoicos no Sul do Cinturão Móvel Salvador-Curaçá: Maciço Sienítico São Felix, Bahia. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 31, n. 3, p. 397-400, 2001.
- ROSSETI, D.F.; DOMINGUEZ, J.M.L. Tabuleiros Costeiros. Paleoambientes da Formação Barreiras. *In*: BARBOSA, J.S.F. *et al.* **Geologia da Bahia: pesquisa e atualização**. Salvador: CBPM, 2012. Cap. 16, p. 365-390. (Série Publicações Especiais, 13).

- RUDOWSKI, I. **Petrologie et geochimie des granites tranzamazoniens de Campo Formoso et Carnaíba (Bahia, Brésil), et des phogopitites a emeraudes associées.** 1989. 290 f. Tese (Doutorado) - Laboratoire de Geologie Appliquée, Université Paris VI, Paris, 1989.
- SABATÉ, P. *et al.* The 2-Ga peraluminous magmatism of the Jacobina- Contendas Mirante belts (Bahia, Brazil): geologic and isotopic constraints on the sources. **Chemical Geology**, v. 83, n. 3/4, p. 325-338, jun. 1990. DOI: [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(90\)90288-1](https://doi.org/10.1016/0009-2541(90)90288-1).
- SAMPAIO, E.S. *et al.* New insight on the paleoproterozoic evolution of the São Francisco Craton: re-interpretation of the geology, the suture zones and the thicknesses of the crustal blocks using geophysical and geological data. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 76, p. 290-305, 2017. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2017.03.006>.
- SANCHES, A.L.; MISI, A.; KAUFMAN, I.J.; AZMY, K. As sucessões carbonáticas neoproterozoicas do Craton do São Francisco e os depósitos de fosfato: correlações e fosfogênese. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 37, n. 4, p. 182-194, 2007. Suplemento.
- SANTANA, A.V.A.; CHEMALE JR., F.; GUADAGNIN, F. U-pb SHRIMP em tufito e proveniência da unidade B, formação Salitre, Bacia de Irecê, Bahia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 48., 2016, Porto Alegre - RS. **Anais [...]**. Porto Alegre: SBG, 2016. p. 1060. Disponível em: <http://cbg2017Anais.siteoficial.ws/Anais48cbgcompleto.pdf>. Acesso: 14 nov. 2019.
- SANTIAGO, R.C. *et al.* Litogeoquímica e geocronologia dos ortognaisses migmáticos do Domo de Itabaiana, Sergipe: uma suíte do tipo tonalito, trodhjemito e granodiorito. **Geologia USP - Série Científica**, São Paulo, v. 17, n. 4, p. 81-98, dez. 2017. DOI: 10.11606/issn.2316-9095.v-17-121838.
- SANTOS, D.E. **Geologia e Geoquímica dos corpos máficos e ultramáficos da porção sul da Serra de Jacobina, cinturão de Ouro, Bahia.** 2011. 83 f. Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado em Geologia) - Centro de Ciências Biológicas e da Saúde - Núcleo de Geologia, Universidade Federal de Sergipe, São Cristóvão, 2011.
- SANTOS PINTO, M.A. **Le recyclage de la croûte continentale archéenne: Exemple du Bloc Gavião – Bahia-Brésil.** 1996. 193 f. Tese (Doutorado) - Université de Rennes, Rennes – França, 1996. (Memoires de Geosciences Rennes, 75).
- SANTOS PINTO, M. A. *et al.* Crustal Evolution between 2.0 and 3.5 Ga in the southern Gavião Block (Umburanas-Brumado-Aracatu region), São Francisco Craton, Brazil: A 3,5 – 3,8 Ga proto-crust in the Gavião Block? **Journal of South American Earth Sciences**, v. 40, p. 129-142, 2012. DOI: 10.1016/j.jsames.2012.09.004.
- SILVA, D.C.C. **Caracterização Petrográfica e Geoquímica de Brechas Hidrotermais da Formação Salitre: Borda Leste da Bacia de Irecê (BA).** 2019. 118f. Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado em Geologia) - Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 2019.
- SILVA, L.C. *et al.* Reavaliação da evolução geológica em terrenos pré-cambrianos brasileiros com base em novos dados U-Pb SHRIMP, parte I: limite Centro-Oriental do Cráton São Francisco na Bahia. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 32, n. 4, p. 501-512, dez. 2002a.
- SILVA, L.C. *et al.* Reavaliação da evolução geológica em terrenos pré-cambrianos brasileiros com base em novos dados U-Pb SHRIMP, parte II: orógeno Araçuaí, Cinturão mineiro e Cráton São Francisco meridional. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 32, n. 4, p. 513-528, dez. 2002b.
- SILVA, L.J.H.D'el-Rey; OLIVEIRA, J.G.; GAAL, E.G. Implication of the Caraíba deposit's structural controls on the emplacement of the Cu-bearing hypersthénites of the Curaçá valley, Bahia-Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 26, n. 3, p. 181-196, set.1996.
- SILVA, L.J.H.D'el-Rey *et al.* U–Pb and Sm–Nd geochronology of amphibolites from the Curaçá Belt, São Francisco Craton, Brazil: tectonic implications. **Gondwana Research**, Osaka, v. 12, n. 4, p. 454-467, nov. 2007. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.gr.2006.11.008>.
- SILVA, R.W.S.; SAMPAIO, E.E.S. **Geofísica na Bahia: estudos geológicos e exploração mineral.** Coordenação editorial: Adalberto F. Ribeiro e Juracy F. Mascarenhas. Salvador: CBPM, 2017. 647 p. (Publicações Especiais, 21).
- SILVA SANTOS, J. **Geologia da Sequência Metassedimentar Ibicuí-Iguaí na Serra do Lontra com ênfase no Controle Estrutural dos Depósitos de Ferro Hipogênico.** 2015. 238 f. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 2015.
- SILVEIRA, C.J.S. **Geocronologia U-Pb em zircão de rochas intrusivas e de embasamento na região do Vale do Jacurici, Cráton do São Francisco, Bahia.** 2015. 98 f., v. 1. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2015a.
- SILVEIRA, C.J.S. Geocronologia U-Pb em zircão de rochas intrusivas e de embasamento na região do Vale do Jacurici, Craton do São Francisco, Bahia. **Brazilian Journal of Geology**, São Paulo, v. 45, n. 3, p. 453-474, 2015b.
- SPREAFICO, R. *et al.* Tectonic evolution of the Neoproterozoic greenstone belt, eastern São Francisco Craton, NE Brazil: petrology, U-Pb geochronology, and Nd and Sr isotopic constraints. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 95, p. 1-30, nov. 2019. DOI: 10.1016/j.jsames.2019.102296.
- SPREAFICO, R. *et al.* **TIMS Pb-Pb geochronology of sulphides in the Fazenda Coqueiro VHMS deposit, São Francisco Craton, NE Brazil: timing and genesis constraints on the Zn-Pb mineralization.** 2020. No prelo.
- TEIXEIRA DE SOUZA, L. **Mineralogia do protominério de manganês de Maraú, Bahia.** 2016. 120 f. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 2016.

TELES, G.S. **Proveniência e idades de deposição dos sedimentos auríferos da Bacia de Jacobina**: implicações sobre a evolução da bacia durante o paleoarqueano e a gênese da mineralização. 2013. 120 f. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 2013.

UCHA, J.M. **Transformação latossolo-espodossolo sobre os sedimentos do Grupo Barreiras no litoral norte do Estado da Bahia**. 2000. 196 f. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 2000.

UHLEIN, A. *et al.* Estratigrafia e tectônica das faixas neoproterozóicas da porção norte do Craton do São Francisco. **Geonomos**, Belo Horizonte, v. 19, n. 2, p. 8-31, 2011.

ZINCONI, S.A. **Evolução da sequência Contendas-Mirante e seu embasamento**: implicações para a tectônica arqueana a paleoproterozóica no Nordeste do Craton São Francisco. 270 f. Tese (Doutorado em Geologia e Recursos Naturais) - Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 2016.

ZINCONI, S. A.; OLIVEIRA, E. P. Field and geochronological evidence for origin of the Contendas-Mirante supracrustal Belt, São Francisco Craton, Brazil, as a Paleoproterozoic foreland basin. **Precambrian Research**, v. 299, p. 117-131, set. 2017. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.07.031>.

ZINCONI, S.A. *et al.* 3.30 Ga high-silica intraplate volcanic-plutonic system of the Gavião Block, São Francisco Craton, Brazil: Evidence of an intracontinental rift following the creation of insulating continental crust. **Lithos**, v. 266-267, p. 414-434, dez. 2016. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.10.011>.

ZINCONI, S. A. *et al.* Detrital zircon U-Pb ages as evidence for deposition of the Saúde Complex in a Paleoproterozoic foreland basin, northern São Francisco Craton, Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 79, p. 537-548, 2017. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2017.09.009>.

# MAPA TECTÔNICO-GEOCRONOLÓGICO DO ESTADO DA BAHIA IMPLICAÇÕES METALOGENÉTICAS

CPRM - PROGRAMA GEOLOGIA, MINERAÇÃO E TRANSFORMAÇÃO MINERAL  
LEVANTAMENTOS GEOLÓGICOS E INTEGRAÇÃO GEOLÓGICA REGIONAL

CBPM - PROGRAMA SÉRIE PUBLICAÇÕES ESPECIAIS

