



UNIVERSIDADE FEDERAL DA BAHIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA
ÁREA DE PETROLOGIA, METALOGÊNESE E EXPLORAÇÃO MINERAL

**GEOLOGIA, METAMORFISMO E GEOCRONOLOGIA DE LITOTIPOS
DE SALVADOR-BAHIA**

Jailma Santos de Souza

Orientador: Prof. Dr. Johildo S. F. Barbosa

Co-orientador: Dr. Philippe Goncalves

SALVADOR – BAHIA
2013

Jailma Santos de Souza
Geóloga (Universidade Federal da Bahia - 2008)


**“Geologia, Metamorfismo e Geocronologia de
Litotipos de Salvador-Bahia
”**

Tese aprovada como
requisito parcial para
obtenção do grau de
Doutor na Pós-Graduação
em Geologia da
Universidade Federal da
Bahia.

Área de concentração em
Petrologia, Metalogênese
e Exploração Mineral.

APROVADA EM: 19/08/2013

BANCA EXAMINADORA:



Dr. Dr. Johildo Salomão Figueiredo Barbosa - Orientador



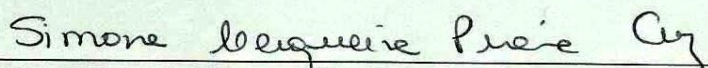
Dr. Caetano Juliani - Examinador/USP



Dr. Marcos Egydio Silva - Examinador/USP



Dr. Moacyr Moura Marinho - Examinador/UFBA



Dra. Simone Cerqueira Pereira Cruz - Examinadora/UFBA

À minha mãe

“Um homem que não se
alimenta de seus sonhos,
envelhece cedo.”

William Shakespeare

AGRADECIMENTOS

Todos sabem que um trabalho como este não se faz sozinho. Ainda que a responsabilidade pelos erros e omissões seja minha, uma vez que sou a redatora desta tese e boa parte do que está aqui escrito seja fruto das minhas interpretações, há pessoas que contribuíram com sua preparação de tal forma que preciso creditar um pouco do resultado, do melhor resultado, diga-se de passagem, a elas. De alguma forma, tenho de organizar os agradecimentos, por isso uns virão à frente de outros, contudo, agradeço a todos com o mesmo sentimento.

Agradeço a Deus pelas oportunidades que me foram dadas na vida, principalmente por ter conhecido pessoas e lugares interessantes, mas também por ter vivido fases difíceis, que foram matérias-primas de aprendizado.

Por esta, bem como todas as minhas demais conquistas, agradeço à minha mãe D. Maria José (*in memorium*), que através de seus ensinamentos moldou meu caráter e ainda conduz meu modo de agir. Aos meus irmãos pela paciência em tolerar a minha ausência, quase sempre constantes.

Agradeço a meu orientador Professor Johildo Salomão Figueiredo Barbosa. Com o senhor aprendi quase tudo o que sei sobre questões teóricas e práticas da nossa profissão. E, mesmo sendo provável que, nestes oito anos de trabalho conjunto, eu o tenha decepcionado em algum momento, quero que saiba: o que me ensinou sobre ética profissional, sobre responsabilidade e atitude positiva frente aos desafios muito me ajudou a concluir este trabalho. As divergências, que nem posso contar como muitas, ainda assim me fizeram crescer. Agradeço ainda a confiança que depositou no meu trabalho e espero sinceramente que possa se orgulhar dele.

Bem como ao meu co-orientador Philippe Goncalves, pelo acolhimento nos laboratórios da *Université de Franche Comté*, integrando-me ao convívio acadêmico e social durante o período de Doutorado-Sanduiche na França, pela contribuição nas discussões acadêmicas dos dados obtidos neste período e também pelo apoio e atenção que foram a mim dispensados. E a seus familiares, pelos momentos agradáveis de convívio.

Expresso aqui também a minha gratidão ao Dr. Didier Marquer e ao Dr. Pierre Trap pela sua contribuição efetiva nesta pesquisa, através das discussões acadêmicas, as viagens de campo que tivemos na França, das dúvidas esclarecidas

e pelo envio de artigos que me ajudaram a compreender melhor os mecanismos de deformação em terrenos de alto grau.

Aos professores pesquisadores e funcionários dos *Laboratoires Chrono-Environnement de l'Université de Franche-Comté et Magmas et Volcans de l'Université Blaise Pascal*, pelo profissionalismo, paciência e boa vontade na confecção de laminas, pelo acompanhamento durante as análises na microssonda eletrônica e do *laser ablation*.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) e ao *Comité Français D'Évaluation De La Coopération Universitaire Avec Le Brésil* (COFECUB) pelo apoio financeiro.

Ao Curso de Pós-Graduação em Geologia, nas pessoas do coordenador Prof. Dr. Manoel Jerônimo, e do funcionário Nilton Silva pela colaboração durante o desenvolvimento deste trabalho, meu sincero muito obrigado.

Agradeço a todos os professores do Instituto de Geociências/UFBA pelo carinho, dedicação e entusiasmo demonstrado ao longo da minha vida acadêmica.

Não posso deixar de agradecer aos funcionários do Instituto de Geociências/UFBA, sejam eles da biblioteca, almoxarifado e da limpeza, pela colaboração durante o empreendimento deste trabalho.

À banca examinadora pela disponibilidade em aceitar participar e compartilhar comigo deste momento tão importante em minha carreira acadêmica, pelas opiniões valiosas e preciosas sugestões.

Aos colegas de doutorado do Curso de Pós-graduação em Geologia e do Instituto de Geociências/UFBA. Agradeço a todos, sem exceção, pelo companheirismo e os momentos de conversa em horas de tensão.

Por ultimo, e mais importante, agradeço a meu companheiro de vida Rubem César, pelo apoio e incentivo incondicional, por compreender todos os meus momentos e dificuldades, mesmo algumas vezes, sendo penalizado com minhas longas viagens e infindáveis horas de trabalho. Teu amor me dar asas para alçar voos ainda mais altos.

Mais uma etapa vencida! Mas tenho certeza que é apenas um novo começo.....

RESUMO

Geologicamente, a cidade de Salvador está situada nas proximidades da confluência de duas macro-unidades tectônicas importantes do Cráton do São Francisco: (i) a primeira alongada na direção N45° correspondente ao Cinturão Salvador-Esplanada (CSE) e, (ii) a segunda orientada segundo a direção aproximada N10° correspondente ao Cinturão Itabuna-Salvador-Curacá (CISC) do orógeno homônimo. Baseado no conhecimento da evolução geológica atual, a relação entre essas macro-unidades tectônicas ainda é desconhecida, entretanto estudos realizados no embasamento cristalino de Salvador mostraram uma história geológica complexa, com grande diversidade de litotipos metamórficos de alto grau, deformados de modo polifásico e frequentemente cortados por corpos tabulares monzo-sienograníticos e diques máficos, mas carente de estudos termobarométricos e geocronológicos. Este trabalho enfatiza os estudos petrológicos, deformacionais e geocronológicos de rochas que afloram em Salvador, que apresentavam características mineralógicas e estruturais apropriadas para o estabelecimento da trajetória do metamorfismo e da cronologia das fases de deformação paleoproterozoica da região. A análise estrutural realizada no afloramento do Farol da Barra, somados aos dados termobarométricos e geocronológicos, permitiu definir que essas rochas foram afetadas por, pelo menos, duas fases de deformação dúctil (D_n e D_{n+1}): (i) a primeira fase de deformação (D_n) é caracterizada pelo desenvolvimento de uma foliação (S_n) paralela ao bandamento gnáissico, associada as dobras isoclinais com planos axiais paralelos a S_n , cuja alternância cinemática é justificada através do dobramento da foliação S_n , com plano axial mergulhando para NE; (ii) a segunda fase de deformação (D_{n+1}) é marcada por zonas de cisalhamento subverticais, predominantemente dextróginas, subparalelas ao plano axial do dobramento da foliação S_n e lineações de estiramento mineral *strike-slip*. Para a fase de deformação D_n , os estudos termobarométricos, mostram condições de pressões (P) ~8.6 kbar e temperaturas (T) em torno de 830°C. As idades U-Pb obtidas em zircões metamórficos encontrados nas rochas granulíticas com valores em torno de 2,1 Ga, indicam que esta fase deformacional é contemporânea com o metamorfismo de alto grau que afetou as rochas em foco. Para a fase D_{n+1} são estimadas condições de P-T de 7.5 kbar e 780°C respectivamente. Idades U-Th em monazitas com valores de 2.06 Ga, localizadas em amostra de granulitos com granada do afloramento do Farol da Barra, sugerem que esta etapa é um pouco mais nova, simultânea com a colocação dos corpos e veios monzo-sienograníticos tardi-tectônicos de Salvador. Os dados geoquímicos dos monzo-sienogranitos permitiram classificá-los como subalcalinos e peraluminosos, destacando-se que estes litotipos são enriquecidos em ETR Leves e com forte anomalia negativa de Eu. Nos diagramas de ambiência tectônica os monzo-sienogranitos estão dispostos no campo dos granitos pós-colisionais, exibindo valores negativos de $\epsilon_{Nd(t)}$ (-6,08). A idade U-Pb zircão (LA-ICPMS) de 2064±36 Ma é similar às idades U-Pb (SHRIMP) e Pb-Pb (evaporação) para os granitos tardi-tectônicos do Cinturão Itabuna Salvador Curaçá. Os resultados alcançados nesta pesquisa ampliam o conhecimento geológico do Cinturão Salvador-Esplanada, visto que se conseguiu obter informações inéditas e, sobretudo integrar dados relevantes, fornecendo subsídios importantes para a correlação entre a evolução tectônica deste Cinturão e o Orógeno Itabuna Salvador Curaçá, elemento importante da história geodinâmica do Cráton do São Francisco.

ABSTRACT

The study area is located in the Salvador city, state of Bahia, Brazil, near at a confluence region between two complex tectonic units of the state of Bahia, the N100°-trending Itabuna-Salvador-Curaçá and the N45° trending Salvador-Esplanada orogenic belts. The connection between these units is still unknown. The studied outcrops, in Salvador, shows a great diversity of metamorphic rocks with variations from high degrees, extremely deformed by polyphasic tectonic events and the whole set is intruded by mafic and granitic dykes, but unprovided in thermobarometry and geochronology studies. This work highlights the petrological, deformational and geochronology studies of rocks the Salvador city, which exhibit mineralogical and structural features appropriate to establish the trajectory of the chronology of metamorphism and deformation phases during the paleoproterozoic. The structural analysis show that the granulitic rocks, in the outcrop of Barra Lighthouse were affected main two phases of ductile deformation: (i) D_n deformation phase is characterized by development sub horizontal S_n foliation and isoclinal folds with plane axial parallel S_n . The alternance of kinematic in this phase is justified due by the folding the earlier structures around a NE plunging axis; (ii) D_{n+1} deformation phase is marked by development dominantly dextral shear zones, sub parallel to plane axial the folding S_n and strike-slip L_{xn} mineral lineation. Domain D_n deformation phase show P conditions ~8.6 kbar and T around 830°C. U-Pb zircon metamorphic and overgrowth ages indicate that the D_n deformation phase is coeval to high-grade metamorphism, with age around 2.1 Ga. For Domain D_{n+1} deformation phase was estimated the P–T conditions of 7.5 kbar and 780°C, respectively. The monazite ages indicate that D_{n+1} deformation phase occurred at 2064 ± 9 Ma, simultaneously the emplacement of later-tectonic syenogranitic dykes of Salvador city. The geochemical data of monzo-sienogranites permitted to classify them as subalkaline and peraluminous, emphasizing that these rock types are enriched in LREE and has a strong negative anomaly of Eu. In the diagrams of tectonic ambience are displayed in the field of post-collision granitoids, derived from crustal material and / or produced by the interaction crust / mantle and negative values of $\epsilon_{Nd(t)}$ (- 6.08) corroborate that these rocks resulted from partial melting of an igneous continental crust. The age model (T_{DM}) around 2.9 Ga indicates a neoarchean source for these lithotypes and age U-Pb zircon (LA-ICPMS) of 2064 ± 36 Ma is similar ages U-Pb (SHRIMP) and Pb-Pb (evaporation) for late-tectonic granites of the Itabuna Curaçá Salvador orogen. The results obtained in this research increasing the geological knowledge in the area, because was able to obtain unpublished information, incorporate relevant data, providing important support on the correlation between the tectonic evolution of the Salvador Esplanade belt and geodynamic history of the São Francisco Craton.

SUMÁRIO

RESUMO	vi
ABSTRACT	vii
SUMÁRIO	viii
ÍNDICE DE FIGURAS	xii
ÍNDICE DE TABELAS	xvii

CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO

1.1 Aspectos Gerais	18
1.2 Justificativas	20
1.3 Objetivos	21
1.4 Materiais e Métodos de Trabalho	22
1.4.1 Integração e Análise de Documentos Geológicos	22
1.4.2 Levantamentos Geológicos de Campo	22
1.4.3 Estudos Petrográficos e Petroquímicos	23
1.4.4 Estudos Termobarométricos e Modelagem Termodinâmica	26
1.4.5 Estudos de Geoquímica Isotópica/Datações Geocronológicas	26
1.4.6 Interpretação dos Resultados e Organização da Tese	27

CAPÍTULO 2– CONTEXTO GEOLOGICO REGIONAL

2.1 Introdução	29
2.2 Unidades Arqueanas e Paleoproterozoicas	29
2.2.1 Bloco Gavião	30
2.2.2 Bloco Serrinha	31
2.2.3 Bloco Jequié	32
2.2.4 Bloco Itabuna–Salvador–Curaçá	32
2.2.5 Cinturão Salvador–Esplanada	33

2.3 Unidades Fanerozoicas	33
2.3.1 Bacia Sedimentar Mesozoica do Recôncavo	34
2.3.2 Depósitos Sedimentares Terciário-Quaternários	35
2.4 Evolução tectônica da área	35
2.4.1 Orogenia Paleoproterozoica	36

CAPÍTULO 3 – CONTEXTO GEOLÓGICO LOCAL

3.1 Introdução	39
3.2 Unidades Arqueanas e Paleoproterozoicas	41
3.2.1 Encraves Ultramáficos e Máficos Granulitizados	41
3.2.2 Granulitos Paraderivados	43
3.2.3 Granulitos Ortoderivados	47
3.3 Unidades Intrusivas Proterozoicas	50
3.3.1 Corpos e Veios Monzo–Sienograníticos	50
3.3.2 Diques Máficos	51
3.4 Unidades Fanerozoicas	52
3.4.1 Bacia Sedimentar Mesozoica do Recôncavo	52
3.4.2 Depósitos Sedimentares Terciário-Quaternários	53

CAPÍTULO 4 – DEFORMAÇÃO E GEOCRONOLOGIA DAS ROCHAS GRANULITICAS DE SALVADOR

Granulite Heterogeneous Proterozoic Transpressive Deformation in the Sao Francisco Craton: The South Salvador-Esplanada Belt (Bahia-Brazil).

4.1 Abstract	56
4.2 Introduction	57
4.3 Geodynamic and Tectonic Setting	60
4.3.1 The Itabuna-Salvador-Curaça Orogen	60

4.3.2 The Salvador Esplanada Belt	61
4.3.3 Geology of Salvador – Bahia	62
4.4 Structural and Kinematic Analysis of the Finite Strain Pattern	64
4.4.1 The Barra Lighthouse	64
4.5 Metamorphism and Geochronology	70
4.5.1 Mineral chemistry	70
4.5.2 P–T conditions of the metamorphism	73
4.5.3 U-Pb geochronology	75
• <i>U-Pb Zircon</i>	77
• <i>U-Pb Monazite</i>	80
4.6 Discussion	82
4.7 Conclusions	83
4.8 Acknowledgments	83
CAPÍTULO 5 – PETROLOGIA E GEOCRONOLOGIA DAS ROCHAS INTRUSIVAS ÁCIDAS DE SALVADOR	
2.06 Ga U-Pb zircon (LA–ICPMS) Subalkaline felsic plutonism age that marks the final of the Paleoproterozoic orogeny in the Salvador-Esplanada Belt, São Francisco Craton (Salvador, Bahia, Brazil)	
5.1 Resumo	84
5.2 Abstract	85
5.3 Introduction	86
5.4 Analytical Procedures	86
5.5 Regional Geological Setting	87
5.5 Petrological Setting	92
5.6 Isotopic Geochemistry and Geochronology	97
5.7 Discussions and Conclusions	100

5.8 Acknowledgements	101
CAPÍTULO 6 – CONSIDERAÇÕES FINAIS	102
Referências	106

ÍNDICE DE FIGURAS

- Figura 1.1 – (a) Mapa do Estado da Bahia, com a (b) localização da cidade de Salvador (Fonte: CBPM & CPRM 2003). 19
- Figura 1.2 – Afloramento do Farol da Barra fotografado de avião de pequeno porte (Foto Luis Pereira 2007). 24
- Figura 1.3 – Afloramento do Morro do Cristo fotografado de avião de pequeno porte (Foto Luis Pereira 2007). 25
- Figura 1.4 - Microsonda eletrônica do tipo CAMECA SX-100, equipada com 4 (quatro) espectrômetros WDS (*Wavelength Dispersive X-ray Spectroscopy*) e 12 (doze) cristais analisadores de difração, que permite a análise química pontual e quantitativa dos elementos contidos nos minerais, bem como, fornece imagens de elétrons secundários (SE) e retroespalhados (BSE) por microscopia eletrônica de varredura. 26
- Figura 1.5 – Sistema *Laser Resonetics* M-50E acoplado ao espectrômetro de massa com ionização por Plasma ICP-MS Agilent 7500 cs, inteiramente comandado por computador e equipado com um Laser ATL de pulso ultracurto (<4 ns). À esquerda, visualização no monitor de um cristal de zircão após as análises com o Laser. O diâmetro dos *spots* é regulável entre 4 e 100 μm . 27
- Figura 2.1 – Cráton São Francisco com os principais compartimentos tectônicos do seu embasamento e as faixas brasileiras (adaptado de ALKMIM *ET AL.*1993). Quadrado próximo a cidade de Salvador corresponde a localização da figura 2.2 31
- Figura 2.2 – Mapa geológico simplificado da região onde se localiza a cidade de Salvador, evidenciando as principais unidades tectônicas (adaptado de DALTON DE SOUZA *ET AL.* 2003). 34
- Figura 2.3 – (a) Posição dos blocos arqueanos após a colisão paleoproterozoica. (b) Estruturação regional das unidades geotectônicas após a colisão paleoproterozoica dos blocos arqueanos nas porções norte e sul do Cráton do São Francisco (modificado de BARBOSA & SABATÉ 2004). 37

- Figura 3.1 – Mapa geológico simplificado da Região Metropolitana de Salvador, evidenciando os principais domínios geológicos e estruturas (adaptado de GONÇALVES ET AL. 2008). 40
- Figura 3.2 - Mapa geológico da Cidade de Salvador (BARBOSA & SOUZA 2007). 42
- Figura 3.3 – Aspecto macroscópico dos encraves ultramáficos e máficos granulitizados na área estudada. (a) Encrave ultramáfico com veios difusos de material quartzo-feldspáticos injetados e (b) Enclave máfico seccionado por veio de quartzo, ambos no afloramento do Farol da Barra 43
- Figura 3.4 – Aspecto macroscópico dos granulitos alumino-magnesianos na área estudada. (a) Granulito alumino-magnesiano deformados pela fase D_{n+1} . (b) Porfiroblastos de granada imersos em matriz de quartzo, plagioclásio e biotita paralelas a foliação S_{n+1} . (c) Simplectito de ortopiroxênio e safirina observado nos granulitos alumino-magnesianos da Praia da Paciência. (d) Granulito alumino-magnesiano associado com veios de quartzo deformados (seta) pela fase D_{n+1} , encontrado no afloramento do Farol da Barra. 45
- Figura 3.5 – (a) Granulito quartzo-feldspáticos exibindo foliação milonítica (S_n) verticalizada pela fase D_{n+1} no afloramento na praia do Farol da Barra. (b) Mineralogia principal dos granulitos quartzo-feldspáticos exibindo a associação clino e ortopiroxênio característico deste litotipo. 47
- Figura 3.6 – (a) Granulito charnoenderbítico pouco alterado, onde é possível observar foliação milonítica (S_n), localizado na Praia de Jardim de Alah. (b) Associação mineralógica dos granulitos charnoenderbíticos exibindo textura granoblástica fina a média (c) Granulito monzocharnockítico expondo dobras com planos axiais sub-horizontais, encontrado na Praia de Amaralina. (d) Granulito quartzo-monzodiorítico com deformação ressaltada na porção mais alterada, observado na praia de Costa Azul. 49
- Figura 3.7 – Afloramentos das rochas intrusivas e das coberturas sedimentares. (a) Veio monzo-sienogranítico, subvertical, com contatos abruptos com suas encaixantes no afloramento do Farol da Barra. (b) Dique máfico indeformado encontrado na Praia de Jardim de Alah. (c) Estruturas de injeção na Formação Maracangalha, também conhecidas como vulcões de areia ou blows, em afloramento na Ilha de Maré. (d) Fanglomerados polimícticos, mal selecionados da Formação Salvador no afloramento de

Mont Serrat. (e) Detalhe dos estratos arenosos cruzados com matriz argilosa da Formação Barreiras na estrada de Sussuarana, (f) Imagem panorâmica das dunas da Lagoa do Abaeté. 54

Figure 4.1 – Simplified geological map of São Francisco Craton (ALKMIM *ET AL.*, 1993). Square close to Salvador city corresponds to the geological map on the figure 4.2a. 59

Figure 4.2 – (a) Geological map of Salvador, Bahia, Brazil. (b) Geological map of the outcrop of Barra Lighthouse in Salvador, Bahia. 63

Figure 4.3 – (a) Ultramafic and mafic boudins in Garnet bearing granulites (GrtGr). (b) Garnet bearing granulites (GrtGr) showing the S_{n+1} foliation. (c) Orthopyroxene bearing granulites (OpxGr) showing the S_n foliation. (d) Late syenogranitic secant dyke in the Garnet bearing granulites (GrtGr). 65

Figure 4.4 – (a) Aerial photograph of the Barra Lighthouse; (b) Structural map of the Barra Lighthouse outcrop in Salvador, Bahia. D_n in blue: foliation dipping between 0 and 55°; D_{n+1} in black: foliation dip comprise between 56 and 90°. 66

Figure 4.5 - Equal-area Schmidt lower hemisphere projection of structural data. (a) Contour diagram of poles to S_n foliation. (b) Contour diagram of poles to Lx_n stretching and mineral lineations. (c) Contour diagram of poles to S_{n+1} foliation (dashed lines = conjugated shear zones associated with the S_{n+1} mylonitic foliation). (d) Contour diagram of poles to Lx_{n+1} stretching and mineral lineations. N = data number. 68

Figure 4.6 – Structural block diagram of the outcrop of Barra Lighthouse in Salvador, Bahia emphasizing the geometry along cross-sections (see location and caption on figure 4.4b) 69

Figure 4.7 – (a) Combination of the dips of shear planes and the plunge (or pitch) of the associated stretching lineations are shown on a tri-plot diagram for D_{n+1} shear zones. Straight lines: isopitch of the lineations; Curved dashed lines: isoplunge of the lineations. The grey areas correspond to strike-slip domains or thrust (and normal fault) domains as quoted. (Adapted from MARQUER et al.1995). (b) Schematic structural map showing the overall D_{n+1} shear zones pattern and its compatibility with NNW-SSE shortening direction

related to a dominant dextral shearing (pods of relics of D_n previous flat-lying deformation are drawn, see caption on figure IV.4b). 70

Figure 4.8 – Cross-section in the SW part of the Salvador, Bahia. Contour diagram of poles to the S_n foliation (Schmidt, lower hemisphere). (a) Cristo Hill. (b) Barra Lighthouse. (c) Espanhol Hospital (same legend as on figure 4.4b). 71

Figure 4.9 – Pseudosections in the NCKFMASH system (a) for the orthopyroxene bearing granulites located in the Cristo outcrop and (b) for the garnet bearing granulites located in the Barra Lighthouse outcrop. 76

Figure 4.10 – Concordia diagram and CL images for magmatic zircons from orthopyroxene bearing granulites (sample SG-29E). In situ LA-ICP-MS analyses, ellipses are reported at 2σ . Spot size: 20 μm . 78

Figure 4.11 – Concordia diagram and CL images for metamorphic zircon and overgrowth from orthopyroxene bearing granulites (sample SG-29E). In situ LA-ICP-MS analyses, ellipses are reported at 2σ . Spot size: 20 μm 78

Figure 4.12 – Concordia diagram and CL images for magmatic zircons from garnet bearing granulites (sample SG-25B). In situ LA-ICP-MS analyses, ellipses are reported at 2σ . Spot size: 20 μm . 79

Figure 4.13 – Concordia diagram and CL images for metamorphic zircon and overgrowth from garnet bearing granulites (sample SG-25B). In situ LA-ICP-MS analyses, ellipses are reported at 2σ . Spot size: 20 μm . 80

Figure 4.14 – $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ vs $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ diagram and CL images for monazite of the garnet bearing granulites (sample SG-25B). In situ LA-ICP-MS analyses. Spot size: 20 μm . 81

Figure 5.1 – (a) São Francisco Craton with the main tectonic compartments of its basement and the brasiliano bands (adapted from ALKMIM *ET AL.* 1993), and (b) Simplified geologic map of the area where the municipality of Salvador is located, evidencing the main geotectonic units (adapted from DALTON DE SOUZA *ET AL.* 2003). The square near the municipality of Salvador corresponds to the location of Figure 5.2. 89

Figure 5.2 – Simplified geological map of the area with the location of the studied samples 92

Figure 5.3 – Association of the monzo-syenogranitic veins – mafic dykes that penetrated into the fractures and faults with orientation of N60°-N90°. (a) Panoramic view of Paciência Beach, and (b) Detail of its rocks showing a heterogeneous mixture of basaltic and granitic magma (mingling). (c) Verticalized monzo-syenogranite body with pegmatoid texture on the edges and with abrupt contacts with its host rocks. 93

Figure 5.4 – (a) the $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ diagram of Irvine and Baragar (1971), showing the subalkalinity of the monzo–syenogranitic bodies of Salvador; (b) the $\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO})$ diagram of Shand (1950), characterizing the peraluminous character of them. 94

Figure 5.5 – Chemical variation diagrams of Harker (1909) for major and trace elements of the monzo–syenogranitic bodies of Salvador. 96

Figure 5.6 – Patterns of Rare Earth Elements for the monzo–syenogranitic bodies. The chondrite values are from Evensen *et al.* (1978). 97

Figure 5.7 – (a) Rb versus $(\text{Nb} + \text{Y})$ diagram, discriminating tectonic environments for granites (PEARCE *ET AL.* 1984); (b) Nb versus Y diagram discriminating tectonic environments for granites (PEARCE *ET AL.* 1984). The ellipse corresponds to the field of post-collision granites of Pearce (1996). 97

Figure 5.8 – Concordia diagram with U/Pb data in zircon crystals from the SG-10G sample obtained through LA-ICPMS. Images of zircon crystals under transmitted light. The circles correspond to the spots (20 μm). 98

Figura 6.1 – Síntese da análise estrutural realizada nas rochas granulíticas paraderivadas do afloramento do Farol da Barra, mostrando as fases deformacionais e estruturas associadas. 103

Figura 6.2 – Síntese dos estudos termobarométricos e geocronológicos realizados nas rochas granulíticas paraderivadas dos afloramentos do Farol da Barra e Morro do Cristo, mostrando as fases deformacionais e as estimativas das condições metamórficas e idades obtidas. 104

ÍNDICE DE TABELAS

Table 4.1 – Representative microprobe analyses of minerals in samples SG-29E and SG-25B.	72
Table 4.2 – Chemical analysis of major (wt.%) for orthopyroxene bearing granulites (OpxGr) and garnet bearing granulites (GrtGr).	74
Table 4.3 – Solution models used for pseudosection calculations. See Perple'X documentation (www.perplex.ethz.ch) for solution models reference.	74
Table 4.4 – Summary of LA-ICPMS U–Pb zircon results for samples SG-29E and SG-25B	77
Table 4.5 – Summary of LA-ICPMS U–Pb–Th monazite results for sample SG-25B.	81
Table 5.1 – Main U-Pb and Pb-Pb (zircon) ages of the Itabuna-Salvador-Curaçá Block and of the Salvador-Esplanada Belt (modified from PEUCAT <i>ET AL.</i> 2011).	90
Table 5.2 – Chemical analyses of the rock samples of monzo-syenogranitic bodies and veins of Salvador	95
Table 5.3 – LA-ICPMS U-Pb Zircon analyses of monzo-syenogranitic bodies and veins of Salvador. (*) analyses of the core of zoned zircons.	99

CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO

1.1 Aspectos Gerais

O Estado da Bahia (Fig. 1.1a) possui um dos mais ricos acervos de mapas geológicos do Brasil, produzidos em seis décadas de mapeamento geológico, de pesquisa científica e de atividade mineira. Entretanto, a cidade de Salvador (Fig. 1.1b), capital deste Estado, ainda não apresenta um mapa geológico que expresse os processos geodinâmicos registrados em suas rochas.

Baseados nos poucos estudos existentes na área Barbosa & Dominguez (1996), ao descrever o Mapa Geológico da Bahia, subdividiram a região metropolitana de Salvador, em três domínios geológicos: (i) a Bacia Sedimentar do Recôncavo; (ii) a Margem Costeira Atlântica e, (iii) o Alto de Salvador.

A Bacia Sedimentar do Recôncavo e a Margem Costeira Atlântica foram alvos de pesquisas geológicas ao longo do tempo. A primeira por destacar-se no cenário nacional em relação à produção de hidrocarbonetos e a segunda por exibir registros das flutuações climáticas e do nível relativo do mar durante o Terciário-Quaternário. Contudo, os primeiros trabalhos realizados nas rochas que compõem o denominado Alto de Salvador (BARBOSA & DOMINGUEZ 1996), apresentavam uma generalizada limitação a áreas restritas e uma especificidade temática (FUJIMORI & ALLARD 1966, FUJIMORI 1968, 1988, TANNER DE OLIVEIRA 1970, JESUS 1978, TANNER DE OLIVEIRA & CONCEIÇÃO 1982, CELINO & CONCEIÇÃO 1983, CELINO *ET AL.* 1984, MESTRINHO *ET AL.* 1988, MORAES BRITO 1992, CORRÊA-GOMES 1992, CORRÊA-GOMES *ET AL.* 1996), motivados pela reduzida quantidade de afloramentos, devido às abundantes coberturas de solo, de vegetação e, principalmente, pela presença de construções civis. Esses trabalhos concentraram-se, sobretudo na orla marítima de Salvador, onde as rochas estão muito bem expostas devido a erosão marinha. Entretanto esse domínio, até então, aparecia, nos poucos mapas existentes, como “Embasamento Cristalino Arqueano/Paleoproterozoico” sem qualquer detalhamento.

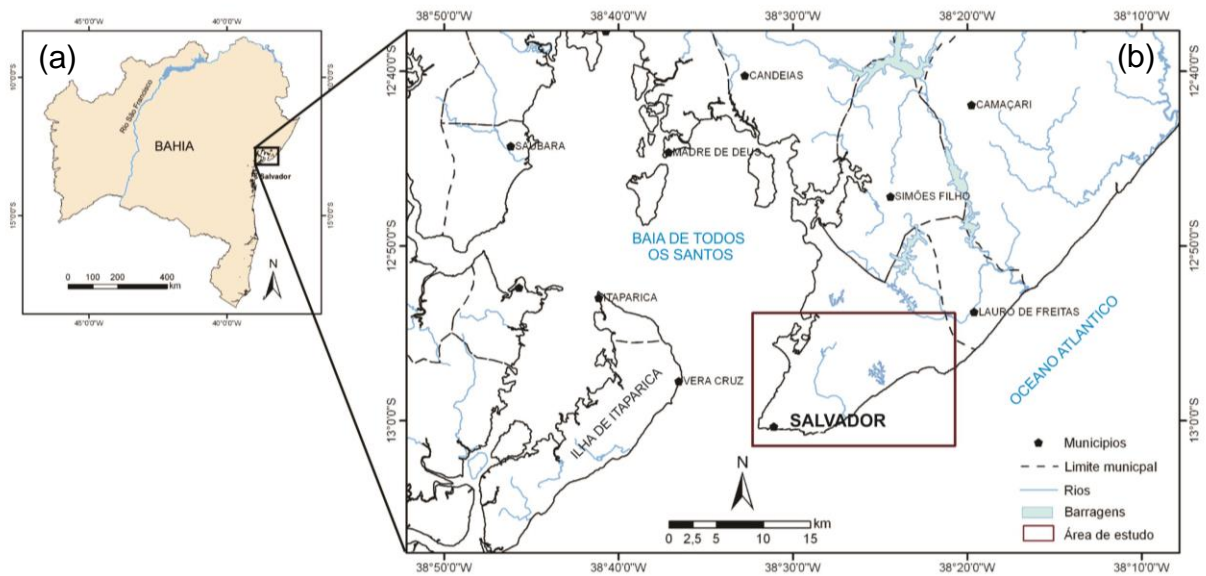


Figura 1.1 – (a) Mapa do Estado da Bahia, com a (b) localização da cidade de Salvador (Fonte: CBPM & CPRM 2003).

Face à da necessidade de cartas politemáticas que contenham subsídios para o conhecimento das águas subterrâneas e das encostas de Salvador, e imprescindíveis para a intervenção e planificação territorial desta metrópole, o Instituto de Geociências e a Escola Politécnica, ambos da UFBA, vêm desenvolvendo nesse sentido pesquisas consideradas básicas. Os primeiros resultados foram apresentados por Barbosa (2004), Barbosa *et al.* (2005) e Cruz (2005) que ao estudar o Alto de Salvador, na sua parte oeste, mostraram uma grande diversidade de litotipos metamórficos de alto a médio grau, deformados de modo polifásico e, frequentemente, cortados por corpos tabulares monzonograníticos e diques máficos. Com isso, percebeu-se a necessidade da realização de estudos adicionais, mais amplos e aprofundados visando um melhor entendimento dos processos geológicos envolvidos na evolução metamórfico/deformacional devido à complexidade da história geológica registrada na área.

Barbosa & Souza (2007), buscando preencher a laguna de informações existente sobre essas rochas e para facilitar as pesquisas, fotografaram os afloramentos da orla marítima, de um avião de pequeno porte, a uma altura de cerca de 300 metros, obtendo-se imagens coloridas que estão permitindo uma visão melhor e mais detalhada dos seus litotipos e de suas deformações tectônicas.

Barbosa & Souza (2007), Souza (2008, 2009) e Souza *et al.* (2010) apresentaram uma primeira tentativa de mapeamento geológico integrado da parte urbanizada de Salvador, subdividindo e caracterizando petrologicamente seus litotipos metamórficos de alto grau. Todavia, constatou-se que muitos problemas geológicos ainda necessitam ser resolvidos. Um deles, por exemplo, dizia respeito à definição dos processos geológicos envolvidos nas evoluções deformacionais das associações litotípicas observadas, diante de uma melhor caracterização dos domínios tectono–metamórficos, já identificados. Outro se referia a controversa correlação entre as unidades geológicas que ocorrem no Brasil e na África, e o papel do Cinturão Salvador-Esplanada na evolução do Cráton do São Francisco.

1.2 Justificativas

A região que compreende a cidade de Salvador, situada a nordeste do Estado da Bahia, está inserida nas proximidades da confluência de duas macro unidades tectônicas importantes do Cráton do São Francisco (SOUZA 2008): (i) a primeira alongada na direção N45° correspondente ao Cinturão Salvador-Esplanada (BARBOSA & DOMINGUEZ 1996) e, (ii) a segunda orientada segundo a direção aproximada N10° correspondente ao Cinturão Itabuna-Salvador-Curacá, parte importante do Orógeno de mesmo nome (BARBOSA & SABATÉ 2002, 2004). Estas unidades apresentam uma história deformacional polifásica, tomando como base o que se conhece atualmente da evolução das mesmas, embora a relação entre essas macro unidades tectônicas ainda seja desconhecida. Salienta-se que, esta conexão está recoberta pelas rochas sedimentares da Bacia Sedimentar Mesozoica Recôncavo-Tucano e pelos depósitos sedimentares inconsolidados de idade terciário-quadernária, tornando dessa maneira a correlação entre elas um desafio complexo e interessante.

Souza (2009) e Souza *et al.* (2010), ao estudarem as rochas granulíticas de Salvador, na porção sul da Cinturão Salvador-Esplanada, identificaram uma carência de dados quantitativos das condições de pressão e temperatura (geotermobarometria), que poderiam ser obtidos nas diferentes paragêneses minerais identificadas, ao longo do tempo que durou a orogenia paleoproterozoica. E, com isso, estabelecer uma trajetória pressão–temperatura–tempo (P-T-t), associada à tectônica colisional que parece, predominou no Cinturão Salvador-Esplanada. Estes estudos podem definir com certa precisão as diferentes

profundidades a que foram levadas as rochas metamórficas, diante da topologia das mudanças das paragêneses minerais presentes nos metamorfitos em foco.

Estes autores verificaram também que, associado aos estudos termobarométricos, seria imprescindível um refinamento da evolução geodinâmica dessa região utilizando estudos isotópicos/geocronológicos, com a identificação da idade de cristalização dos litotipos encontrados e com o detalhamento do intervalo de tempo em que se efetivou o metamorfismo regional.

A somatória dos dados obtidos através dessas pesquisas, quando compatibilizados e associados às feições geométricas estruturais desenvolvidas nas rochas, está permitindo estabelecer os diferentes estágios da evolução crustal de um evento orogenético, e, ao mesmo tempo, auxiliar na compreensão da interação entre o Cinturão Salvador-Esplanada (BARBOSA & DOMINGUEZ 1996) e o Cinturão Itabuna-Salvador-Curacá (BARBOSA & SABATÉ 2002, 2004).

1.3 Objetivos

Esta pesquisa teve por objetivo principal dar continuidade e aprofundar os primeiros trabalhos nas rochas da cidade de Salvador, e de forma mais ampla, visa contribuir para uma melhor compreensão da geologia do Cinturão Salvador-Esplanada e do Cinturão Itabuna-Salvador-Curacá.

De maneira mais específica, este trabalho teve como objetivo:

(i) identificar as reações mineralógicas durante o evento metamórfico; estimar as condições barométricas e termométricas do metamorfismo, além de estabelecer a trajetória pressão-temperatura-tempo ao longo do evento metamórfico;

(ii) identificar a idade de cristalização dos litotipos magmáticos e metamórficos; reconhecer as épocas em que se efetivaram o metamorfismo regional e as deformações associadas e, estimar a ordem dos eventos geológicos que ocorreram nos terrenos em foco, possibilitando assim o estabelecimento de modelos geotectônicos mais precisos.

Com isso pretende-se evoluir com o conhecimento geológico do Cinturão Salvador-Esplanada e, conseqüentemente, de Salvador, que terá uma documentação técnico-científica, informatizada e acessível, servindo de alicerce para os estudos dos problemas presentes e futuros da região metropolitana dessa capital, sobretudo aqueles ocupacionais, os quais se configuram como de interesse

singular, tendo em vista os graves impactos ambientais, sociais e econômicos ali estabelecidos.

1.4 Materiais e Método de Trabalho

Os procedimentos adotados para alcançar os objetivos propostos envolveram a integração e análise de documentos geológicos precedentes, como aqueles contendo os dados de campo, petrográficos e geoquímicos, dentre outros; levantamentos geológicos de campo; estudos petrográficos e petroquímicos; seleção e estudo de amostras que apresentam fases minerais e/ou texturas interessantes para a termobarometria, além da escolha de amostras em áreas representativas de cada estágio geodinâmico, visando a obtenção de dados isotópicos/geocronológicos. Vale ressaltar que parte dos trabalhos de pesquisa foi realizada por esta doutoranda na França, no programa de estágio de Doutorado Sanduiche, dentro do Projeto CAPES-COFECUB (629/09), intitulado “Petrologia, Geologia Isotópica e Geocronologia no Embasamento do Cráton do São Francisco na Bahia, Brasil”.

1.4.1 Integração e Análise de Documentos Geológicos

Nessa etapa realizou-se: (i) uma revisão bibliográfica detalhada de trabalhos anteriores e, (ii) visita e estudo dos afloramentos descritos neste trabalho. A maior parte da pesquisa bibliográfica foi realizada por meio de consultas ao acervo da biblioteca do Instituto de Geociências da Universidade Federal da Bahia (UFBA) e de outras universidades brasileiras, incluindo as bases referenciais e de textos completos, acessíveis através do Portal de Periódicos da CAPES, que tratam da área de trabalho, com ênfase na geoquímica, metamorfismo, geotermobarometria e geocronologia. Também foram estudadas as bibliografias que versam sobre terrenos semelhantes e que se baseiam em métodos termobarométricos, principalmente aqueles que exibem novas calibrações, análises e interpretações.

1.4.2 Levantamentos Geológicos de Campo

Os levantamentos geológicos de campo tiveram o objetivo de coletar novos dados geológicos e, simultaneamente checar informações de trabalhos anteriores. Estas atividades abrangeram: (i) o Alto de Salvador, mais especificamente, a orla

marítima, em afloramentos que foram fotografados de avião de pequeno porte (e.g. figuras 1.2, 1.3), os túneis e as aberturas subterrâneas do Metrô da cidade; (ii) as partes da Bacia Sedimentar do Recôncavo, sobretudo na denominada Cidade Baixa, onde afloram rochas sedimentares nas proximidades da Falha de Salvador e, (iii) a Margem Costeira Atlântica, litoral norte de Salvador, onde se encontram depositados os sedimentos inconsolidados de idade quaternária. Nos afloramentos visitados, sobretudo nos litotipos metamorfizados, realizou-se o estudo macroscópico das rochas incluindo as suas deformações dúcteis e rúpteis. Durante o desenvolvimento deste trabalho, foi selecionado o afloramento da praia do Farol da Barra (Fig.1.2), como área-piloto para a aplicação de métodos específicos durante os estudos termobarométricos e de geocronologia. Nesse afloramento executou-se levantamentos de campo de detalhe, com o auxílio das imagens coloridas antes referidas, visando à aquisição de dados de suporte para às análises e as interpretações geológicas.

1.4.3 Estudos Petrográficos e Petroquímicos

Em campanhas de campo realizadas por Barbosa *et al.* (2005) e Souza (2008, 2009) foram coletadas amostras de rochas ígneas e metamórficas na região metropolitana de Salvador. A partir destas as amostras foram confeccionadas 147 (cento e quarenta e sete) lâminas delgadas/polidas e 126 (cento e vinte e seis) análises químicas de rocha total, que compõem o acervo petrográfico/petroquímico dessa pesquisa. No desenvolvimento desta Tese os estudos petrográficos, assim como os estudos petroquímicos, concentraram-se nos litotipos granulíticos paraderivados, visto que estes exibem características mineralógicas, texturais e químicas mais adequadas para os estudos termobarométricos, entretanto, os litotipos granulíticos ortoderivados que ocorrem associados aos litotipos paraderivados também foram estudados.

Durante o mapeamento geológico do afloramento praia do Farol da Barra verificou-se a necessidade de dados petrológicos condizentes com a escala utilizada. Assim foram confeccionadas mais 12 (doze) lâminas delgadas/polidas e feitas 4 (quatro) novas análises químicas de rocha total nas rochas paraderivadas que afloram nesta praia.



Figura 1.2 – Afloramento do Farol da Barra fotografado de avião de pequeno porte (Foto Luis Pereira 2007).



Figura 1.3 – Afloramento do Morro do Cristo fotografado de avião de pequeno porte (Foto Luis Pereira 2007).

1.4.4 Estudos Termobarométricos e Modelagem Termodinâmica

Após análise detalhada do acervo petrográfico e petroquímico supracitado, além das rochas do afloramento do Farol da Barra, amostras dos afloramentos da praia da Paciência e do Morro do Cristo apresentaram algumas fases minerais interessantes para os estudos termobarométricos. Estas foram selecionadas e analisadas quimicamente no *Laboratoire Magmas et Volcans* da *Université Blaise Pascal* em Clermont-Ferrand, França, durante o estágio do Doutorado-Sanduiche, utilizando-se de uma microsonda eletrônica do tipo CAMECA SX-100 (Fig. 1.4) em condições de operação de 15 kV, 15 nA, com diâmetro do feixe incidente variando entre 5 e 10 μm . Com esse equipamento analisou-se os óxidos SiO_2 , Al_2O_3 , FeO , MgO , CaO , TiO_2 , MnO , Na_2O , K_2O , Cr_2O_3 , Cl e OH .

Por sua vez, de posse das análises químicas de rocha total e das análises químicas minerais das amostras selecionadas, e com a identificação e estudo das reações metamórficas, foram estimadas as condições de pressão e temperatura (geotermobarometria), utilizando-se do aplicativo Perple-X (CONOLLY AND PETRINI 2002), dando ênfase aos *grids* petrogenéticos e às *pseudosections*.

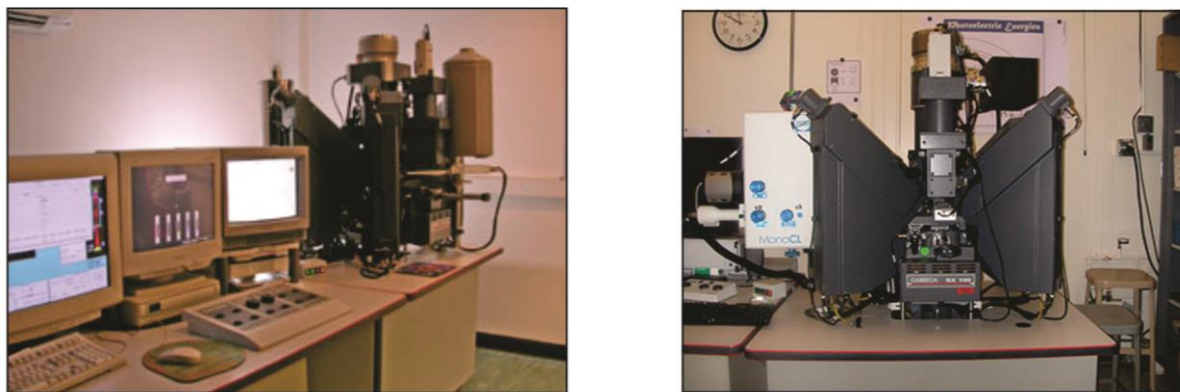


Figura 1.4 - Microsonda eletrônica do tipo CAMECA SX-100, equipada com 4 (quatro) espectrômetros WDS (*Wavelength Dispersive X-ray Spectroscopy*) e 12 (doze) cristais analisadores de difração, que permite a análise química pontual e quantitativa dos elementos contidos nos minerais, bem como, fornece imagens de elétrons secundários (SE) e retroespalhados (BSE) por microscopia eletrônica de varredura.

1.4.5 Estudos de Geoquímica Isotópica/Datações Geocronológicas

Durante as campanhas de campo em Salvador também foram coletadas amostras de litotipos selecionado visando estudos isotópicos e geocronológicos. Estas amostras foram preparadas no *Laboratoire Chrono-environnement* –

Géosciences - Université de Franche-Comté em Besançon e analisadas no *Laboratoire de Magmas et Volcans - Université Blaise Pascal* em Clermont-Ferrand, ambos na França. Esse último utiliza o sistema LA-ICP-MS (*Laser Ablation – Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometry*) para as análises *in situ* dos elementos U-Th-Pb em minerais (principalmente zircão e monazita) ou em seções polidas (Fig. 1.5). Nesta pesquisa foi utilizado o método de datação química U-Th-Pb em zircão (HURAI *ET AL.* 2010) e monazita (MONTEL *ET AL.* 1996), que permite a aquisição das razões $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ *in situ*, ou seja, diretamente sobre lâmina delgada/polida, visando combinar os dados petrológicos com os geocronológicos.



Figura 1.5 – Sistema *Laser Resonetics M-50E* acoplado ao espectrômetro de massa com ionização por Plasma ICP-MS Agilent 7500 cs, inteiramente comandado por computador e equipado com um Laser ATL de pulso ultracurto (<4 ns). À esquerda, visualização no monitor de um cristal de zircão após as análises com o Laser. O diâmetro dos *spots* é regulável entre 4 e 100 μm .

1.4.6 Interpretação dos Resultados e Organização da Tese.

Os dados obtidos nas etapas acima descritas foram tratados em *software* específicos de cada área do conhecimento, buscando, desta forma, extrair elementos com maior precisão e confiabilidade. A partir daí elaborou-se todos os capítulos, itens e subitens que compõe o texto deste documento.

A presente Tese foi organizada em seis capítulos. No primeiro são expostos os aspectos gerais da área, motivação, justificativas e objetivos, assim como os materiais e métodos aplicados nesta pesquisa. No segundo apresenta-se o contexto geológico regional incluindo-se uma síntese da evolução tectônica do Cráton do São Francisco. No terceiro capítulo é apresentado o contexto geológico local, onde são exibidos os aspectos petrológicos e litogeoquímicos das rochas de Salvador. No

quarto capítulo encontra-se um artigo que apresenta os principais resultados estruturais, de metamorfismo e geocronologia realizados em um afloramento tipo de Salvador. No quinto é inserido outro artigo com as características petrológicas e a geocronologia das rochas intrusivas ácidas encontradas na área. No sexto e último capítulo são discutidas os principais resultados e são expostas as conclusões obtidas.

Vale colocar que foram divulgados os produtos geológicos da pesquisa, através de publicações científicas em revistas nacionais e/ou internacionais, e de palestras em Simpósios e Congressos específicos, não só em Salvador, mas também em todo o Estado e em outras capitais do país.

Ressaltamos, finalmente, que se encontra em fase final a atualização do Mapa Geológico de Salvador, um documento técnico–científico imprescindível para o planejamento do desenvolvimento urbano e da utilização dos recursos hídricos e mineiros. Este pretende, em um futuro próximo, dar suporte aos estudos geotécnicos e das ciências ambientais de um modo geral, aplicados a essa metrópole.

CAPÍTULO 2 - CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

2.1 Introdução

O Cráton do São Francisco (ALMEIDA 1969, 1977) é uma macrounidade geotectônica do continente sul-americano, cuja evolução das rochas do seu embasamento cessou no final do Paleoproterozoico. Ele é constituído, em grande parte, pelos terrenos metamórficos que afloram no Estado da Bahia, abrangendo também porções dos Estados de Minas Gerais e Sergipe. Seus limites são delineados pelas faixas orogênicas Brazilianas: (i) Rio Preto e Riacho do Pontal, a norte; (ii) Sergipana, a nordeste; (iii) Araçuaí, a sul e; (iv) Faixa Brasília, a oeste (Fig. 2.1). O Cráton do São Francisco é truncado por dois *rifts*, um orientado segundo a direção N–S, no qual se depositaram as unidades dos supergrupos Espinhaço (Paleo-Mesoproterozoico) e São Francisco (Neoproterozoico) e, outro orientado segundo NNE–SSW e que se formou durante a fragmentação do Gondwana, dando origem a Bacia Sedimentar Mesozoica Recôncavo–Tucano–Jatobá (MAGNAVITA ET AL. 2005).

2.2 Unidades Arqueanas e Paleoproterozoicas

Os terrenos arqueanos e paleoproterozoicos que constituem o embasamento do Cráton do São Francisco no Estado da Bahia podem ser agrupados em quatro importantes segmentos crustais arqueanos, denominados de Bloco Gavião (BG), Bloco Serrinha (BS), Bloco Jequié (BJ) e Bloco Itabuna-Salvador-Curaçá (BISC) (Fig. 2.1). Esses blocos colidiram no Paleoproterozoico, vindo a constituir uma importante cadeia de montanhas que atualmente encontra-se em nível de erosão profundo, expondo rochas polideformadas e granulitizadas das suas raízes (BARBOSA & SABATÉ 2002, 2004). Durante essa colisão o BISC foi extremamente deformado e em grande parte granulitizado e, como apresenta as foliações/bandamentos verticalizados na direção N10° por quase 100 km, foi denominado de Cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá (CISC) (BARBOSA ET AL. 2012).

Todo esse conjunto foi denominado pelos autores supracitados de Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá (OISC) que se estende desde a região de Itabuna–Ilhéus

no sul do Estado, até a região de Curaçá no norte. Esse orógeno exibe orientação aproximadamente N–S e, cujas rochas apresentam idades variando entre 3,3 – 2,7 Ga (idades dos protólitos) e entre 2,08 – 2,04 Ga (idade do metamorfismo), não considerando os inúmeros granitoides sin a pós-tectônicos com idades abarcadas entre 2,09 – 1,9 Ga (U-Pb SHIRIMP).

Por sua vez, ao norte do paralelo 13°, passando sob a Bacia do Recôncavo e alinhando-se segundo a direção N45°, são encontradas rochas de alto a médio grau metamórfico, que afloram na área compreendida entre as cidades de Salvador e Esplanada e adentram o Estado de Sergipe, formando uma faixa móvel denominada de Cinturão Salvador–Esplanada (CSE) (BARBOSA & DOMINGUEZ 1996) (Fig. 2.2).

Considerando que as rochas que afloram na cidade de Salvador fazem parte do contexto tectônico do CSE e do OISC, no paleoproterozoico, convém mencionar outras unidades que, segundo diversos autores (e.g. SABATÉ 1991, 1992; MARINHO 1991; ALIBERT & BARBOSA 1992; FORNARI & BARBOSA 1992; FIGUEIRÊDO & BARBOSA 1993; LEDRU *ET AL.* 1997; BARBOSA & SABATÉ 2002, 2004) foram envolvidas nos processos orogênicos desta Era. Algumas destas unidades não integram a área de pesquisa, mas são aqui descritas de modo resumido, juntamente com as demais, uma vez que elas serão mencionadas quando for abordada a evolução geodinâmica paleoproterozoica.

2.2.1 Bloco Gavião

O Bloco Gavião (BG) (Fig. 2.1), é um amplo segmento crustal, de idade arqueana, constituído por associações tonalíticas, trondjemíticas e granodioríticas, além de granitóides e migmatitos, todos re-equilibrados na fácies anfibolito, além de sequencias metavulcanossedimentares e *greenstone belts*, a maioria metamorfizada na fácies xisto verde (MARINHO 1991, MASCARENHAS *ET AL.* 1998). Paragneisses aluminosos, granitoides sin e pós-tectônicos e intrusões máficas–ultramáficas ocorrem de forma restrita. Esse bloco encontra-se parcialmente coberto por rochas metassedimentares paleo e mesoproterozoicas do Supergrupo Espinhaço e neoproterozoicas do Supergrupo São Francisco, principalmente na suas partes central e setentrional (BARBOSA *ET AL.* 2012 e suas referências).

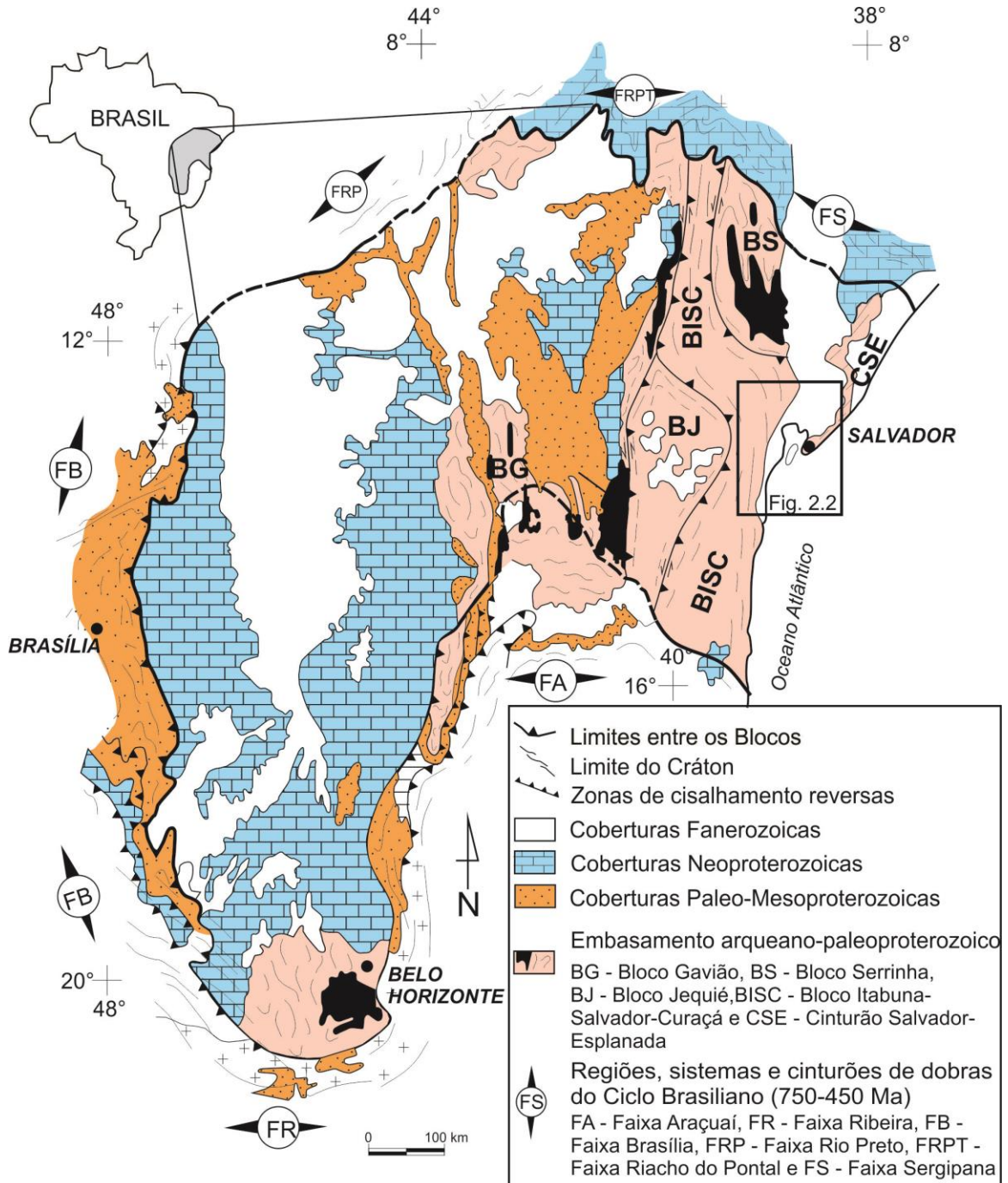


Figura 2.1 – Cráton São Francisco com os principais compartimentos tectônicos do seu embasamento e as faixas brasileiras (adaptado de ALKMIM ET AL.1993). Quadrado proximo a cidade de Salvador corresponde a localização da figura 2.2

2.2.2 Bloco Serrinha

O Bloco Serrinha (BS) apresenta um formato semi-oval (Fig. 2.1), sendo composto por ortognaisses graníticos–granodioríticos e tonalíticos, arqueanos (RIOS 2002), migmatizados e reequilibrados na fácies anfíbolito (Complexo Santa Luz). Constitui o embasamento das sequências supracrustais tipo *greenstone belts* paleoproterozoicas do Rio Capim (MASCARENHAS 1979) e do Serrinha/Rio

Itapicuru (MASCARENHAS 1979, KISHIDA 1979, KISHIDA & RICCIO 1980, CUNHA *ET AL.* 2012). Inúmeros granitoides paleoproterozoicos também são encontrados nesse Bloco (BARBOSA *ET AL.* 2012 e suas referências).

2.2.3 Bloco Jequié

O Bloco Jequié (BJ) (Fig. 2.1), de idade arqueana (BARBOSA & DOMINGUEZ 1996), é constituído predominantemente por granulitos heterogêneos, por vezes migmatizados (BARBOSA *ET AL.* 2012) com encraves de rochas supracrustais (MARINHO *ET AL.* 1994) tendo sido penetrado por intrusões múltiplas charnockíticas-charnoenderbíticas-enderbíticas com baixo e alto teor de Ti (FORNARI & BARBOSA 1994). Esses litotipos foram intensamente deformados e metamorizados na fácies granulito, durante a colisão paleoproterozoica que uniu esses blocos e consolidou o embasamento da porção norte do Cráton do São Francisco.

2.2.4 Bloco Itabuna–Salvador–Curaçá

O Bloco Itabuna–Salvador–Curaçá (BISC) (BARBOSA & SABATÉ 2002, 2004) se estende desde a região de Itabuna-Ilhéus ao sul até a região de Curaçá ao norte, com orientação aproximadamente meridiana e com idades variando de arqueanas a paleoproterozoicas (BARBOSA & SABATÉ 2002, 2004) (Fig. 2.1). A parte sul desse segmento é constituída por, no mínimo, quatro grupos de tonalitos/trondhjemitos, três arqueanos (ca. 2,7-2,5 Ga) e um paleoproterozoico (~2,1 Ga) (BARBOSA & SABATÉ 2004, PINHO 2005, PEUCAT *ET AL.* 2011, BARBOSA *ET AL.* 2012) não deixando de ocorrer, de forma subordinada, corpos charnockíticos arqueanos. Nessa unidade também são encontradas faixas de rochas supracrustais, além de gabros e basaltos de fundo oceânico ou de bacias *back-arc* (TEIXEIRA 1997). Ainda são encontradas intrusões de monzonitos de afinidade shoshonítica, também fortemente deformadas e granulitizadas (BARBOSA 1990, PIVETA 2007). A porção norte desse segmento é constituída, essencialmente, por ortognaisses de composição tonalítica–trondhjemítica–granodiorítica (Complexo Caraíba) com idades de 2.695 ± 12 Ma e 2.634 ± 19 Ma (FIGUEIREDO 1989, TEIXEIRA 1997, SILVA *ET AL.* 1997, OLIVEIRA *ET AL.* 2004), incluindo intercalações de gnaisses aluminosos, calcissilicáticas, metacarbonatos e quartzitos (Complexo Ipirá) (MELO *ET AL.* 1995), além de ocorrências de rochas máficas–

ultramáficas denominada de Suíte São José do Jacuípe, também de idade arqueana (MELO 1991, TEIXEIRA 1997, SILVA *ET AL.* 1997). Todo este segmento crustal foi fortemente deformado pela tectônica paleoproterozoica com todos os seus litotipos reequilibradas na fácies granulito (BARBOSA & SABATÉ 2002, 2004).

A colagem desses blocos no Paleoproterozoico originou o OISC que, a partir do paralelo que passa por Salvador, se divide em dois segmentos (Fig. 2.2):

(i) um ocidental, que se projeta até o Rio São Francisco, denominado de Cinturão Móvel Salvador–Curaçá por Santos & Souza (1983) e, de Cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá por Barbosa & Sabaté (2002, 2004), e

(ii) um oriental, denominado por Barbosa & Dominguez (1996) de Cinturão Salvador–Esplanada (CSE). Esse passa sob a Bacia do Recôncavo e alinha-se aproximadamente na direção N45°, representando uma ramificação do Cinturão Bahia Oriental, na concepção de Almeida *et al.* (2000) e Delgado *et al.* (2002).

2.2.5 Cinturão Salvador–Esplanada

O CSE estende-se desde Salvador (BA) até a cidade de Buquim (SE), sendo que, na sua porção leste, está coberto pelos depósitos terciários do Formação Barreiras e por sedimentos quaternários, e na parte oeste, pelas rochas sedimentares da Bacia do Recôncavo–Tucano (Figs. 2.1, 2.2). É constituída por ortognaisses migmatíticos, ortognaisses charnoenderbíticos e charnockíticos com afinidade cálcio–alcalina, ortognaisses com termos félsicos (tonalíticos–granodioríticos), e máficos (gabros toleíticos anfibolitizados), além de granitos com tendência alcalina (OLIVEIRA JUNIOR 1990, DELGADO *ET AL.* 2002). A área de estudo, que envolve a cidade de Salvador, encontra-se inteiramente inserida nesse Cinturão (Fig. 2.2).

2.3 Unidades Fanerozoicas

As unidades arqueanas/paleoproterozicas que afloram na nordeste do Cráton do São Francisco são recobertas, quase na sua totalidade, pelas rochas sedimentares da Bacia Sedimentar Mesozoica do Recôncavo, associada à abertura do Oceano Atlântico Sul e, pelos depósitos sedimentares inconsolidados, de idade Terciário-Quaternária, relacionados à evolução da margem passiva no litoral brasileiro (Fig. 2.2).

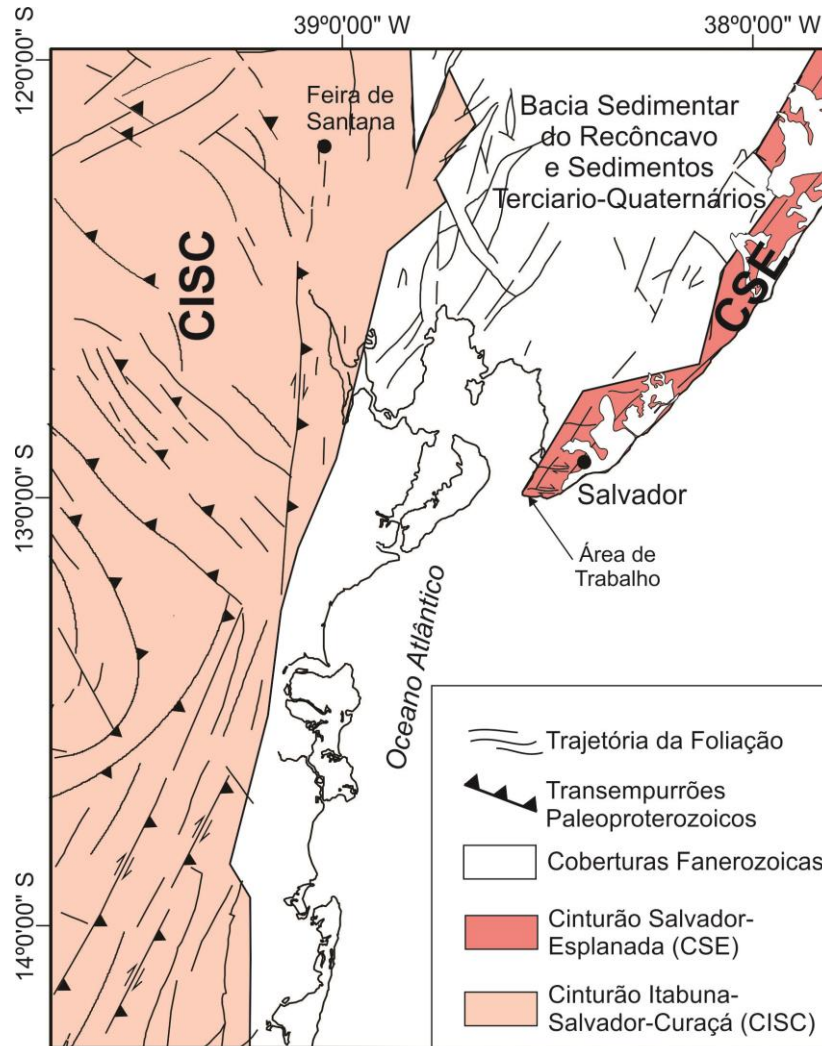


Figura 2.2 – Mapa geológico simplificado da região onde se localiza a cidade de Salvador, evidenciando as principais unidades tectônicas (adaptado de DALTON DE SOUZA *ET AL.* 2003).

2.3.1 Bacia Sedimentar Mesozoica do Recôncavo

A Bacia Sedimentar do Recôncavo faz parte de um sistema *rift* maior denominado Recôncavo-Tucano-Jatobá que tem sido interpretado como um *rift* intracontinental abortado da margem leste do Brasil (MAGNAVITA *ET AL.* 2005). Esse sistema de bacias possui orientação geral N-S, com forte inflexão para ENE-WSW na sua terminação norte (MAGNAVITA 1992). A Bacia do Recôncavo, situada na parte sul do *rift*, é limitada pelo Alto de Aporá a norte, pelo sistema de Falhas da Barra a sul, pela Falha de Maragogipe a oeste e, pelo sistema de Falhas de Salvador a leste (MILHOMEM *ET AL.* 2003). Na sequência estratigráfica mesozoica da Bacia do Recôncavo identificam-se os estágios *pré-rift*, *rift* e *pós-rift* (MAGNAVITA *ET AL.* 2005, NETTO 2012). Neste contexto, o registro tectono-

estratigráfico sugere que a fase *pré-rift* é representada por ciclos fluvio-eólicos aos quais se intercalam sistemas lacustres transgressivos. A fase *rift* é caracterizada por um estágio de lago profundo, progressivamente assoreado em estágios mais tardios (MILHOMEN *ET AL.* 2003). Completando a sequência, aparece a fase *pós-rift* com assinatura estratigráfica de ambiente de leques aluviais (CAIXETA *ET AL.* 1994).

2.3.2 Depósitos Sedimentares Terciário-Quaternários

Os depósitos sedimentares que recobrem a área de estudo foram modelados por flutuações climáticas e do nível relativo do mar e podem ser agrupados: (i) na Formação Barreiras, de idade cenozoica, é constituída por litofácies areno-cascalhosas, caracterizada por deposição em um sistema fluvial proximal na base e por sedimentos areno-cascalhosos que incluem depósitos subaquosos e de fluxos de detritos no topo (VILAS BÔAS *ET AL.* 2001, ROSSETTI & DOMINGUEZ 2012) e, (ii) nos Depósitos Quaternários representados por sedimentos fluviais e costeiros (materiais arenosos e areno-argilosos), sedimentos dos mangues atuais (materiais argilosos ricos em matéria orgânica), sedimentos eólicos (materiais arenosos finos das dunas), sedimentos dos terraços arenosos (materiais arenosos e areno-argiloso com conchas marinhas e tubos fósseis) além de recifes de corais e algas coralinas (BITTENCOURT *ET AL.* 1987, 2000, DOMINGUEZ *ET AL.* 1999, MARTIN *ET AL.* 1980, DOMINGUEZ & BITTENCOURT 2012).

2.4 Evolução tectônica da área

A evolução tectônica das rochas que embasam o Cráton do São Francisco no Estado da Bahia é notavelmente complexa, apresentando registros de magmatismo, deformação e metamorfismo desde o Arqueano até Paleoproterozoico. Esses registros vêm sendo estudados por diversos autores (WILSON 1987, BARBOSA & FONTEILLES 1989, FIGUEIRÊDO 1989, ARCANJO *ET AL.* 1992, ALIBERT & BARBOSA 1992, FORNARI & BARBOSA 1992, FIGUEIRÊDO & BARBOSA 1993, LEDRU *ET AL.* 1993, MARINHO *ET AL.* 1994, BARBOSA *ET AL.* 1996, ALVES DA SILVA *ET AL.* 1996, BARBOSA & SABATÉ 2002, 2004, LEITE 2002, PINHO 2005, MACÊDO 2006, LEITE *ET AL.* 2009, PEUCAT *ET AL.* 2011), entretanto, nesta pesquisa interessa a evolução geodinâmica do Paleoproterozoico cujo clímax orogenético é datado entre 2,10 e 2,02 Ga (BARBOSA *ET AL.* 2012 e suas referências). Do ponto de vista geotectônico, o Cráton do São Francisco pode ser

descrito como um mosaico de unidades estruturais, gerado por sucessivos episódios tectônicos que podem ser expressos por acreções crustais e/ou colisões continentais durante a orogenia paleoproterozoica (BARBOSA *ET AL.* 2003).

2.4.1 Orogenia Paleoproterozoica

A orogenia paleoproterozoica é caracterizada pela colisão oblíqua, no sentido NW-SE, de quatro segmentos crustais arqueanos, com assinaturas isotópicas próprias tanto de ϵ_{Nd} e como de ϵ_{Sr} . Esses segmentos foram denominados de Blocos Gavião, Jequié, Itabuna-Salvador-Curaça e Serrinha, cujas colisões deram origem ao Cinturão Itabuna-Salvador-Curaça (BARBOSA & SABATÉ 2002, 2004), ao Lineamento Contentas Mirante-Jacobina (SABATÉ *ET AL.* 1990) e ao Cinturão Salvador-Esplanada (BARBOSA 1996). Ela é identificada principalmente pela presença de falhas de empurrão regionais e zonas transcorrentes tardias (BARBOSA & SABATÉ 2002) que apresentam uma cinemática, em geral, sinistrógira segundo Alves da Silva & Barbosa (1997 *apud* BARBOSA & SABATÉ 2002) (Fig. 2.3a).

Na parte norte do Estado (Fig. 2.3b), a aproximação do Bloco Serrinha em direção ao Bloco Gavião promoveu um importante encurtamento crustal E-W, ao longo de um eixo N-S, identificado por uma vergência centrífuga das rochas, marcada como uma feição tectônica do tipo “flor positiva” (PADILHA & MELO 1991). Este forte encurtamento produziu uma “mistura tectônica” pelo cavalgamento de lâminas de rochas arqueanas dos Complexos Caraíba, São José do Jacuípe e Ipirá, compensado pelas contínuas zonas de cisalhamento sinistrógiras, onde ocorrem contemporaneamente sucessivas intrusões graníticas sin- e pós-tectônicas com idade variando entre 2,09 e 2,06 Ga (BARBOSA *ET AL.* 2008).

Na parte sul do Estado (Fig. 2.3b), durante o início desta colisão, há cerca 2,4 Ga. (LEDRU *ET AL.* 1997), rampas frontais com componente tangencial originou a obducção do Bloco Itabuna-Salvador-Curaça sobre o Bloco Jequié e, deste sobre o Bloco Gavião. Dobras recumbentes, redobradas coaxialmente e exibindo formas isoclinais, são encontradas nestes terrenos metamórficos de alto grau (BARBOSA & SABATÉ 2002, 2004). Nesses blocos, durante o Paleoproterozoico, forte foliação penetrativa e/ou bandamento foram registrados nas suas rochas. Dados estruturais levam a considerar que o Bloco Jequié, por exemplo, foi deformado, no mínimo, por

dois episódios de deformação dúctil (BARBOSA 1986, BARBOSA & MORAES 1994) formando estruturas em laço (RAMSAY & HUBER 1987).

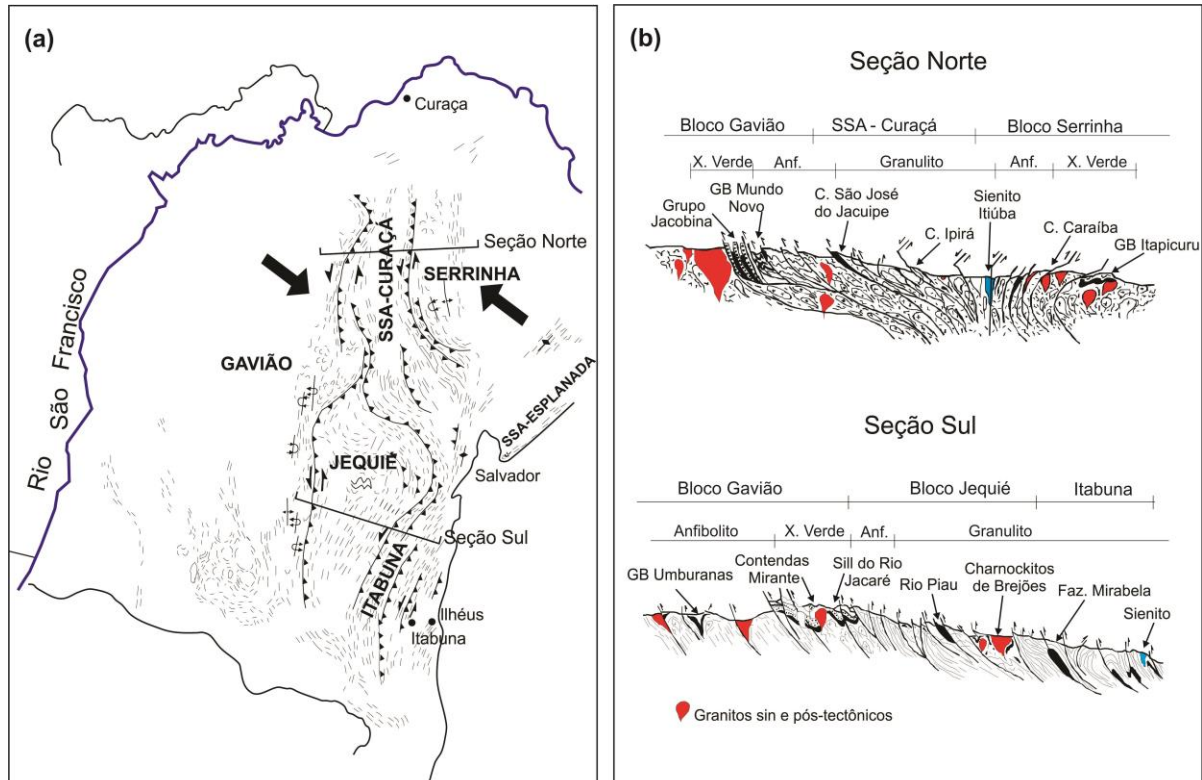


Figura 2.3 – (a) Posição dos blocos arqueanos após a colisão paleoproterozoica. (b) Estruturação regional das unidades geotectônicas após a colisão paleoproterozoica dos blocos arqueanos nas porções norte e sul do Cráton do São Francisco (modificado de BARBOSA & SABATÉ 2004).

De acordo com Barbosa & Sabaté (2002, 2004), tanto na parte norte quanto na parte sul, o primeiro episódio criou dobras recumbentes com eixos aproximadamente horizontais, de direção N-S, associadas com rampas de cisalhamentos com vergência para oeste. No segundo episódio, a primeira foliação foi redobrada, em geometria isoclinal a apertada, formando dobras com eixos sub-horizontais e planos axiais subverticais. Estes últimos em certas zonas produziram uma nova foliação de plano axial que, por vezes, transpõe a foliação prévia.

Salienta-se que os poucos dados existentes sobre constituição litológica e sobre as estruturas deformacionais do CSE (FUJIMORI 1988, TANNER DE OLIVEIRA 1970, JESUS 1978, MESTRINHO *ET AL.* 1988, MORAES BRITO 1992, CORRÊA-GOMES 1992, BARBOSA & DOMINGUEZ 1996, CORRÊA-GOMES *ET AL.* 1996, OLIVEIRA JÚNIOR 1990, BARBOSA *ET AL.* 2005) são insuficientes para compreender o significado tectônico das características metamórficas e das

deformações associadas, assim como sua relação com o CISC. Diante disso, este trabalho vem adicionar informações importantes para o entendimento da evolução tectônica da porção nordeste do Cráton do São Francisco, que poderão ajudar na interligação entre os dois cinturões, CISC e CSE.

CAPÍTULO 3 - CONTEXTO GEOLÓGICO LOCAL

3.1 Introdução

A região metropolitana de Salvador foi subdividida por Barbosa & Dominguez (1996) e Barbosa *et al.* (2005) em três domínios geológicos principais (Fig.3.1):

(i) a Margem Costeira Atlântica, formada por depósitos terciários e quaternários, os quais são constituídos por acumulações pouco espessas de sedimentos inconsolidados de natureza argilosa, arenosa e areno-argilosa, que foram modelados por flutuações climáticas e do nível relativo do mar;

(ii) a Bacia Sedimentar do Recôncavo, constituída por rochas sedimentares mesozoicas, que faz parte de um sistema *rift* maior, denominado Recôncavo-Tucano-Jatobá. Essa bacia é limitada a leste pela Falha de Salvador; e

(iii) o Alto de Salvador, que representa um *horst* de rochas metamórficas de alto e médio grau arqueanas e/ou paleoproterozoicas, que separa a Bacia Sedimentar do Recôncavo do Oceano Atlântico.

A Bacia Sedimentar do Recôncavo e a Margem Costeira Atlântica tem sido alvo de pesquisas geológicas ao longo do tempo (*e. g.* MARTIN *ET AL.* 1980, BITTENCOURT *ET AL.* 1987, 2000, MAGNAVITA 1992, CAIXETA *ET AL.* 1994, DOMINGUEZ *ET AL.* 1999, MILHOMEM *ET AL.* 2003, MAGNAVITA *ET AL.* 2005, DOMINGUEZ *ET AL.* 2012, NETTO 2012, ROSSETTI & DOMINGUEZ 2012). Entretanto, as rochas cristalinas que embasam Salvador ainda carecem de estudos, principalmente do ponto de vista metamórfico/deformacional, onde seus afloramentos rochosos ocorrem de forma descontínua e/ou estão cobertos por construções civis.

Estudos realizados no Alto de Salvador, constataram a presença de uma grande diversidade de litotipos metamórficos de alto e médio grau deformados de modo polifásico (FUJIMORI & ALLARD 1966, FUJIMORI 1968, 1988, TANNER DE OLIVEIRA 1970, JESUS 1978, TANNER DE OLIVEIRA & CONCEIÇÃO 1982, BARBOSA *ET AL.* 2005, CRUZ 2005, BARBOSA & SOUZA 2007, SOUZA 2009, SOUZA *ET AL.* 2010), frequentemente cortados por corpos tabulares monzo-sienograníticos (CELINO & CONCEIÇÃO 1983, CELINO *ET AL.* 1984) e por diques

máficos (MESTRINHO *ET AL.* 1988, MORAES BRITO 1992, CORRÊA-GOMES 1992, CORRÊA-GOMES *ET AL.* 1996). Barbosa *et al.* (2005) subdividiram o Alto de Salvador em dois domínios topográficos–geográficos, separados pela Falha do Iguatemi. A parte oeste, onde a altitude média é superior a 60 metros, ocorrem granulitos, enquanto que a parte leste, onde o relevo é mais baixo, com altitudes inferiores a 30 metros, além da ocorrência de granulitos, também são encontradas rochas da fácies anfibolito.

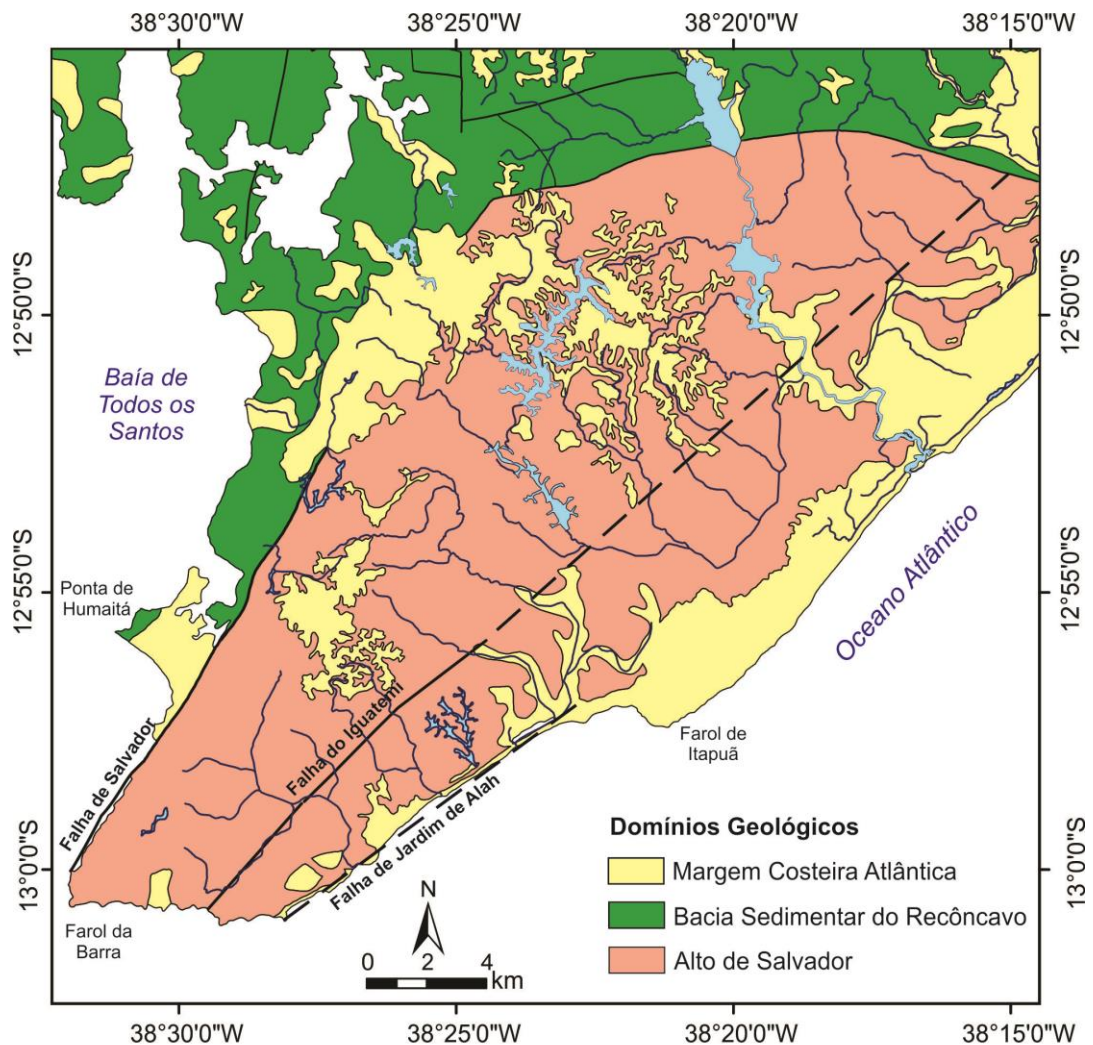


Figura 3.1 – Mapa geológico simplificado da Região Metropolitana de Salvador, evidenciando os principais domínios geológicos e estruturas (adaptado de GONÇALVES *ET AL.* 2008).

Apesar da má qualidade de exposição das rochas aflorantes em Salvador devido ao alto grau de alteração intempérica apresentado, à grande quantidade das construções civis, além das coberturas sedimentares supracitadas, o estudo

detalhado: (i) das relações de contato entre os litotipos; (ii) da petrografia, com base nas características texturais e composicionais e, (iii) das estruturas identificadas, somado às informações contidas nas pesquisas anteriores, foi possível, junto com o mapeamento geológico intergrado da área, em finalização, hierarquizar cronologicamente as rochas, como apresentando a seguir.

3.2 Unidades Arqueanas e Paleoproterozoicas

As rochas arqueanas e paleoproterozoicas encontradas na área em foco foram separadas em três unidades geológicas: (i) encraves ultramáficos e máficos granulitizados; (ii) granulitos paraderivados e (iii) granulitos ortoderivados. Deve-se ressaltar que com exceção da primeira unidade, todas as outras podem ser visualizadas no mapa geológico preliminar apresentado na figura 3.2 (BARBOSA & SOUZA 2007).

3.2.1 Encraves Ultramáficos e Máficos Granulitizados

Os encraves ultramáficos e máficos granulitizados ocorrem em geral sob a forma de *boudins* métricos a centimétricos. Por sua vez, em zonas de *high strain*, exibem o formato lenticular do tipo *pinch and swell* (PLATT & VISSERS 1980), inclusos nas rochas granulíticas ortoderivadas e paraderivadas que serão descritas mais adiante.

Os encraves ultramáficos são metapiroxenitos com textura granoblástica, com granulação variando de média a grossa, sendo formados essencialmente de clino e ortopiroxênio que, somados alcançam uma proporção na rocha em torno de 90%. Os piroxênios exibem contatos retos e/ou curvos, e por vezes apresentam hornblenda esverdeada nas bordas através de reações retrometamórficas. O plagioclásio, do tipo andesina, mostra uma proporção modal variando entre 2 e 5%. O espinélio ocorre disseminado na rocha, atingindo até 5% da moda e, juntos com os opacos, formam os minerais acessórios. Esses últimos ocorrem em geral inclusos nos piroxênios (SOUZA 2008). Nestes litotipos também é frequente a presença de filões e bolsões difusos de material quartzo-feldspáticos rosados, de granulação grossa, compostos por feldspato potássico, quartzo e biotita subordinada (BARBOSA & SOUZA 2007) (Fig 3.3a). Essa presença provoca zonas de biotitização nos metapiroxenitos encaixantes gerando faixas de biotitito de espessuras centimétricas.

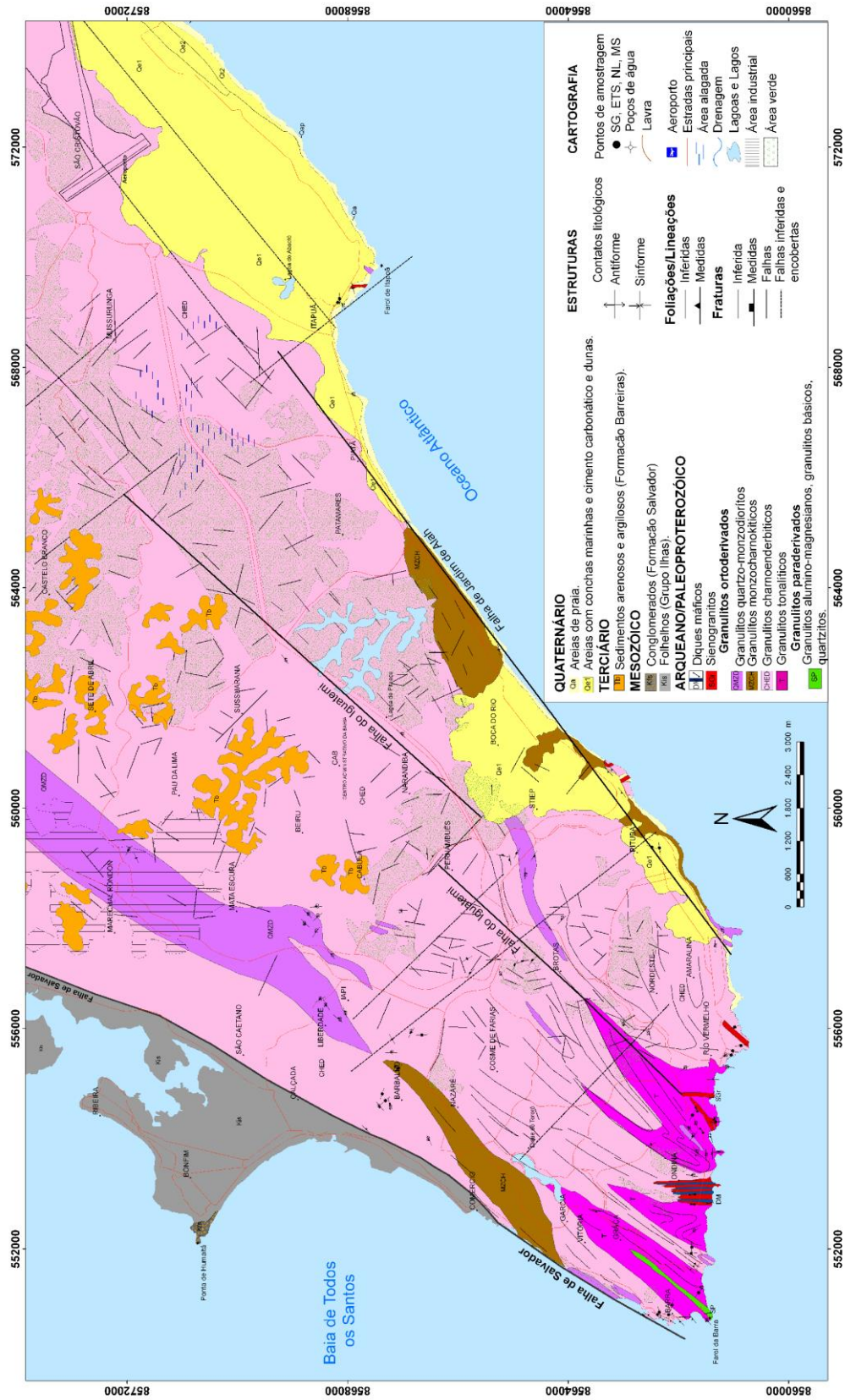


Figura 3.2 - Mapa geológico da Cidade de Salvador (BARBOSA & SOUZA 2007).

Os encraves máficos têm cor preta-esverdeada, com textura granoblástica e com granulação variando de fina a média. Quando alterados torna-se visível que esses encraves sofreram as mesmas deformações que as encaixantes (Fig.3.3b). Sua composição modal consiste de plagioclásio (45-50%), ortopiroxênio (20-30%), clinopiroxênio (20-25%), quartzo (2%) e opacos (2%) (SOUZA 2008). Os cristais de piroxênio são xenoblásticos, com contatos retos e/ou irregulares com o plagioclásio, e apresentam bordas de reação retrometamórficas com hornblenda e biotita. O plagioclásio é xenoblástico, com geminação albita, por vezes encurvada.



Figura 3.3 – Aspecto macroscópico dos encraves ultramáficos e máficos granulitizados na área estudada. (a) Enclave ultramáfico com veios difusos de material quartzo-feldspáticos injetados e (b) Enclave máfico seccionado por veio de quartzo, ambos no afloramento do Farol da Barra.

Barbosa *et al.* (2005) mostraram que, petroquimicamente, os encraves ultramáficos granulitizados são piroxenitos provavelmente derivados de magma toleítico rico em magnésio e os máficos são gabros gerados por magma toleítico ou de magma transicional toleítico/calcio-alcálico.

3.2.2 Granulitos Paraderivados

As rochas metamórficas paraderivadas formam faixas inclusas tectonicamente nos granulitos ortoderivados, sob a forma de *boudins* métricos a decamétricos, geralmente orientados segundo a fase D_{n+1} . (Fig. 3.4a). São representados pelos granulitos alumino-magnesianos associados aos granitos granatíferos e quartzitos com granada (BARBOSA ET AL 2005, BARBOSA & SOUZA 2007). Possuem granulação fina a média, textura granoblástica a porfiroblástica, mostrando como minerais principais porfiroblastos de granada

vermelha imersos em uma matriz fina. São formados por mesopertita/feldspato potássio pertítico (30%), quartzo (10-20%), granada (10%), clinopiroxênio (7%), cordierita (5%), sillimanita (5%) plagioclásio (5-10%), e biotita vermelha (2%). Subordinadamente são encontrados espinélio e opacos que juntos perfazem 3% da composição modal. Biotita marrom e hornblenda verde ocorrem de forma secundária.

A mesopertita/feldspato potássio pertítico, juntamente com o quartzo, perfazem em torno de 50% da composição modal da rocha. A granada tem contornos irregulares, partições/fraturas e inclusões de espinélio, opacos e quartzo e, às vezes, biotita que, ora são paralelas, ora perpendiculares à foliação principal S_n (SOUZA 2008). O clinopiroxênio ocorre como grãos subidioblásticos, em geral fraturados, associados a granada. A sillimanita aparece sob a forma de grãos subidioblásticos, em geral alongados, associados com biotita, cordierita e granada. A cordierita, por vezes, geminada, aparece ora isolada, ora em agregados lenticulares com a sillimanita e espinélio. O plagioclásio é quase sempre antipertítico, com textura mimerquítica. Os cristais de quartzo são encontrados disseminados e em pequena quantidade na rocha. O espinélio é encontrado, tanto incluso em granada, quanto formando agregados lenticulares com cordierita, sillimanita e opacos. A biotita, com exceção dos grãos que ocorrem dentro da granada, formam minúsculas placas paralelas à foliação S_{n+1} da rocha (Fig. 3.4b). A hornblenda é xenoblástica, ocorrendo nas bordas dos clinopiroxênios (BARBOSA ET AL 2005, BARBOSA & SOUZA 2007, SOUZA 2008).

Os granulitos alumino-magnesianos do afloramento da Praia da Paciência, no bairro do Rio Vermelho, diferem das outras rochas de Salvador, pela presença de ortopiroxênio (4%), biotita vermelha (3%) e safirina (FUJIMORI & ALLARD 1966, FUJIMORI 1968). O ortopiroxênio é xenoblástico, marrom-rosado devido ao teor de alumínio entre 5,95 e 6,89% (FUJIMORI 1988). Localmente possuem espinélio e cordierita formando simplectitos. A safirina ocorre tanto sob a forma de lamelas, como em simplectitos com o ortopiroxênio (Fig. 3.4c) e biotita vermelha.

Destaca-se que, associados aos granulitos alumino-magnesianos são encontrados os granitos granatíferos. Neossomáticos, estes possuem granulação média a grossa, formando bandas de coloração clara, com espessuras variando de 5 cm até 1m e com foliação marcada, quase sempre, pela concentração de quartzo e granada (BARBOSA ET AL. 2005). Além, destes dois últimos minerais, esses

granulitos são constituídos por plagioclásio, tendo a biotita e os opacos como fases acessórias. Representando cerca de 40 a 50% da rocha, o quartzo é anédrico e ocorre como cristais isolados ou, mais comumente, na forma de agregados, que se destacam nas superfícies alteradas dos afloramentos. A granada, representando entre 10 e 30% da rocha, exibe cor vermelha, contornos irregulares com inclusões de quartzo e plagioclásio. Esse último é anédrico, com alguns cristais antipertíticos e/ou com geminação albita. No contato com os grãos de quartzo observa-se a ocorrência de textura mimerquítica. A biotita encontra-se, geralmente, orientada e exibe duas formas de ocorrência: (i) com cor vermelha apresentando contatos retos ou, (ii) com cor marrom, de contatos irregulares, situadas nas bordas da granada (BARBOSA *ET AL.* 2005, BARBOSA & SOUZA 2007, SOUZA 2008).

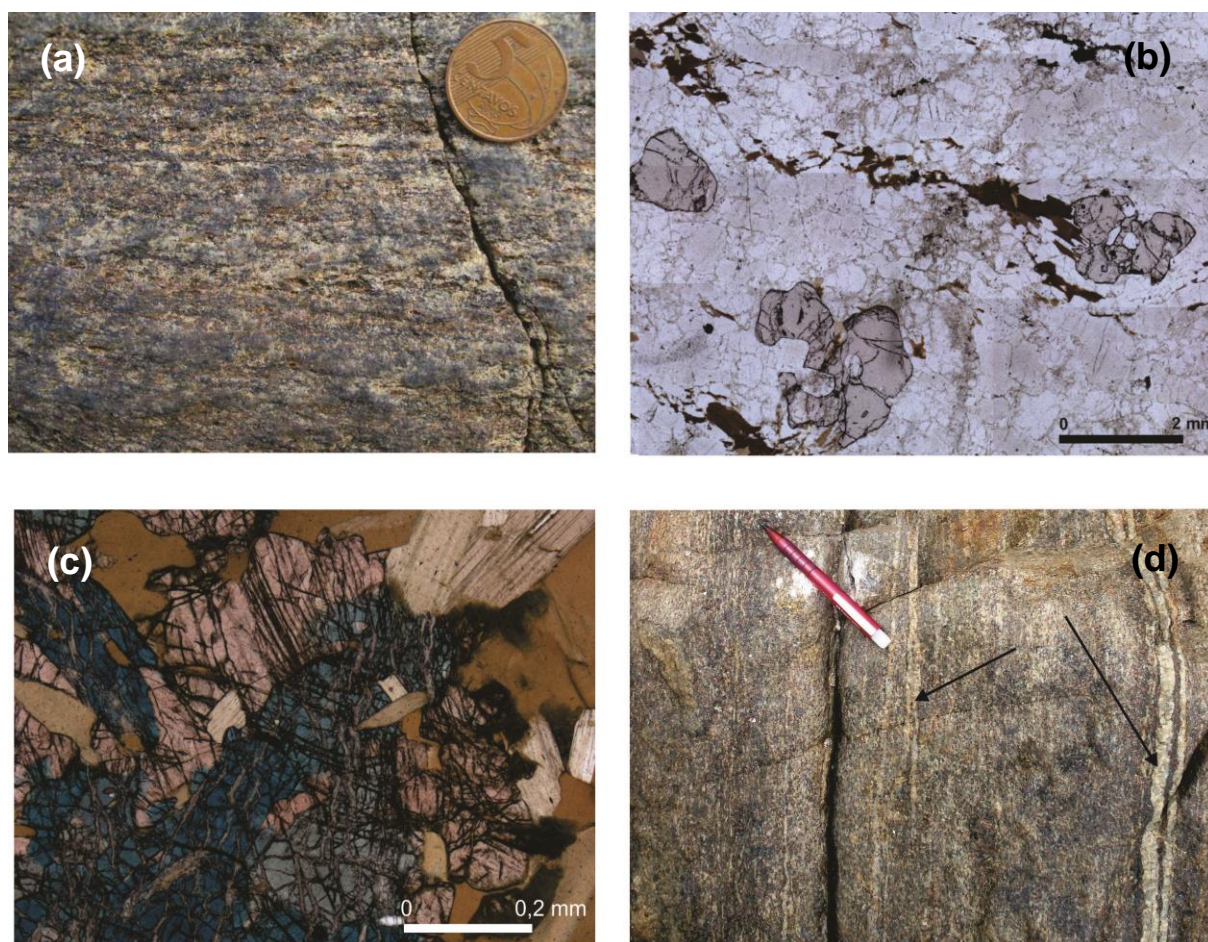


Figura 3.4 – Aspecto macroscópico dos granulitos aluminomagnesianos na área estudada. (a) Granulito aluminomagnesiano deformados pela fase D_{n+1} . (b) Porfiroblastos de granada imersos em matriz de quartzo, plagioclásio e biotita paralelas a foliação S_{n+1} . (c) Simplectito de ortopiroxênio e safirina observado nos granulitos aluminomagnesianos da Praia da Paciência. (d) Granulito aluminomagnesiano associado com veios de quartzo deformados (seta) pela fase D_{n+1} , encontrado no afloramento do Farol da Barra.

No afloramento do Farol da Barra, associados aos granulitos aluminomagnesianos, ocorrem veios de quartzo com granada, paralelizados à foliação nas zonas de cisalhamento (Fig. 3.4d) e/ou, bolsões centimétricos. Quando inalterados são cinza-claro, com textura fina a média e com foliação pouco visível. Contêm pequenas quantidades de granada (2-5%), e por vezes minerais opacos, os quais, em contato com quartzo, podem apresentar pequenas palhetas de biotita secundária (BARBOSA *ET AL.* 2005).

Os Granulitos quartzo-feldspáticos de Salvador apresentam características macroscópicas e mineralógicas similares às dos granulitos ortoderivados abaixo descritos. Quando pouco alterados, são acinzentados e, geralmente, mostram-se bastante deformados, exibindo foliação milonítica sub-horizontal e dobras intrafoliais (SOUZA 2009). Souza *et al.* (2010), através dos estudos petrográficos e petroquímicos, denominou-os de granulitos tonalíticos e os inseriu ao grupo dos granulitos ortoderivados contudo, dados obtidos nesta pesquisa (ver capítulo IV), sugerem características sedimentares para seus protólitos.

Estes litotipos exibem uma foliação milonítica (S_n) paralela ao bandamento composicional (Fig.3.5a) e microscopicamente apresentam textura xenoblástica a granoblástica, às vezes, poligonal. São constituídos por plagioclásio (39–58%), quartzo (20–30%), ortopiroxênio (8–18%), clinopiroxênio (6–17%), biotita (5 a 10%) e feldspato potássico (0–5%) (SOUZA 2009, SOUZA *ET AL.* 2010). Os cristais de plagioclásio são xenoblásticos a subidioblásticos, com contatos irregulares, por vezes, sericitizados, sem geminação e apresentando textura mimerquítica. O quartzo também é xenoblástico a subidioblástico, com contatos irregulares, apresentando extinção ondulante e forte estiramento. Os piroxênios são subidioblásticos, fraturados e com contatos irregulares (Fig.3.5a). Por vezes, apresentam bordas de reação retrometamórfica formando biotita xenomórfica. Os minerais opacos, em geral magnetita, são frequentes e podem, em algumas amostras, alcançar até 4% da composição modal (Fig.3.5b). O feldspato potássico e/ou a mesopertita, são em geral ausentes, no entanto, em algumas amostras, pode atingir até 5%. Os constituintes menores compreendem a apatita e o zircão (SOUZA 2009, SOUZA *ET AL.* 2010).



Figura 3.5 – (a) Granulito quartzo-feldspáticos exibindo foliação milonítica (S_n) verticalizada pela fase D_{n+1} no afloramento na praia do Farol da Barra. (b) Mineralogia principal dos granulitos quartzo-feldspáticos exibindo a associação clino e ortopiroxênio característico deste litotipo.

3.2.3 Granulitos Ortoderivados

Os litotipos granulíticos ortoderivados de Salvador apresentam características macroscópicas e mineralógicas semelhantes, o que dificulta a separação entre eles. Quando pouco alterados, são verde-acinzentados e, geralmente, têm aspecto homogêneo, tornando pouco visível as deformações que os atingiram (BARBOSA *ET AL.* 2005). Souza *et al.* (2010), através dos estudos petrográficos e petroquímicos, subdividiram estas rochas em três grupos litotípicos: (i) granulitos charnoenderbíticos; (ii) granulitos monzocharnockíticos e; (iii) granulitos quartzo-monzodioríticos.

Os granulitos charnoenderbíticos, predominantes no Alto de Salvador, apresentam textura granoblástica fina a média (Fig.3.6a), onde em afloramentos semi-alterados, se pode notar cristais reliquiares de quartzo e plagioclásio, estirados e imersos em matriz metamórfica mais fina (BARBOSA *ET AL.* 2005). Seus principais constituintes são plagioclásio antiperfítico (35–48%), quartzo (20–30%), mesopertita ou microclínio pertítica (8–15%), ortopiroxênio (8–15%) e clinopiroxênio (1–8%) (SOUZA 2009, SOUZA *ET AL.* 2010). O plagioclásio possui geminações albita nas amostras menos deformadas (Fig.3.6b) e, por vezes, possuem inclusões de quartzo arredondado, ortopiroxênio, opacos, apatita e zircão. O quartzo é xenoblástico, estirado e com contatos irregulares. A mesopertita é subidioblásticas e, por vezes, exhibe bordas de microclínio pertítico. O ortopiroxênio é subidioblástico a xenoblástico e, em geral, está parcialmente alterado para clorita e óxido de ferro ao

longo das clivagens. O clinopiroxênio é raro nestes granulitos, mas quando ocorre, está associado ao ortopiroxênio. A biotita vermelha e hornblenda verde aparecem em pequenas proporções e situando-se ao redor dos cristais de plagioclásio antipertítico, ou ao lado de cristais de piroxênios e de opacos. Nesses casos, a biotita e a hornblenda são interpretadas como retrometamórficas (BARBOSA *ET AL.* 2005, SOUZA 2009, SOUZA *ET AL.* 2010).

Os granulitos monzocharnockíticos mostram-se bastante deformados, exibindo dobras com plano axial sub-horizontal (Fig.3.6c). Microscopicamente mostram textura xenoblástica a granoblástica e apresentam como mineralogia o plagioclásio (38–48%), quartzo (20–30%), mesopertita (9–15%), biotita (8–12%), clinopiroxênio (1–6%) e ortopiroxênio (1–2%) (SOUZA 2009, SOUZA *ET AL.* 2010). Os cristais de plagioclásio, não apresentam geminação, são xenoblásticos a subidioblásticos, antipertíticos e/ou mirmequíticos nas bordas, quando em contato com cristais de quartzo. Estes últimos aparecem sob a forma xenoblástica a subidioblástica, com contatos irregulares, frequentemente estirados. Os piroxênios ocorrem tanto como cristais fraturados, subidioblásticos, quanto inclusos nos plagioclásios. Os opacos chegam a alcançar cerca de 5% da moda de algumas das amostras. O feldspato potássico ocorre, na maioria das vezes, sob a forma de mesopertita, mas o microclínio pertítico pode alcançar 4% da composição modal. A biotita se mostra principalmente com a forma de palhetas, mas eventualmente, pode aparecer sob a forma de cristais xenoblásticos sempre em contato com os plagioclásios, ou nas bordas dos piroxênios e minerais opacos. Nesse último caso é considerada produto do retrometamorfismo juntamente com a hornblenda (1–6%) subidioblástica e de cor esverdeada (SOUZA 2009, SOUZA *ET AL.* 2010).

Os granulitos quartzo–monzodioríticos, quando pouco alterados, exibem aspecto homogêneo dificultando a visualização das deformações ali registradas (Fig.3.6d). Têm textura xenoblástica a granoblástica média, sendo constituídos predominantemente por plagioclásio (32–58%), hornblenda verde (12–21%), ortopiroxênio (8–18%), microclínio (8–12%), quartzo (7–16%), e clinopiroxênio (3–6%) (SOUZA 2009, SOUZA *ET AL.* 2010). O plagioclásio, raramente antipertítico, é subidioblástico, tem contatos irregulares com os demais minerais e são geminados segundo a lei da albita.

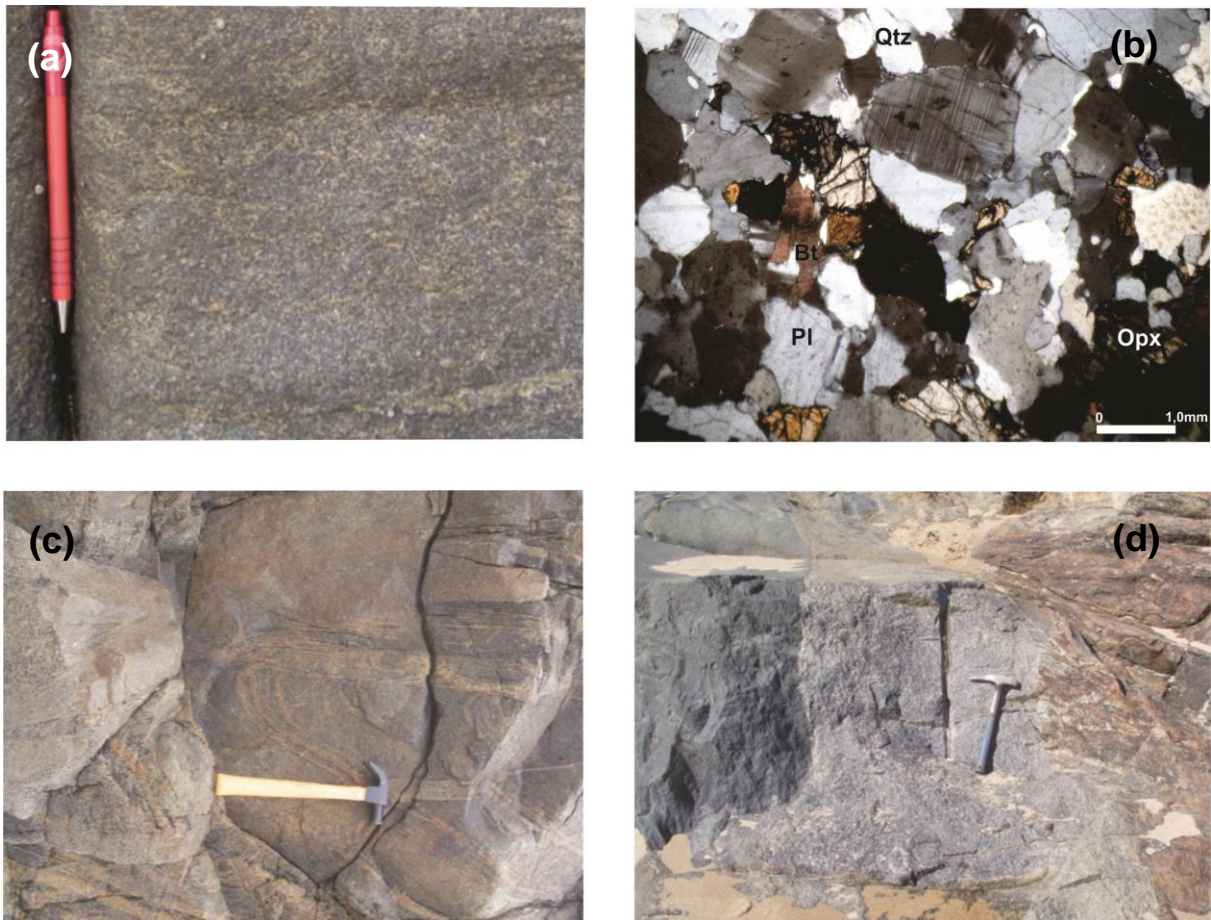


Figura 3.6 – (a) Granulito charnoenderbítico pouco alterado, onde é possível observar foliação milonítica (S_n), localizado na Praia de Jardim de Alah. (b) Associação mineralógica dos granulitos charnoenderbíticos exibindo textura granoblástica fina a média (c) Granulito monzocharnockítico expondo dobras com planos axiais subhorizontais, encontrado na Praia de Amaralina. (d) Granulito quartzo-monzodiorítico com deformação ressaltada na porção mais alterada, observado na praia de Costa Azul.

O feldspato potássico ocorre como cristais subidioblásticos e apresenta geminação albita-periclina típica do microclínio. Os cristais de quartzo são também xenoblásticos a subidioblásticos, fracamente estirados e com contatos irregulares. Os ortopiroxênios são subidioblásticos, fraturados, e por vezes, circundados por hornblenda verde e biotita. Os clinopiroxênios aparecem como cristais fraturados subidioblásticos. Os opacos são frequentes e podem, em algumas amostras, alcançar até 6% da moda. Os constituintes menores são a apatita e o zircão. A hornblenda verde é subidioblástica e chega, às vezes, a alcançar 21% da moda. Ocorre principalmente sob a forma de palhetas de contato curvo com piroxênios e minerais opacos, muito embora, eventualmente, constituam cristais xenoblásticos. Devido às texturas observadas, estes cristais xenomórficos são interpretados como

produto do retrometamórfico, assim como a biotita que é observada em pequena quantidade modal (3 a 5%) (SOUZA 2009, SOUZA *ET AL.* 2010).

Os estudos litogeoquímicos conduzidos por Souza (2009) e Souza *et al.* (2010) demonstraram que os granulitos ortoderivados na cidade de Salvador possuem composições químicas relativamente homogêneas em relação aos seus elementos maiores, menores e traços, apresentando uma pequena variação no grau de diferenciação. Entretanto, os padrões de elementos Terras Raras (ETR) são distintos, com forte fracionamento entre os ETR leves em relação aos ETR pesados, conforme descrito em Souza *et al.* (2010). Este trabalho também demonstrou que os granulitos ortoderivados se originaram a partir de magmas cálcio-alcálinos ricos em potássio.

3.3 Unidades Intrusivas Proterozoicas

3.3.1 Corpos e Veios Monzo–Sienograníticos

Com base no modo de ocorrência, textura, composição mineral e petroquímica, estas rochas foram subdivididas por Barbosa *et al.* (2005), em dois tipos: metamonzo-sienogranitos e monzo-sienogranitos.

Os meta-monzo-sienogranitos apresentam estruturas de deformação, como dobras e *boudinage* e/ou paralelos à foliação de suas encaixantes. Possuem granulação média a fina, textura porfiroblástica e, subordinadamente, mostram textura lepidoblástica. Eles possuem uma mineralogia composta de grãos maiores de quartzo (35-45%), microclínio (30-40%) e ortoclásio (0-2%). Os feldspatos potássico, geralmente sem geminação e com extinção ondulante, por vezes apresentam textura mimerquítica quando em contato com os quartzos. A biotita (5-10%) ocorre em associação com grãos menores de quartzo e feldspato, que juntos chegam a perfazer 15% da moda da rocha. Barbosa *et al.* (2005) considerou os minerais mais grossos como produto da cristalização magmática e os mais finos como produto do cisalhamento e recristalização. A biotita e o quartzo, ambos estirados, marcam a foliação da rocha.

Os monzo-sienogranitos possuem granulação média a grossa, às vezes pegmatoidal, ocorrendo: (i) como corpos verticais a sub-verticais, com espessuras variando de 0,5 até 2 metros e mostrando contatos abruptos com suas encaixantes (Fig. 3.7a), (ii) como massas irregulares, de espessuras variadas e com contatos difusos. Geralmente exibem textura fanerítica média a porfirítica, com minerais

principais representados por quartzo (30-40%), microclínio (30-40%), biotita (15%) e plagioclásio (5-10%) (SOUZA *ET AL.* submetido, Capítulo 5). A apatita, os opacos e o zircão aparecem como minerais acessórios. Verificou-se, em um afloramento localizado na Praia da Paciência, no bairro do Rio Vermelho, interpenetrações de material máfico no material félsico e vice-versa, caracterizando uma mistura heterogênea de magma basáltico e granítico do tipo *mingling* (BLAKE *ET AL.* 1965, WALKER & SKELHORN 1966, WIEBE 1991, AYRTON 1991).

Os dados geoquímicos de elementos maiores dos corpos monzo-sienograníticos permitiram classificá-los como subalcalinos e peraluminosos (BARBOSA *ET AL.* 2005, SOUZA *ET AL.* submetido, Capítulo 5). Ademais, os padrões de ETR destes litotipos são enriquecidos em ETR leves e apresentam forte anomalia negativa de Eu.

3.3.2 Diques Máficos

Os diques máficos são de cor preta e textura fina. Mostram-se predominantemente tabulares, verticais (Fig. 3.7b) e mais raramente inclinados. Os diques podem ser subdivididos em deformados e inderformados (BARBOSA *ET AL.* 2005) e são encontrados tanto na orla marítima quanto no interior da cidade de Salvador.

Os diques deformados estão quase sempre associados com corpos de metamonzo-sienogranitos descritos anteriormente. Este conjunto dique-monzo-sienogranito ocorre, em geral, preenchendo fraturas de direção geral N60°-N90° e exibindo uma clara foliação, ressaltada por biotita e hornblenda (BARBOSA *ET AL.* 2005). Segundo Moraes Brito (1992), variam desde andesitos basálticos até andesitos, sendo constituídos de plagioclásio (24-45%), diopsídio sob a forma de fenoblastos, além de quartzo (3-14%) e titanita (2-10%). A apatita e o zircão são acessórios. A biotita (15-24%) e a hornblenda (22-25%) são secundárias, produto do metamorfismo sin-colocação dos diques e provenientes da substituição do diopsídio e opacos. Cristais minúsculos orientados de plagioclásio e quartzo são também considerados metamórficos (BARBOSA *ET AL.* 2005).

Os diques indeformados apresentam grande variação textural em função da espessura e profundidade de resfriamento. Em geral estão orientados nas direções N120°-N160° (BARBOSA *ET AL.* 2005). Os de menor espessura possuem textura afanítica e os de maior espessura exibem nos seus núcleos textura fanerítica, como

é o caso do dique de 50 m de largura, situado atrás do Othon Palace Hotel, bairro de Ondina (MESTRINHO *ET AL.* 1982, 1988). Nos tipos porfiríticos ocorrem cristais maiores labradorita (43-55%), de pigeonita (10-35%) e de olivina (2-10%) (MORAES BRITO 1992). Cristais mais finos foram identificados como opacos (1-15%), hornblenda (3-5%), biotita e clorita. Essas últimas fases são acessórias, formadas no final da cristalização, a partir da alteração automórfica dos piroxênios (BARBOSA *ET AL.* 2005).

Os estudos petroquímicos demonstraram a existência de dois grupos de diques (MESTRINHO *ET AL.* 1988, MORAES BRITO 1992, CORRÊA-GOMES *ET AL.* 1996). Os diques máficos deformados e possivelmente, mais antigos, são cálcio-alcalinos, enquanto que os indeformados e mais recentes, são tholeíticos. Esta filiação é facilmente visualizada nos diagramas de ETR, visto que, diferentemente dos diques deformados, os indeformados exibem um padrão relativamente retilíneo e com pequena variação na razão Ce_N/Yb_N (BARBOSA *ET AL.* 2005).

3.4 Unidades Fanerozoicas

Na região metropolitana, as rochas que compõem o Alto de Salvador são recobertas, na sua porção noroeste, pelas rochas sedimentares da Bacia do Recôncavo. Por sua vez, recobrando esses dois domínios ocorrem as coberturas regolíticas, a Formação Barreiras do Terciário, além das dunas, areias litorâneas e depósitos flúvio-marinhos de idade quaternária.

3.4.1 Bacia Sedimentar Mesozoica do Recôncavo

Na área de pesquisa afloram boa parte das sequencias sedimentares da fase *sin-rift* da Bacia do Recôncavo, representadas pelas rochas das formações Maracangalha, Marfim, Pojuca e São Sebastião, além da Formação Salvador. Estas sequências foram depositadas em ambientes lacustres e flúvio-deltáicos, sendo a Formação Salvador relacionada a leques aluviais fanlomeráticos, *sin-tectônicos* que se desenvolveram durante toda a fase *rift* da bacia (MILHOMEN *ET AL.* 2003, NETTO 2012).

A Formação Maracangalha é constituída por folhelhos cinza-esverdeados a cinza-escuros, dentro dos quais ocorrem corpos de arenitos finos, argilosos, siltíticos, ricos em fragmentos de matéria orgânica e camadas lenticulares de arenitos finos a médios (Fig. 3.7c). A Formação Marfim é composta por arenitos finos

a médios bem selecionados, intercalados a camadas de folhelhos cinza- esverdeados e a Formação Pojuca por arenitos finos a médios, folhelhos, siltitos e biocalcioarenitos. A Formação São Sebastião é formada por intercalações de arenitos amarelo-avermelhados grossos, com intercalações de siltitos e folhelhos (MAGNAVITA 1992; CAIXETA *ET AL.* 1994; MILHOMEM *ET AL.* 2003; MAGNAVITA *ET AL.* 2005).

A Formação Salvador é constituída por conglomerados polimícticos, mal selecionados e arenitos que ocorrem na borda leste da bacia (Fig 3.7d). Barbosa *et al.* (2007), ao estudar o afloramento de Mont Serrat, em Salvador, constatou que o conglomerado desta formação é composto por clastos de granulitos (52%), de gnaisses da fácies anfibolito (22%), de sieno-granitos (9%), de meta-gabros (8%), de arenitos (6%) e de quartzo leitoso (3%). Ocorrem também, raros clastos de calcário (calcita, quartzo e opacos) e de kinzigito (quartzo, ortoclásio, plagioclásio, granada, sillimanita, espinélio), ambos de cor cinza, maciços e pouco alterados.

3.4.2 Depósitos Sedimentares Terciário-Quaternários

A Formação Barreiras, de idade terciária, é constituída de arenitos argilosos de coloração vermelha, violeta, branca e amarela, com estratificações plano-paralelas e cruzadas (Fig. 3.7e). São frequentes intercalações de siltitos e argilas coloridas, bem como lentes conglomeráticas e caulínicas (ROSSETTI & DOMINGUEZ 2012).

Os conglomerados são compostos comumente de fenoclastos de quartzo leitoso, subarredondados, em meio a seixos de granulitos, arenitos e lamitos, distribuídos numa matriz arenosa mal selecionada, igualmente complexa em composição (MARTIN *ET AL.* 1980). São em geral friáveis, sendo comum a presença de concreções ferruginosas, formando massas compactas no seio de uma matriz areno-argilosa castanho-avermelhada (NASCIMENTO 2008).

As dunas de Salvador são depósitos sedimentares quaternários de natureza eólica que constituem as feições mais notáveis da faixa litorânea (Fig. 3.7f) e que se estendem desde o bairro da Pituba até o bairro Stella Mares (NASCIMENTO 2008). De uma maneira geral são constituídas de areias finas, bem selecionadas, predominantemente quartzosas e com graus de arredondamento diversos, dependendo estreitamente da fonte.

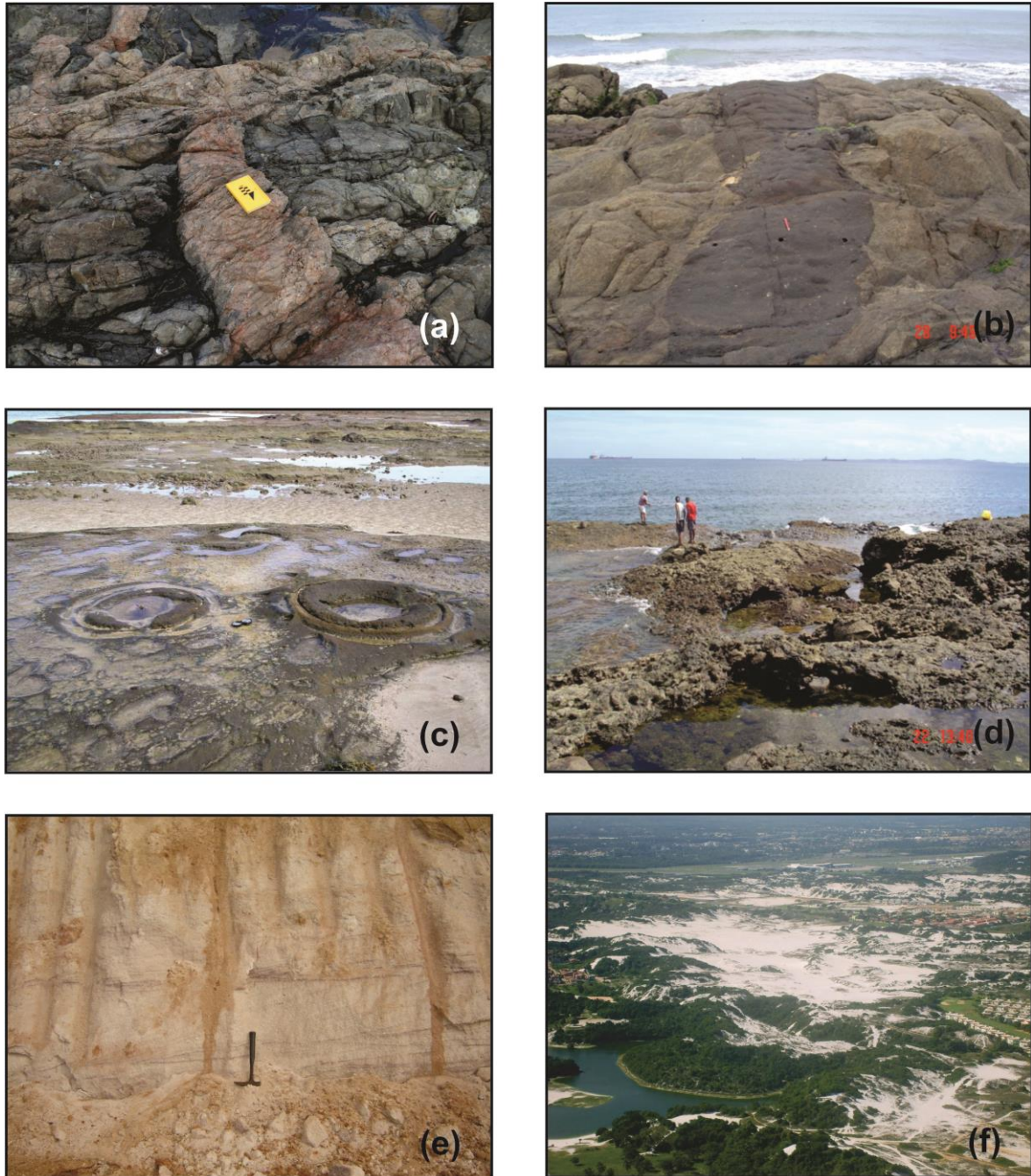


Figura 3.7 – Afloramentos das rochas intrusivas e das coberturas sedimentares. (a) Veio monzo-sienogranítico, subvertical, com contatos abruptos com suas encaixantes no afloramento do Farol da Barra. (b) Dique máfico indeformado encontrado na Praia de Jardim de Alah. (c) Estruturas de injeção na Formação Maracangalha, também conhecidas como vulcões de areia ou *blows*, em afloramento na Ilha de Maré. (d) Fanglomerados polimícticos, mal selecionados da Formação Salvador no afloramento de Mont Serrat. (e) Detalhe dos estratos arenosos cruzados com matriz argilosa da Formação Barreiras na estrada de Sussuarana. (f) Imagem panorâmica das dunas da Lagoa do Abaeté.

Os depósitos flúvio-marinhos são constituídos principalmente por areias litorâneas, depósitos arenosos e argilo-arenosos fluviais, pântanos e mangues atuais, além de arenitos de praias e depósitos flúvio-lagunares. Constitui as planícies costeiras, resultantes da combinação de processos de acumulação fluvial e marinha, sujeitas ou não a acumulações sedimentares periódicas, sendo formados basicamente por areia fina à média e siltes argilosos ricos em matéria orgânica (GUIMARÃES 1978 *apud* NASCIMENTO 2008, DOMINGUEZ *ET AL.* 2012).

CAPÍTULO 4 – DEFORMAÇÃO E GEOCROLOGIA DAS ROCHAS GRANULITICAS DE SALVADOR

Granulite Heterogeneous Proterozoic Transpressive Deformation in the Sao Francisco craton: the South Salvador-Esplanada Belt (Bahia-Brazil).

Jailma Santos de Souza^{1,5}, Philippe Goncalves², Didier Marquer², Jean-Louis Paquette³, Johildo S. F. Barbosa^{3,5}.

1: Programa de Pós-graduação em Geologia, Universidade Federal da Bahia Rua Barão de Geremoabo S/N. Campus Universitário de Ondina 40170-280 Salvador, Bahia, Brazil

2: Laboratoire Chrono-Environnement, UMR CNRS 6249, Université de Franche-Comté, 16 route de Gray, 25030 Besançon, France

3 : Laboratoire Magmas et Volcans, Département de Géologie, OPGC e Université Blaise Pascal, CNRS e IRD, 5 rue Kessler, 63038 Clermont - Ferrand, France

4: Centro de Pesquisa em Geofísica e Geologia, Universidade Federal da Bahia, Rua Caetano Moura 123, Federação 40210-340 Salvador, Bahia, Brazil

5: Núcleo de Geologia Básica, Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, Bahia, Brasil.

* corresponding author: jailmasouza@gmail.com

4.1 Abstract

The area of study is located on the beach of Barra Lighthouse (Salvador city, state of Bahia, Brazil) at the confluence between two complex tectonic units, the N10°-trending Itabuna-Salvador-Curaçá Orogen and the N45°-trending Salvador-Esplanada Belt. The studied outcrop shows a great diversity of high temperature metamorphic rocks deformed by two main tectonic events. The outcrop is composed of: (i) ultramafic and mafic granulite boudins, (ii) garnet bearing granulites, (iii) orthopyroxene bearing granulites and (iv) syenogranitic dykes and veins. In the outcrop, these rocks exhibit a spatial configuration where the orthopyroxene bearing

granulites surround the ultramafic/mafic boudins and the garnet bearing granulites, and the whole set is intruded by syenogranitic dykes. The structural analysis shows that the granulitic rocks, in the outcrop of Barra Lighthouse were affected main two phases of ductile deformation: (i) D_n deformation phase is characterized by the development of a sub horizontal S_n foliation and isoclinal folds with axial plane parallel to S_n and NE plunging fold axis, (ii) D_{n+1} deformation phase is marked by the development of E-W dextral shear zones, refolding the previous foliation around subvertical tight folds with axial planes parallel to S_{n+1} and associated to subhorizontal L_{n+1} stretching mineral lineation. D_n deformation phase occurs under pressure conditions ~ 8.6 kbar and temperature around 830 °C. U-Pb zircon metamorphic and overgrowth ages indicate that the D_n deformation phase is coeval to high-grade metamorphism, with age around 2095 ± 21 Ma. For D_{n+1} deformation phase the pressure–temperature conditions were at around 7.5 kbar and 780 °C. Monazite ages indicate that D_{n+1} deformation phase occurred at 2064 ± 9 Ma, simultaneously with the emplacement of later-tectonic syenogranitic dykes of Salvador city.

After the first deformation phase of thickening, the structures and kinematics recorded in this tectonic unit are compatible with an evolution in a transpressional tectonic regime with still a NW-SE shortening direction. Despite the opposite kinematics, these conjugate structures, with E-W dextral shearing sense, can be correlated with the deformations phases in the Itabuna-Salvador-Curaçá Orogen reported by Barbosa and Sabaté (2002, 2004).

Keywords: granulites, petrology, geochronology, Salvador-Bahia, Brazil.

4.2 Introduction

Many deep seismic reflection profiles (e.g. MEISSNER *ET AL.* 2006) show that the lower crust is characterized by a strong and horizontal seismic anisotropy that is consistent with the observation of pervasive and gently dipping ductile fabrics in exhumed part of the lower crust. However, in proterozoic orogens, the deep structural levels (between 15–20 km-paleodepth), are often characterized by a high temperature composite fabric that result from the overprinting of flat foliations by localized or pervasive steep foliations (e.g. MARTELAT *ET AL.* 1999, CHARDON *ET AL.* 2009, DUMOND *ET AL.* 2010). The mechanisms of subhorizontal fabric

development in continental lower crust remain controversial (e.g. MEISSNER *ET AL.* 2006, SANDIFORD 1989). They are interpreted either as the result of prograde deformation during crustal thickening (PARK 1981), extension during orogenic collapse (SANDIFORD AND POWELL 1986) or lower crustal flow in response to lateral pressure gradients produced by topographic loads or crustal thickening (ROYDEN 1996, DUMOND *ET AL.* 2010). Although the mechanism of strain localization during the development of vertical foliation is still a matter of debate, the interpretation of vertical fabrics is less controversial. They are commonly related to horizontal shortening, with or without a component of non-coaxial strain, in response to the convergence of stiff continental mass.

Consequently, it appears that the deformation of the lower and middle crust is the result of complex interplay between plate boundary conditions, volume forces (induced by variations in buoyancy) and viscous forces (strength of the lithosphere). The rheology and the buoyancy of the system are significantly controlled by syn-deformational processes, such as partial melting and strain localization (VANDERHAEGHE AND TEYSSIER 2001b, REY *ET AL.* 2002, TEYSSIER AND WHITNEY 2002, ROSENBERG AND HANDY 2005, DUMOND *ET AL.* 2010). Because the orogen evolution is strongly influenced by the thermal history and rheological behavior of the continental crust, the study of the deformation history coupled with pressure-temperature-time paths provides insights into the understanding of deep-seated rocks evolution during orogenesis (e.g. GONCALVES *ET AL.* 2003, 2004, MAHAN *ET AL.* 2008).

The city of Salvador the Bahia, Brazil, is located near the confluence of two major tectonic units of the São Francisco Craton: the Itabuna-Salvador-Curaçá Orogen (ISCO) with an N-S orientation and the Salvador-Esplanada Belt with NE-SW orientation (Figure 4.1). Both units represent an exhumed exposure of continental characterized by a diversity of high-grade metamorphic rocks and a polyphased deformation. The Itabuna-Salvador-Curaçá Orogen was widely investigated by several authors since more than two decades. However there are few studies in the Salvador-Esplanada Belt (OLIVEIRA JUNIOR 1990, BARBOSA AND DOMINGUEZ 1996, DELGADO *ET AL.* 2002) and the connection between these two units is still poorly known and debated.

In this contribution, we present new structural, thermobarometric and geochronological results on a well-exposed outcrop from the city of Salvador-Bahia.

This area is characterized by the superposition of two distinct HT deformation events that is responsible for a complex finite strain pattern. The combination of aerial photography and detailed lithological and structural mapping allow us understanding the geometry, the strain gradients and the kinematics of the deformation events. Deformations are linked with the pressure temperature metamorphic conditions that occurred during the Paleoproterozoic orogeny (ca. 2.3 – 1.9 Ga.)

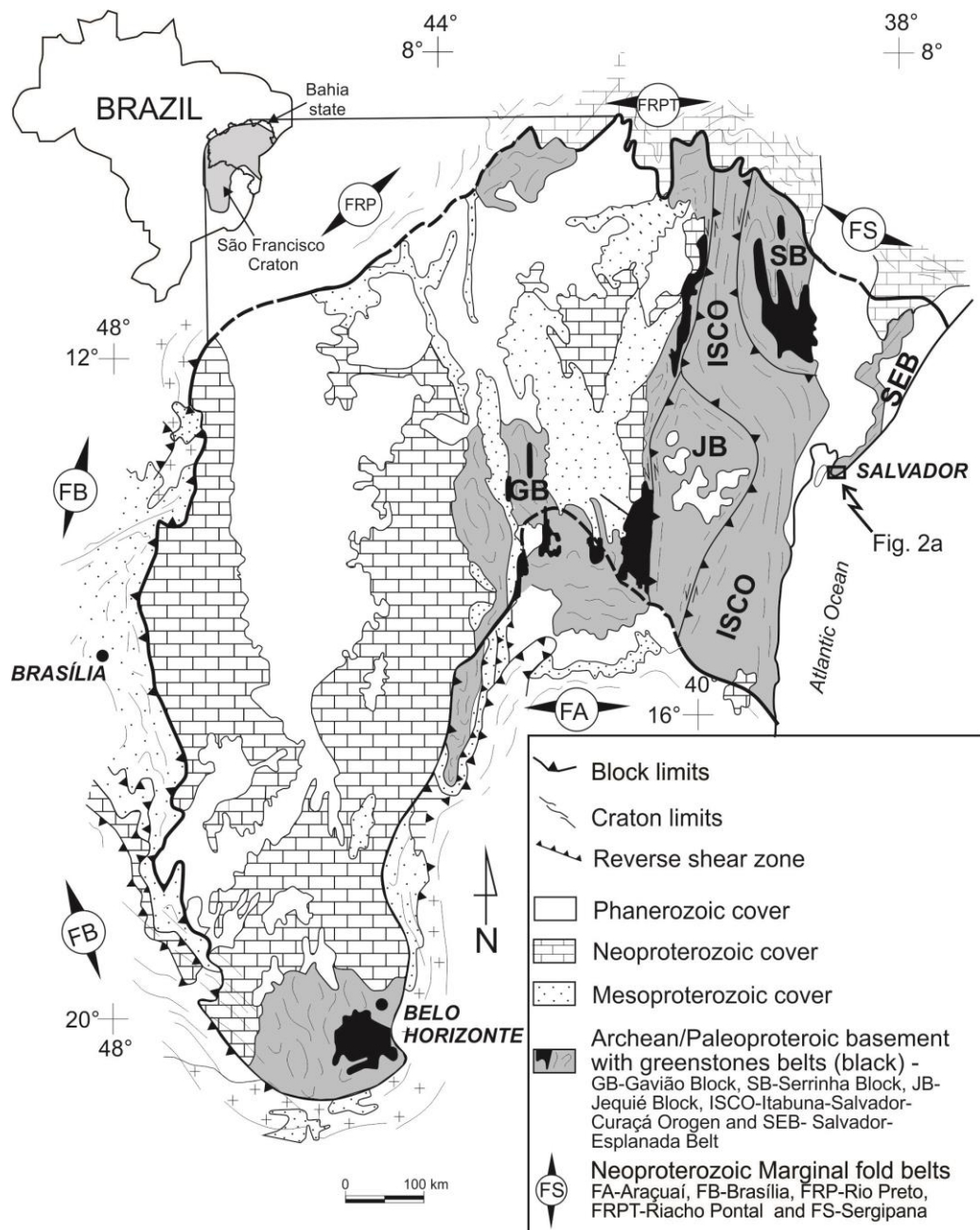


Figure 4.1 – Simplified geological map of São Francisco Craton (ALKMIM ET AL. 1993). Square close to Salvador city corresponds to the geological map on the figure 4.2a.

4.3 Geodynamic and Tectonic Setting

The São Francisco Craton, located in the east-central part of Brazil, consists of an Archean to Paleoproterozoic crystalline basement covered by Meso to Phanerozoic sedimentary rocks in the western part (Figure 4.1). The craton is bounded by Neoproterozoic marginal fold belts (Figure 4.1). Barbosa and Sabaté (2004, see references therein) subdivided this basement into four major geological units: three Archean blocks (Gavião, Jequié and Serrinha) and one Paleoproterozoic belt (Itabuna-Salvador-Curaçá Orogen) (Figure 4.1). According to these authors, each of these units has well-defined Nd T_{DM} model ages, usually distinct fields in the $\epsilon_{Nd} \times \epsilon_{Sr}$ diagram, with values calculated for $t = 2.0$ Ga. Furthermore, individual geologic features of units allow this separation (SILVA *ET AL.* 1997, BASTOS LEAL *ET AL.* 1998, OLIVEIRA *ET AL.* 1999, BARBOSA & SABATÉ 2002, 2004, OLIVEIRA *ET AL.* 2004, BARBOSA *ET AL.* 2008, LEITE *ET AL.* 2009)

4.3.1 The Itabuna-Salvador-Curaça Orogen

The North-South trending Itabuna-Salvador-Curaça Orogen (ISCO), that represents the root of a Paleoproterozoic orogen at ca. 2.1 Ga, is interpreted as the result of the convergence of the three rigid Archean blocks (BARBOSA & SABATÉ 2002, 2004, BARBOSA *ET AL.* 2008, PEUCAT *ET AL.* 2011) (Figure 4.1). Evidence for this event is also recorded by the pre-, syn- and post-tectonic Paleoproterozoic rocks present mainly in the Gavião block (SANTOS-PINTO *ET AL.* 1998, BASTOS LEAL *ET AL.* 1998, BASTOS LEAL *ET AL.* 2003, PEUCAT *ET AL.* 2002, 2003), Serrinha block (OLIVEIRA *ET AL.* 1999, 2002, RIOS 2002, RIOS *ET AL.* 2008, 2009) and Itabuna–Salvador–Curaçá Orogen (LEDRU *ET AL.* 1994, ROSA *ET AL.* 2001, BARBOSA & SABATÉ, 2002, 2004, SILVA *ET AL.* 2002, CONCEIÇÃO *ET AL.* 2003, OLIVEIRA *ET AL.* 2004, BARBOSA *ET AL.* 2008, LEITE *ET AL.* 2009, OLIVEIRA *ET AL.* 2010, PEUCAT *ET AL.* 2011).

The northern part of the ISCO, between the GB and SB, consists of orthogneissic suites with imbrications of supracrustal bands (dated at ca. 2.6 - 2.7 Ga: SILVA *ET AL.* 2002, OLIVEIRA *ET AL.* 2010), of gabbro-peridotite granulitic association (TEIXEIRA 1997), of tonalitic suites emplaced around 2.25 Ga (D'EL-REY SILVA *ET AL.* 2007) and charnockites intrusions dated about 2.1 Ga (SILVA *ET AL.* 2002, BARBOSA *ET AL.* 2008). The southern part of ISCO, east of the JB, is composed of meta-sedimentary belts with interlayered mafic rocks, of tonalitic-

trondhjemitic suites with ages between 2.6 – 2.7 Ga (PEUCAT *ET AL.* 2011), and monzonite-shoshonitic granulites dated around 2.1 Ga (LEDRU *ET AL.* 1994).

The whole ISCO is intruded by syenites dated at 2.08 - 2.09 Ga (CONCEIÇÃO *ET AL.* 2003, OLIVEIRA *ET AL.* 2004), and syn- and post-tectonic granites intrusions, dated around 2.06 Ga (SILVA *ET AL.* 2002, BARBOSA *ET AL.* 2008).

In this area, the granulite facies metamorphism is of high temperature (800-850 °C) and medium pressure (7-9 kbar), dated at *ca* 2.1 Ga (LEDRU *ET AL.* 1994, SILVA *ET AL.* 2002, BARBOSA *ET AL.* 2008, PEUCAT *ET AL.* 2011).

At least two main stages of ductile deformation are recorded in the ISCO, both contemporaneous with Paleoproterozoic high-grade metamorphism (SABATÉ, 1996, LEITE, 2002). The first stage created recumbent folds with approximately N–S horizontal axis with a flat-lying HT foliation parallel to the axial planes. This first deformation is interpreted as related to west-verging crustal scale thrusting (LEITE *ET AL.* 2009). This flat-lying first foliation was refolded by upright isoclinal folds with subhorizontal axis, sometimes totally transposing the earlier foliation into a new vertical gneissic foliation. This second stage evolved in a transpressional tectonic regime and is identified by the presence of a network of NNW-trending folded and steep dipping oblique to strike-slip sinistral shear zone domains (BARBOSA & SABATÉ, 2004, LEITE *ET AL.* 2009). The kinematic indicators (S–C structures, asymmetric foliation trajectories related to oblique to subhorizontal stretching lineations) outline a bulk NW-SE shortening and a tectonic transport from ESE towards WNW (LEITE *ET AL.* 2009).

IV.3.2 The Salvador Esplanada Belt

To the East of meridian 39°, the Salvador Esplanada Belt (SEB) shows a distinct N45° trending direction (BARBOSA AND DOMINGUEZ, 1996). This belt and associated high-grade rocks outcrop in the Salvador city, extend to the North until the State of Sergipe, and are interpreted as a branch of the Itabuna-Salvador--Curaçá Orogen (ALMEIDA *ET AL.* 2000, DELGADO *ET AL.* 2002) (Figure 4.1). A large part of this segment is covered by the sedimentary rocks of Mesozoic Recôncavo Tucano basin and, by Tertiary deposits of the Barreiras Group and Quaternary sediments.

The few published studies show that, the SEB is composed of migmatitic orthogneisses with ages of ~ 2.95 Ga (SILVA *ET AL.* 2002), of charnockitic and charnoenderbitic gneisses and of felsic orthogneisses, tonalitic-granodiorite suites

with age at 2.17 Ga (OLIVEIRA JUNIOR 1990, SILVA *ET AL.* 2002). In the region of Salvador, endebitic gneisses has magmatic age of 2561 ± 7 Ma (SILVA *ET AL.* 1997) and was re-equilibrated in metamorphic conditions of the granulite facies (840 – 900°C and 7.5 – 9 kbar: FUJIMORI 1988), dated by metamorphic zircons at 2089 ± 11 Ma (SILVA *ET AL.* 1997). Toward the north, these rocks underwent lower metamorphic conditions close to the amphibolite facies (OLIVEIRA JUNIOR 1990). Granites with age of 2064 ± 36 Ma (SOUZA *ET AL.* submitted) and numerous mafic dykes with undefined age of emplacement, cross-cut these older granulites rocks (MESTRINHO *ET AL.* 1988, MORAES BRITO 1992, CORREA-GOMES 1992, CORREA-GOMES *ET AL.* 1996).

4.3.3 Geology of Salvador-Bahia

Barbosa and Dominguez (1996) subdivided the Salvador metropolitan region in three main geological domains: the Salvador High, which represents a horst of granulite rocks which separates the Recôncavo sedimentary basin, in the western side, from the Atlantic Coastal Margin, in the eastern side (Figure 4.2a). The Recôncavo sedimentary basin, part of a larger system denominated Reconcavo-Tucano-Jatobá, is limited to the east by the fault system of Salvador. The Atlantic Coast Margin is composed of accumulations of unconsolidated sediments of clay, sand and sandy-clay nature, which were organized with respect to the variation of the relative sea level related to the climatic fluctuations that occurred all through Quaternary (MARTIN *ET AL.* 1980, BITTENCOURT *ET AL.* 1987, DOMINGUEZ *ET AL.* 1999).

The studied area is located on the beach of Barra Lighthouse that belongs to the Salvador High unit. Detailed cartographical and petrographical studies conducted by Barbosa *et al.* (2005), Souza (2009) and Souza *et al.* (2010) allowed to separate the rocks found in the Salvador High into four different types (Figures 4.2a, 4.2b): (i) granulitized ultramafic and mafic boudins, (ii) garnet-bearing granulites, (iii) orthopyroxene-bearing granulites, (4) mafic and monzo-syenogranitic dykes.

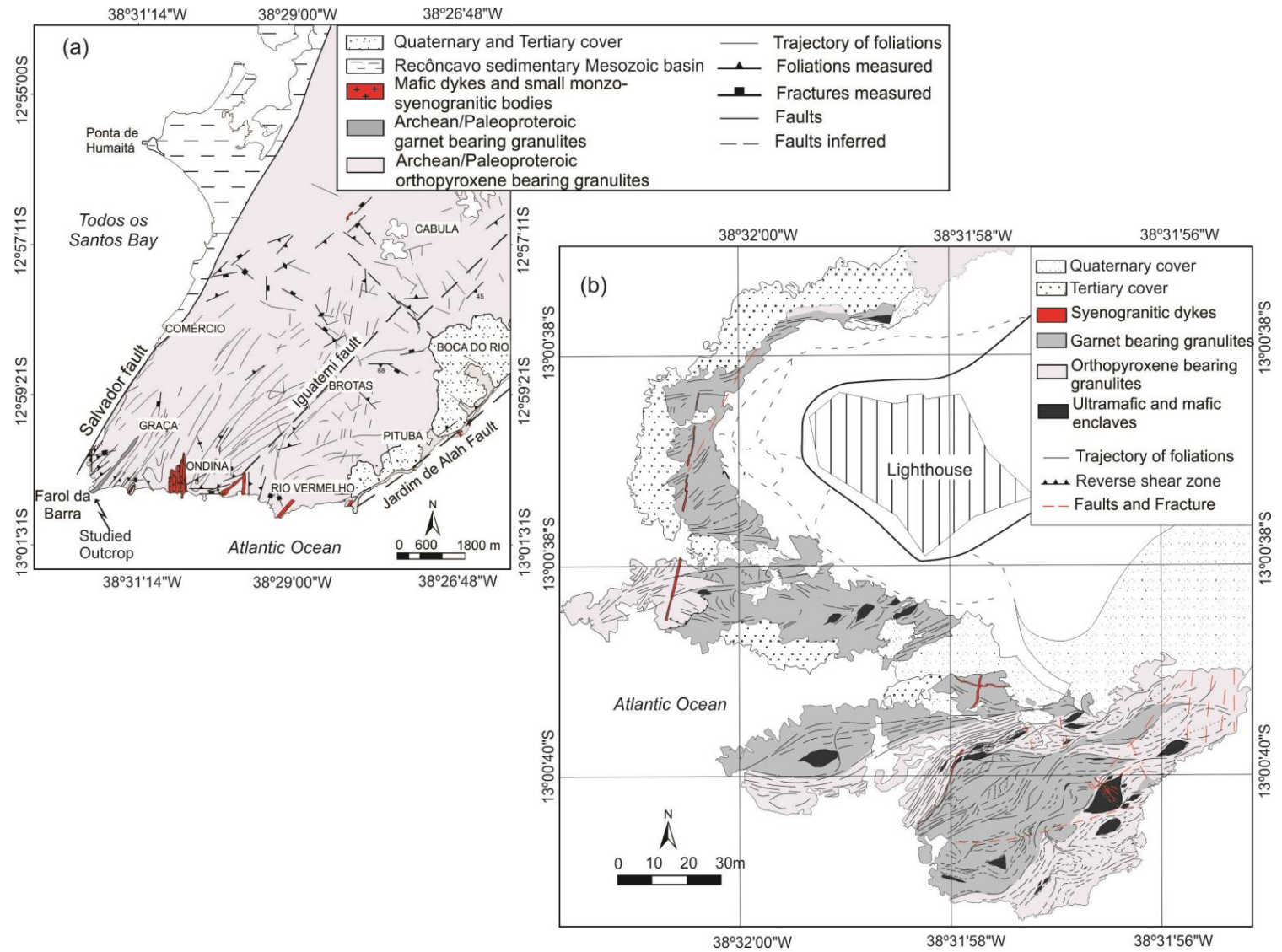


Figure 4.2 – (a) Geological map of Salvador, Bahia, Brazil. (b) Geological map of the outcrop of Barra Lighthouse in Salvador, Bahia.

- The granulitized ultramafic and mafic rocks, occur as centimeter to meter-scale boudins (Figure 4.3a) with an axial ratio that varies as a function of strain. These rocks have a granoblastic texture, and consist of clinopyroxene and orthopyroxene, \pm plagioclase, \pm opaque mineral and \pm biotite.
- The garnet bearing granulites have a granoblastic and porphyroblastic texture, showing garnet porphyroblasts, wealthy of inclusions of quartz and plagioclase, involved in a fine-grained matrix. These rocks consist of garnet, cordierite, sillimanite, plagioclase, biotite \pm spinel and opaque mineral. The gneissic foliation consists of alternating quartz and K-feldspar leucosomes and melanosomes with various amounts of quartz, sillimante and spinel (Figure 4.3b).
- The orthopyroxene bearing granulites (iii) show xenoblastic, granoblastic and lepidoblastic texture, composed essentially of antiperthitic plagioclase, quartz, orthopyroxene, biotite, \pm clinopyroxene and \pm opaque mineral, apatite and zircon (Figure 4.3c).
- The syenogranitic dykes varies in thickness from 10 to 50 centimeters, are often vertical and crosscut the foliation. Two generations have been distinguished, based on their deformation structures and textures. The first generation is deformed, marked by porphyry quartz stretched and, the second do not exhibits deformation texture and have sharp contacts with the surrounding rocks. These rocks are composed by microcline, quartz, biotite, \pm apatite, \pm opaque mineral and \pm zircon (Figures 4.2b, 4.3d). No late mafic dyke occurs in the area of study close to the lighthouse (Figure 4.2b).

4.4 Structural and Kinematic Analysis of the Finite Strain Pattern

4.4.1 The Barra Lighthouse

The finite strain pattern (foliation and stretching lineation maps) of the lighthouse outcrop was mapped at the 1:500 scale using an aerial photo (Figure 4.4a) in order to facilitate the location and get the most continuous foliation map (Figure 4.4b). A special attention has been paid to kinematic indicators like asymmetry of shear bands and C/S relationships in shear zones, asymmetric boudins

or porphyroclasts (BERTHÉ *ET AL.* 1979, PLATT AND VISSERS, 1980, GAPAIS *ET AL.* 1987, PASSCHIER AND TROUW, 1995 and references therein).

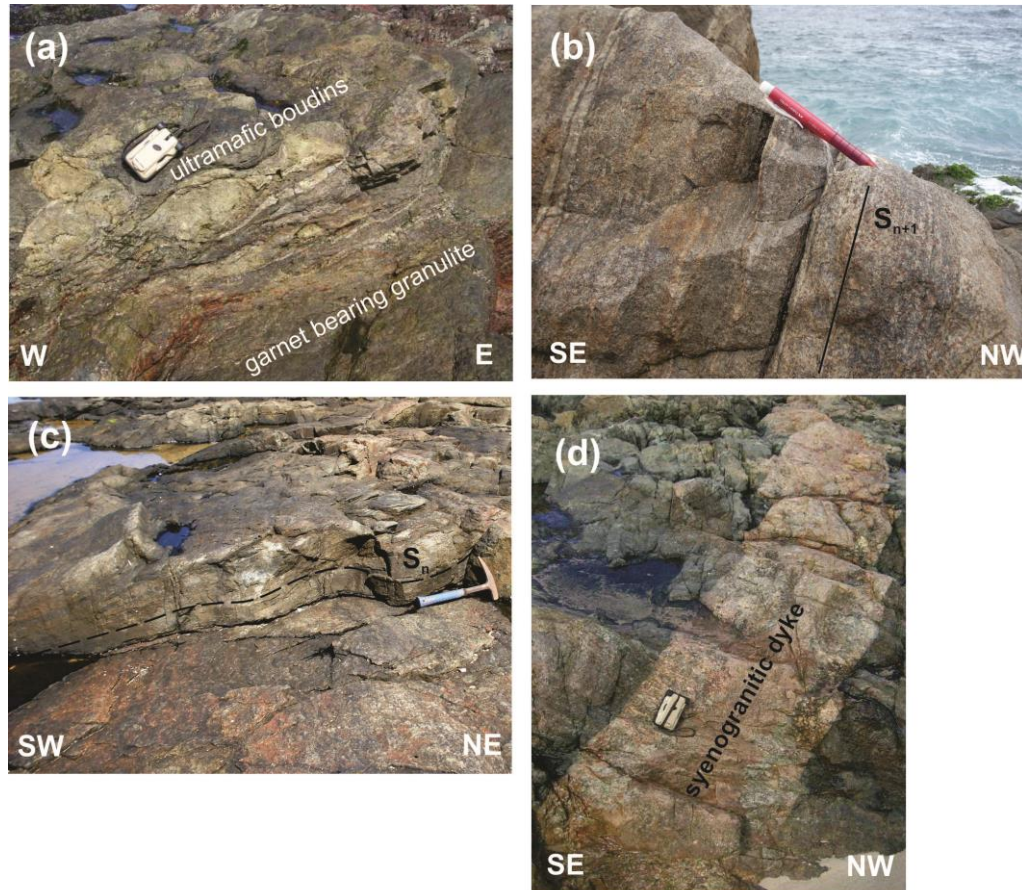


Figure 4.3 – (a) Ultramafic and mafic boudins in garnet bearing granulites (GrtGr). (b) Garnet bearing granulites (GrtGr) showing the S_{n+1} foliation. (c) Orthopyroxene bearing granulites (OpxGr) showing the S_n foliation. (d) Late syenogranitic dyke in the Garnet bearing granulites (GrtGr).

The Barra Lighthouse outcrop is characterized by a complex finite strain pattern that results from the superposition of two main phases of deformation (D_n and D_{n+1}). The overall geometry consist of meter to decameter lenses, where D_n structures are best preserved (blue foliation in figure 4.4b), surrounded by D_{n+1} East-West trending high strain zones (black foliation in figure 4.4b). The D_n deformation phase is characterized by the development of a gently dipping S_n foliation associated with a penetrative sub-horizontal L_{x_n} stretching and mineral lineation, marked by the preferred orientation of feldspars, quartz, mafic mineral and elongated boudins. The S_n foliation is parallel to the compositional banding and it is locally isoclinally folded with axial planes parallel to S_n . The foliation surfaces S_n have a general NE-SW

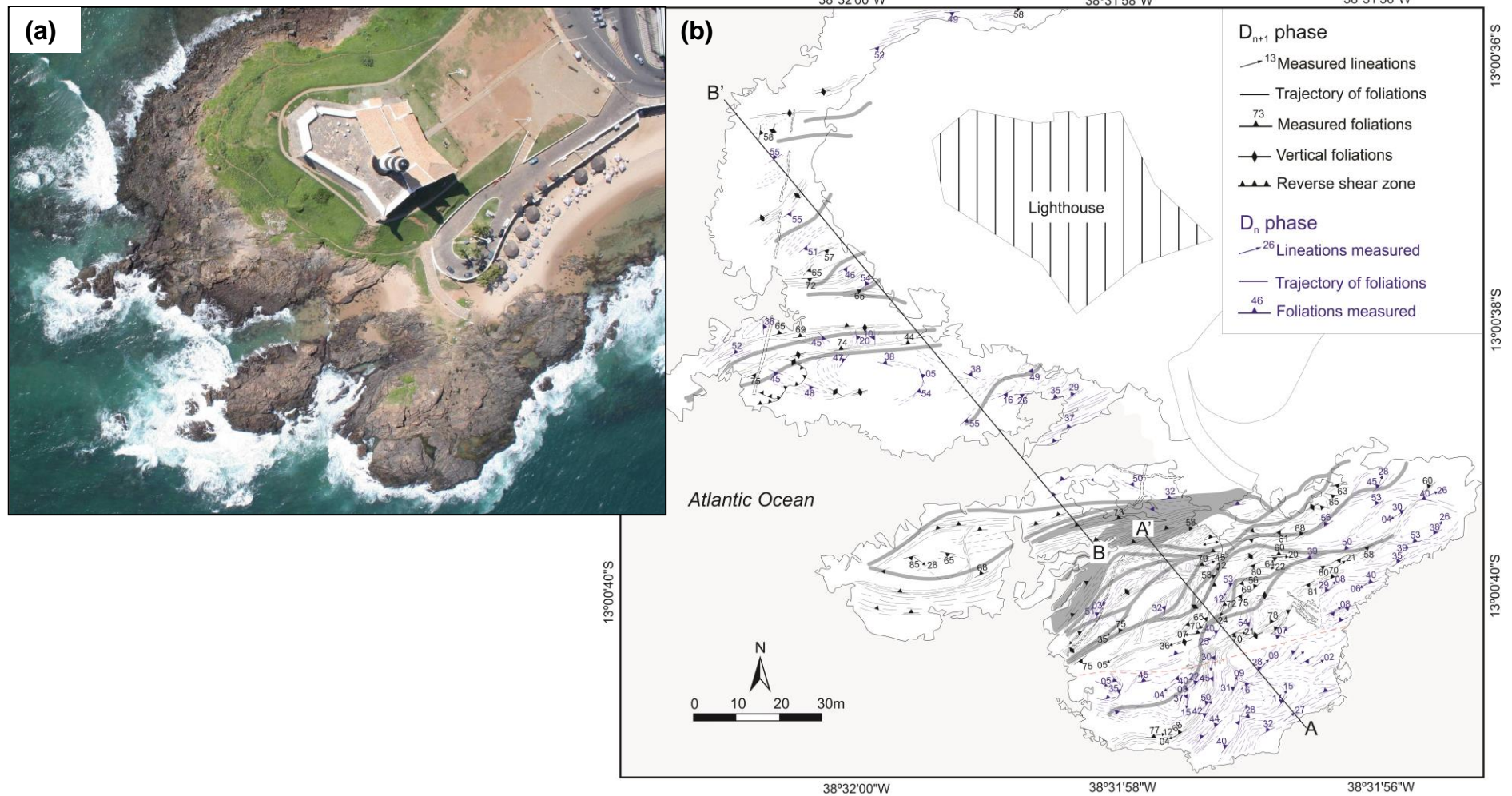


Figure 4.4 – (a) Aerial photograph of the Barra Lighthouse, (b) Structural map of the Barra Lighthouse outcrop in Salvador, Bahia. D_n in blue: foliation dipping between 0 and 55°, D_{n+1} in black: foliation dip comprise between 56 and 90°.

orientation and low to moderate dips ($<55^\circ$) toward the NW or the SE (Figures 4.4b, 4.5a, 4.8). The poles to S_n schistosity define a girdle distribution consistent with D_{n+1} upright folding with WSW hinges gently dipping toward the WSW (Figure 4.5a). The Lx_n stretching and mineral lineation, are variably overprinted by D_{n+1} structures, and show a dominant 0-20° plunge and a NE-SW trending direction (Figure 4.5b).

The D_{n+1} phase is characterized by an heterogeneous deformation which progressively steepens and transposes the previous D_n fabric along upright D_{n+1} folds and shear zones (Figures 4.5a and 4. 6). The main foliation S_{n+1} shows a N80 trending direction steeply deeping ($>55^\circ$) toward the NW and in a lesser extend toward the SE (Figure 4.5c). The Lx_{n+1} stretching mineral lineation is formed by stretched quartz and feldspar and by the preferred orientation of biotite. The Lx_{n+1} shows a NE-SW direction with a moderate dominant plunge (10° - 35°) toward the NE (Figure 4.5d). Low D_{n+1} strain domains are defined by the two sets of anastomosed and steep conjugated shear zones (Figures 4.5c and 4.6).

The kinematic analyze show that N021/79ESE shear zones are sinistral, while the conjugate set oriented N108/72SSW show a dextral shear sense of shear. In between these shear zones, the D_n foliation is folded with vertical axial planes parallel to the D_{n+1} foliation (Figure 4.5a, 4.5c and 4.6). These D_{n+1} structures are consistent with a bulk NNW-SSE shortening. Figure 7 4a also suggests that these shear zones are predominantly strike slip ductile shear zones. The asymmetric pattern of shear zones with respect to the attitude of the D_{n+1} foliation is consistent with a bulk dextral sense of shear (Figure 4.7b) (GAPAIS *ET AL.* 1987, CHALLANDES *ET AL.*1998). It is important to note that although numerous shear sense indicators define a predominantly E-W dextral sense of shear, local NE-SW oriented conjugate sinistral shearing may also occur around weakly deformed lenses (Fig 4.7b).

Although it is not the matter of this contribution, it is noteworthy that in addition to these two principal high temperature ductile phases, late brittle-ductile shear zone with an N-S orientation and steep dips mainly associated to a reverse-sinistral kinematics.

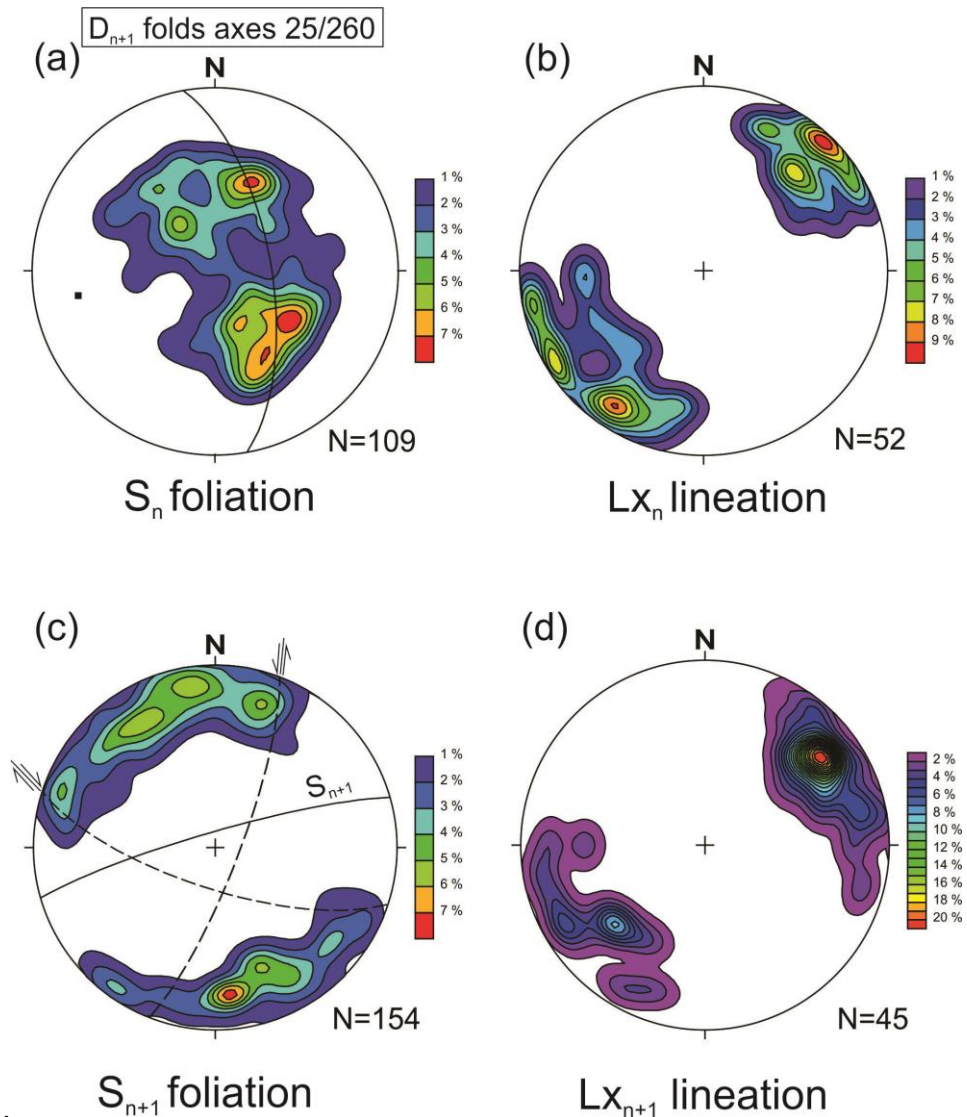


Figure 4.5 - Equal-area Schmidt-Lambert lower hemisphere projection of structural data. (a) Contour diagram of poles to S_n foliation. (b) Contour diagram of poles to Lx_n stretching and mineral lineations. (c) Contour diagram of poles to S_{n+1} foliation (dashed lines = conjugated shear zones associated with the S_{n+1} mylonitic foliation). (d) Contour diagram of poles to Lx_{n+1} stretching and mineral lineations. N = data number.

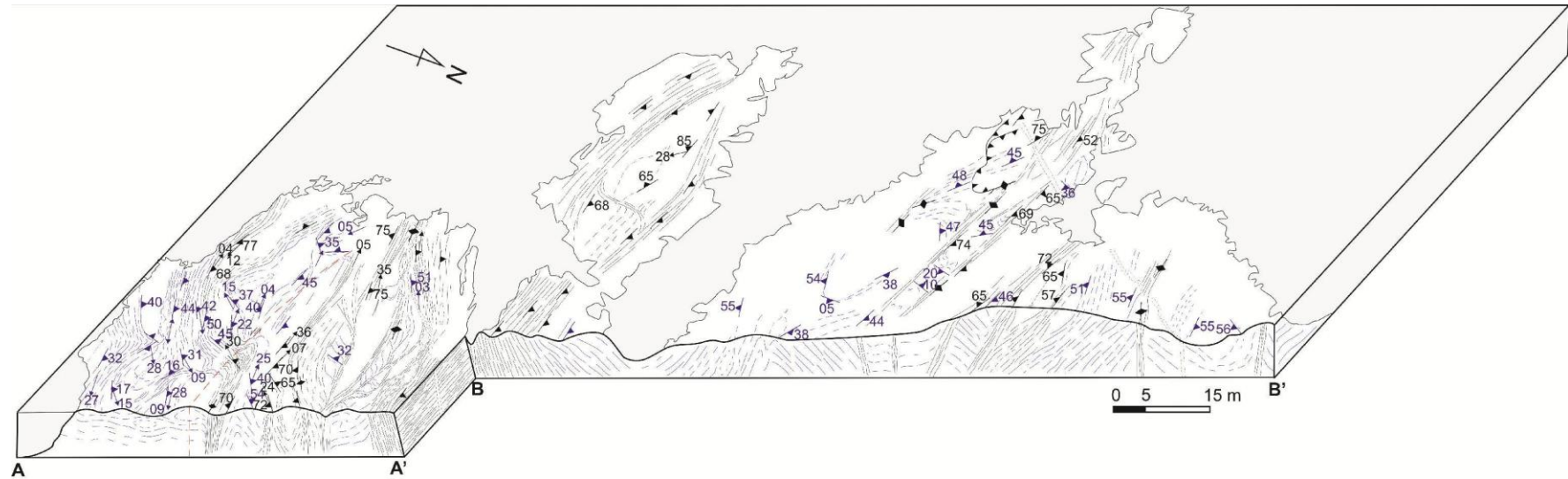


Figure 4.6 – Structural block diagram of the outcrop of Barra Lighthouse in Salvador, Bahia emphasizing the geometry along cross-sections (see location and caption on figure 4.4b)

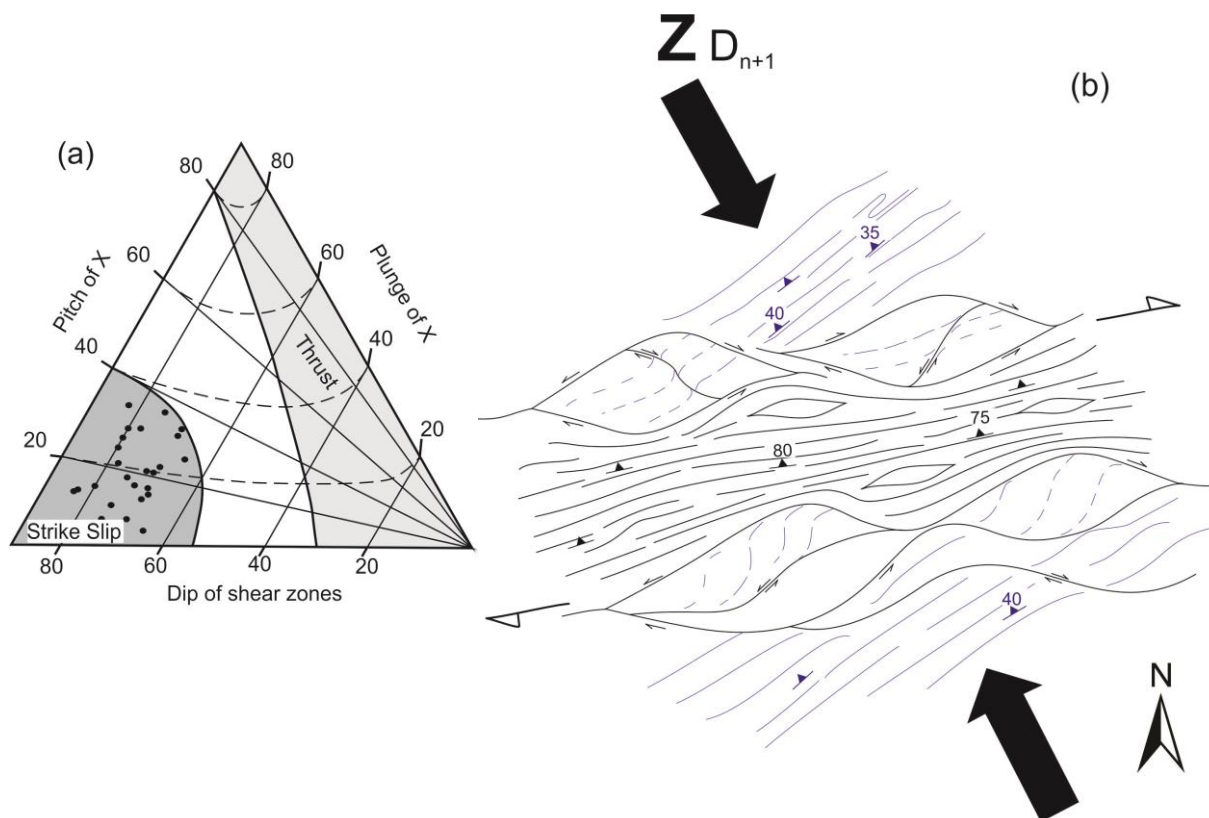


Figure 4.7 – (a) Combination of the dips of shear planes and the plunge (or pitch) of the associated stretching lineations are shown on a tri-plot diagram for D_{n+1} shear zones. Straight lines: isopitch of the lineations, Curved dashed lines: isoplunge of the lineations. The grey areas correspond to strike-slip domains or thrust (and normal fault) domains as quoted. (Adapted from Marquer *et al.* 1995). (b) Schematic structural map showing the overall D_{n+1} shear zones pattern and its compatibility with NNW-SSE shortening direction related to a dominant dextral shearing (pods of relics of D_n previous flat-lying deformation are drawn, see caption on figure 4.4b).

4.5 Metamorphism and Geochronology

For geothermobarometrical and geochronological studies, we focus on two samples. Sample SG-29E is from one of the orthopyroxene bearing granulites located in the Cristo outcrop (domain D_n deformation phase) (Figure 4.8) and SG25B is one sample garnet bearing granulites within a boudin in a E–W trending subvertical shear zone (domain D_{n+1} deformation phase) sited in the Barra Lighthouse outcrop (Figure 4.4).

4.5.1 Mineral chemistry

Mineral compositions were obtained using a Cameca SX 100 electron microprobe analyser in the Electron Microprobe Laboratory at Université Blaise

Pascal in Clermont Ferrand, France. Operating conditions were 15 kV, 15 nA, 5–10 μ m beam size and counting time of 10 s. Representative mineral analyses are given in Table 4.1.

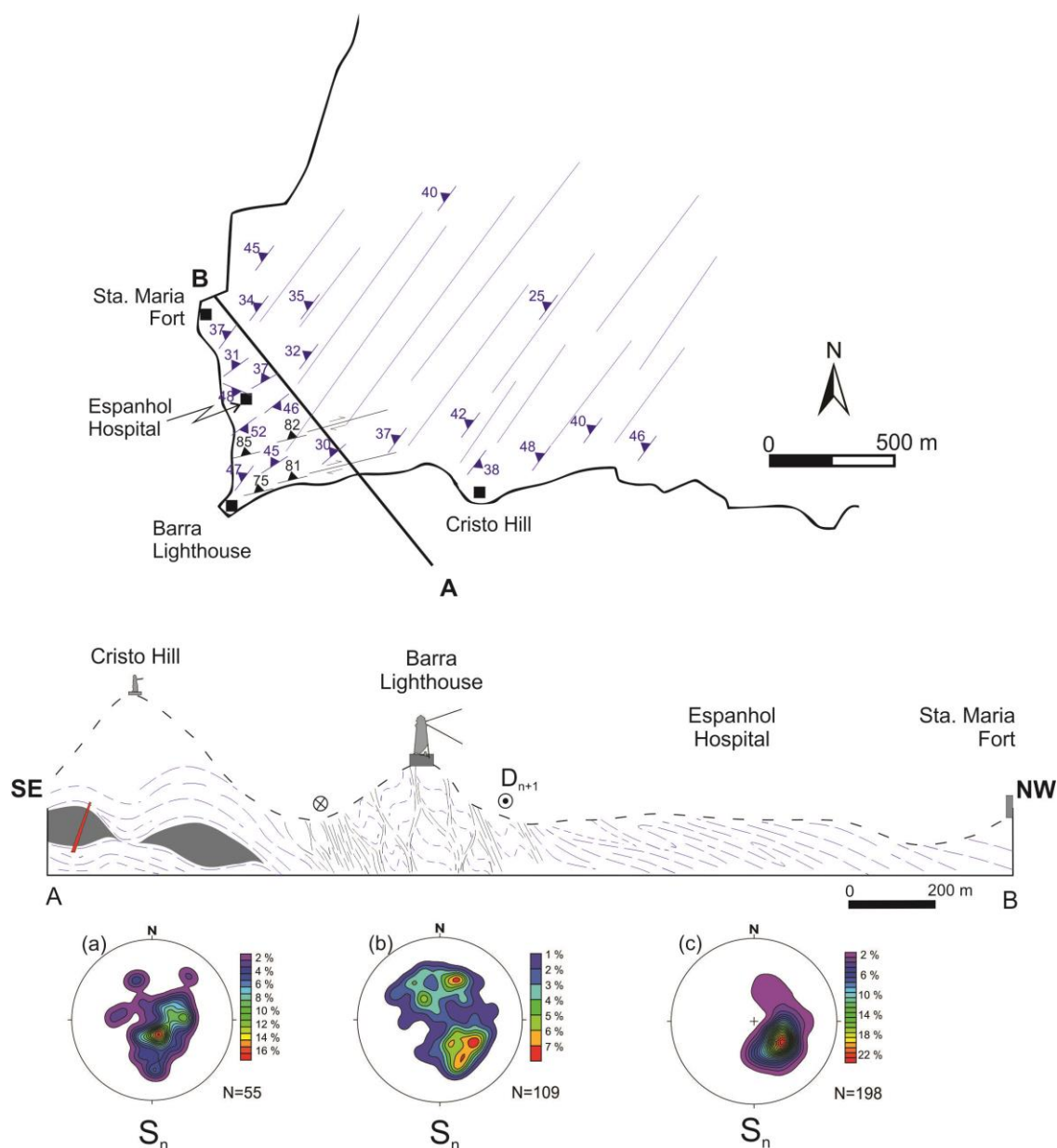


Figure 4.8 – Cross-section in the SW part of the Salvador, Bahia. Contour diagram of poles to the S_n foliation (Schmidt-Lambert, lower hemisphere). (a) Cristo Hill. (b) Barra Lighthouse. (c) Espanhol Hospital (same legend as on figure 4.4b).

Pyroxenes are present only the sample SG-29E. Orthopyroxene occurs aligned with the S_n foliation, associated with clinopyroxene and magnetite. Their composition has values for X_{Mg} generally range from 0.60 to 0.61, with low content of

Table 4.1 – Representative microprobe analyses of minerals in samples SG-29E and SG-25B.

Sample	Orthopyroxene bearing granulites												Garnet bearing granulites											
	SG29E												SG-25B											
	Opx			Cpx			Pl			Kfs			Grs				Pl				Bt			
wt%																								
SiO ₂	52.22	52.41	52.36	52.18	52.13	52.06	57.08	57.83	56.37	57.45	63.67	64.02	38.55	38.84	38.82	38.50	38.56	59.87	59.82	57.73	58.25	36.81	36.70	38.21
TiO ₂	0.10	0.07	0.17	0.11	0.23	0.19	0	0	0.05	0	0	0.01	0.08	0.07	0.08	0.03	0.05	0.02	0.04	0	0.05	4.17	4.68	3.53
Al ₂ O ₃	1.28	1.30	1.33	1.38	2.01	1.68	26.39	26.19	26.78	26.76	18.29	18.28	21.77	21.98	21.61	21.56	21.29	23.96	24.25	24.6	25.17	14.80	14.80	14.84
FeO	23.61	23.56	23.79	24.03	8.66	10.76	0.09	0.03	0.11	0.08	0.1	0.08	23.26	23.46	23.59	24.13	24.9	0.02	0.02	0.33	0.1	11.70	11.97	10.70
MgO	21.03	21.20	20.86	20.89	13.17	14.24	0	0	0.02	0	0	0	9.98	9.71	9.74	9.45	9.09	0	0	0.13	0	15.80	15.29	17.28
MnO	0.73	0.68	0.64	0.75	0.36	0.38	0.03	0	0	0	0.01	0	4.46	4.19	4.44	4.45	4.46	0	0	0	0	0.15	0.17	0.06
CaO	0.63	0.80	0.57	0.60	22.96	18.97	8.86	8.57	9.13	8.93	0.02	0.08	0.95	0.88	1.00	0.86	0.91	6.13	6.21	6.81	7.46	0	0.01	0
Na ₂ O	0.05	0.03	0.02	0.02	0.51	0.46	6.3	6.35	6.25	6.32	0.63	0.58	0.01	0.01	0.03	0.01	0.02	7.73	7.34	7.89	7.07	0.05	0.02	0.04
K ₂ O	0.01	0.01	0.03	0	0	0	0.17	0.2	0.17	0.17	15.84	15.83	0.02	0.01	0	0.01	0	0.29	0.37	0.54	0.3	10.24	10.03	10.31
Total	99.67	100.07	99.77	99.95	100.01	98.74	98.92	99.18	98.87	99.72	98.56	98.88	99.08	99.14	99.32	99.00	99.27	98.01	98.04	98.03	98.41	93.73	93.68	94.97
Si	1.967	1.965	1.97	1.963	1.950	1.968	2.586	2.607	2.559	2.581	2.987	2.992	2.988	3.002	3.004	2.997	3.005	2.716	2.71	2.643	2.645	2.772	2.765	2.814
Ti	0.003	0.002	0.005	0.003	0.006	0.005	0	0	0.002	0	0	0	0.005	0.004	0.005	0.002	0.003	0.001	0.001	0	0.002	0.236	0.265	0.196
Al	0.057	0.057	0.059	0.061	0.089	0.075	1.409	1.392	1.433	1.417	1.011	1.007	1.988	2.002	1.971	1.978	1.955	1.281	1.295	1.328	1.347	1.313	1.315	1.288
Fe	0.744	0.739	0.748	0.756	0.271	0.34	0.003	0.001	0.004	0.003	0.004	0.003	1.507	1.517	1.527	1.571	1.623	0.001	0.001	0.013	0.004	0.737	0.754	0.659
Mg	1.181	1.185	1.170	1.171	0.734	0.802	0	0	0.001	0	0	0	1.152	1.119	1.123	1.097	1.056	0	0	0.009	0	1.773	1.717	1.898
Mn	0.023	0.022	0.02	0.024	0.011	0.012	0.001	0	0	0	0	0	0.292	0.274	0.291	0.294	0.294	0	0	0	0	0.01	0.011	0.004
Ca	0.025	0.032	0.023	0.024	0.920	0.768	0.43	0.414	0.444	0.43	0.001	0.004	0.079	0.073	0.083	0.071	0.076	0.298	0.301	0.334	0.363	0	0.001	0
Na	0.004	0.002	0.001	0.001	0.037	0.034	0.553	0.555	0.55	0.551	0.058	0.053	0.001	0.002	0.005	0.001	0.003	0.68	0.645	0.7	0.623	0.007	0.002	0.006
K	0	0.001	0.001	0	0	0	0.01	0.012	0.01	0.01	0.948	0.944	0.002	0.001	0	0.001	0	0.017	0.021	0.031	0.017	0.983	0.964	0.969
Sun	4.004	4.005	3.997	4.003	4.018	4.004	4.992	4.981	5.003	4.992	5.009	5.003	8.014	7.994	8.009	8.012	8.015	4.994	4.974	5.058	5.001	7.831	7.794	7.834
X _{Mg}	0.614	0.616	0.610	0.608	0.731	0.702							0.433	0.425	0.424	0.411	0.394					0.706	0.695	0.742
y(opx)	0.024	0.022	0.029	0.024																				
An							0.433	0.422	0.442	0.434	0.001	0.004						0.299	0.311	0.314	0.362			
Ab							0.557	0.566	0.548	0.556	0.058	0.053						0.683	0.667	0.657	0.621			
Or							0.010	0.012	0.010	0.010	0.941	0.943						0.012	0.016	0.022	0.013			
Alm													0.497	0.509	0.505	0.518	0.532							
Pyr													0.380	0.375	0.371	0.362	0.346							
Sps													0.096	0.092	0.096	0.097	0.097							
Grs													0.026	0.024	0.027	0.024	0.025							

Al (0.057 – 0.061) (Table 4.1). Clinopyroxene has values of X_{Mg} between 0.70 and 0.73 and low content of Al (0.075 – 0.089) (Table 4.1).

In the sample SG-25B, the garnets are inclusion free or contain a few rounded inclusions of quartz in their core. Garnet compositions are relatively homogeneous (Table 4.1), and preserve pyrope–almandine solid solution compositions with low grossular (0.024–0.027) and spessartine (0.092–0.097) contents, with values of X_{Mg} between 0.39 and 0.43 (Table 4.1). Plagioclase is andesine (An_{30-44}) in the two selected samples but the anorthite content is higher (An_{43}) in the plagioclase of orthopyroxene bearing granulites (SG-29E) (Table 4.1). K-feldspar has composition estimated at $Or_{94}–Ab_{05}$ (Table 4.1). Small biotite occurs in the matrix associated with plagioclase. Their composition has value for $X_{Mg} = 0.74$ and Ti contents are around of 0.19 (Table 4.1). Red biotite also occur aligned with the S_{n+1} foliation, with values of X_{Mg} about 0.70, it tends to be richer in Ti (0.23 – 0.26) (Table 4.1).

4.5.2 P–T conditions of the metamorphism

The samples were analysed for major and trace elements in the GEOSOL-Geologia e Sondagem Ltda Laboratories using X-ray fluorescence, ICP-MS and atomic absorption spectrometry. With XRF it was possible to conduct quantitative sample analysis for most major. Atomic absorption spectrometry was used to determine elements such as Na_2O and K_2O . These analytical data are given in Table 4.2.

The interpretation of microstructures and mineral reactions uses phase relationships that include calculated pseudosections in the NCKFMASH ($Na_2O–CaO–K_2O–FeO–MgO–Al_2O_3–SiO_2–H_2O$) system using *Perple_X* 6.6 software (CONOLLY AND PETRINI 2002) with the updated version of the internally consistent thermodynamic database of Holland & Powell (2002). Activity-compositions considered in this modeling are listed in Table 4.3.

Estimation of peak P–T conditions using calculated phase diagrams (forward modeling) reduces uncertainties since the stability field of the peak mineral assemblage is defined (KELSEY *ET AL.* 2003). Therefore, to estimate the P–T conditions of two main phases of deformation (D_n and D_{n+1}), we employ this method.

Table 4.2 – Chemical analysis of major (wt.%) for orthopyroxene bearing granulites (OpxGr) and garnet bearing granulites (GrtGr).

Sample	OpxGr	GrtGr
	SG-25B	SG-29E
wt %		
SiO ₂	69.30	58.70
TiO ₂	0.39	0.62
Al ₂ O ₃	15.00	16.00
Fe ₂ O ₃	4.30	1.80
FeO	0.29	6.30
MnO	0.09	0.12
MgO	1.40	3.60
CaO	3.40	5.70
Na ₂ O	3.50	2.80
K ₂ O	1.30	2.40
P ₂ O ₅	0.28	0.22
H ₂ O+	0.51	0.61
Total	99.76	98.87

Table 4.3 – Solution models used for pseudosection calculations. See Perple'X documentation (www.perplex.ethz.ch) for solution models reference.

Solution model	End-members
Opx(HP)	mgts, fets, em, fs
Cpx(HP)	ccrts, cats, jd, acm, hed, di
Gt(WPH)	spss, alm, py, gr
Bio(TCC)	tbit, east, ann, phl
Pl(h)	an, abh
hCrd	mncrd, fcrd, crd, hmncrd, hfcrd, hcrd
San	san, abh
Mica(CHA)	mu, pa, ma, cel, tip, fcel
Chl(HP)	daph, ames, afchl, clin
melt(HP)	h2oL, fo8L, fa8L, abL, sil8L, anL, kspL, q8L

In the Domain D_n deformation phase, the mineral assemblage has coexisting orthopyroxene + clinopyroxene + plagioclase suggest minimum temperature of formation of about 750 °C (PATISSON, 2003). The pseudosection calculated for this domain show that orthopyroxene + clinopyroxene + plagioclase bearing mineral assemblages field, with garnet and in the presence of melt, is very restricted and occurs at temperatures around of 830 °C, with pressure between 7.9 – 9.5 kbar (Figure 4.9a). More particularly, using the measured X_{mg} content of orthopyroxene and clinopyroxene, ~ 0.61 mol and 0.70 – 0.73 mol respectively (Table 4.1), indicate that metamorphic conditions occurred at a pressure 8.6 kbar (Figure 4.9a).

The pseudosection calculated for Domain D_{n+1} deformation phase show that garnet bearing mineral assemblages with feldspar, biotite and melt, but without orthopyroxene, is stable in temperature limited, between 760 °C and 820 °C, but pressure estimates vary significantly (> 6 kbar) (Figure 4.9b). This pseudosection also exhibit that the plagioclase, quartz and magnetite are stable throughout the P–T range. Although, the field corresponds to the observed mineral assemblage in the rock is large, when combined with compositional isopleths of X_{mg} content of red biotite, in addition measured X_{grs} content of garnet (Table 4.1), suggest that metamorphic conditions occurred at a pressure 7.5 kbar and a temperature of 780 °C (Figure 4.9b).

4.5.3 U-Pb geochronology

The U-Pb zircons were dated at the Laboratoire Magmas et Volcans, Clermont-Ferrand (France) using an ICPMS Agilent 7500 cs and a Laser-ablation-system Resonetics-Resolution M-50E with a frequency of 5 Hz and energy density of 9 J/cm² for laser-ablation analyses, spot size was 20 µm (details in HURAI *ET AL.* 2010). Zircon 91500 was used as the Standard. Uncertainties for individual analyses (ratios and ages) are given at the 1σ level in table 4.4.

Errors on discordia intercept ages and ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb weighted mean ages are all given at 2σ and were calculated using the Isoplot programme of Ludwig (2001). All ages were calculated using the decay constants and isotope abundances listed by Steiger and Jäger (1977).

Table 4. 4 – Summary of LA-ICPMS U–Pb zircon results for samples SG-29E and SG-25B

Grain spot	U (ppm)	Th (ppm)	Pb (ppm)	Th/U	Radiogenic ratios				ρ	Age (Ma)	
					$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	\pm	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	\pm		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	\pm
SG-29E											
Cores											
1.6 *	546.112	118.083	255.651	0.21623	9.5087	0.2783	0.4439	0.0104	0.80	2406	53
1.7	1121.962	225.109	389.092	0.20064	6.8030	0.2036	0.3322	0.0078	0.79	2329	54
1.9	730.994	123.146	271.905	0.16846	7.1076	0.2158	0.3617	0.0085	0.77	2258	56
3.16	369.279	188.080	158.283	0.50932	8.3136	0.2735	0.3767	0.0090	0.72	2456	59
3.17	694.641	338.211	273.341	0.48689	7.4903	0.2446	0.3500	0.0083	0.72	2404	59
4.19	637.941	55.123	246.595	0.08641	6.8737	0.2307	0.3716	0.0088	0.70	2153	62
4.2	237.926	97.790	105.917	0.41101	7.7016	0.2783	0.3883	0.0094	0.67	2274	66
4.21	290.602	140.325	121.100	0.48288	7.5618	0.2680	0.3559	0.0086	0.68	2392	64
6.26 *	408.113	270.846	202.257	0.66366	8.1598	0.2998	0.4100	0.0098	0.65	2279	67
7.28	708.542	399.360	254.803	0.56364	6.0119	0.2360	0.3084	0.0075	0.62	2244	71
Overgrowths											
5.25	23.335	24.660	9.679	1.05682	5.8010	0.2989	0.3145	0.0089	0.55	2148	94
6.27	147.190	74.610	54.950	0.50689	5.9909	0.2467	0.3266	0.0081	0.60	2138	76
Metamorphic grains											
2.11	30.159	118.415	20.391	3.92632	5.9261	0.2584	0.3320	0.0089	0.61	2090	80
2.12	166.137	400.252	84.726	2.40917	5.6526	0.2011	0.3168	0.0078	0.69	2089	66
										2090	73
SG-25B											
Cores											
2.6	345.060	104.212	141.803	0.30201	7.4952	0.1699	0.3808	0.0079	0.92	2260	38
2.8 *	268.762	285.711	158.540	1.06307	9.8809	0.2250	0.4556	0.0095	0.92	2427	38
2.9	464.611	394.079	212.346	0.84819	8.0568	0.1846	0.3887	0.0081	0.91	2350	38
3.1 *	284.347	234.886	147.499	0.82606	9.5343	0.2219	0.4471	0.0093	0.90	2398	39
12.10	1146.342	444.165	441.317	0.38746	7.2236	0.2151	0.3574	0.0099	0.93	2306	47
13.6 *	167.275	104.593	89.980	0.62528	10.0908	0.2963	0.4567	0.0127	0.95	2458	46
13.7	431.189	115.437	191.212	0.26772	8.3856	0.2450	0.4115	0.0114	0.95	2320	46
13.8 *	136.081	120.411	75.796	0.88485	9.9135	0.2999	0.4550	0.0127	0.92	2434	48
Overgrowths											
10.12 *	86.938	93.456	40.698	1.07497	6.7391	0.2107	0.3794	0.0106	0.89	2082	52
13.5	171.901	70.484	69.818	0.41003	6.7232	0.1986	0.3688	0.0103	0.94	2127	48
Metamorphic grains											
1.5 *	164.140	52.540	68.445	0.32010	7.2360	0.1644	0.3915	0.0082	0.92	2152	39
2.7	280.333	58.293	106.587	0.20794	6.7501	0.1529	0.3651	0.0076	0.92	2152	38

(*) concordant age

• U-Pb Zircon

Zircon from orthopyroxene bearing granulites (sample SG-29E) correspond to a first set of grains with brown cores and clear overgrowths. The cores exhibit fine concentric zoning (Figure 4.10) and are interpreted as magmatic grains. U-Pb ages (in situ LA-ICPMS) for these cores are slightly discordant ($\pm 95\%$ -conf., Table 4.4) and they range along the concordia curve between 2.1 Ga (4.19) and 2.4 Ga (3.16) (Figure 4.10). The oldest concordant core (1.6) provides a $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age of 2406 ± 53 Ma. However, the five oldest cores provide a $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age of 2395 ± 57 Ma (Figure 4.10) and four other cores give $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age of 2264 ± 31 Ma (Figure 4.10). They may correspond to several zircon generations or might result from lead loss during the high grade metamorphism. The overgrowths display irregular (Figure 4.11) and are interpreted to be the time of regional high-grade metamorphism that affected the Salvador Esplanada belt. Two analysis from a clear overgrowth give a $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ average age of 2142 ± 58 Ma (Table 4.4). A second set of round clear grains, either, with or without cores, are interpreted as metamorphic zircon (Figure

4.11), and provide an age $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ of 2090 ± 50 Ma (Table 4.4). Using all the data in-situ metamorphic zircon and overgrowth ages (4 dates), we calculated a weighted average age of 2095 ± 210 Ma (MSWD = 1.6, Figure 4.11).

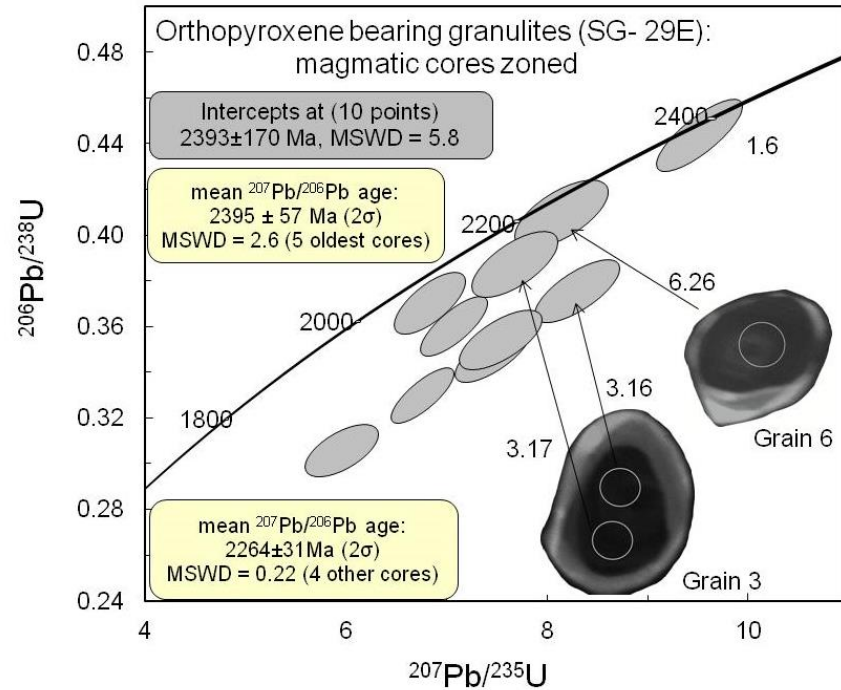


Figure 4.10 – Concordia diagram and CL images for magmatic zircons from orthopyroxene bearing granulites (sample SG-29E). In situ LA-ICP-MS analyses, ellipses are reported at 2σ . Spot size: 20 μm .

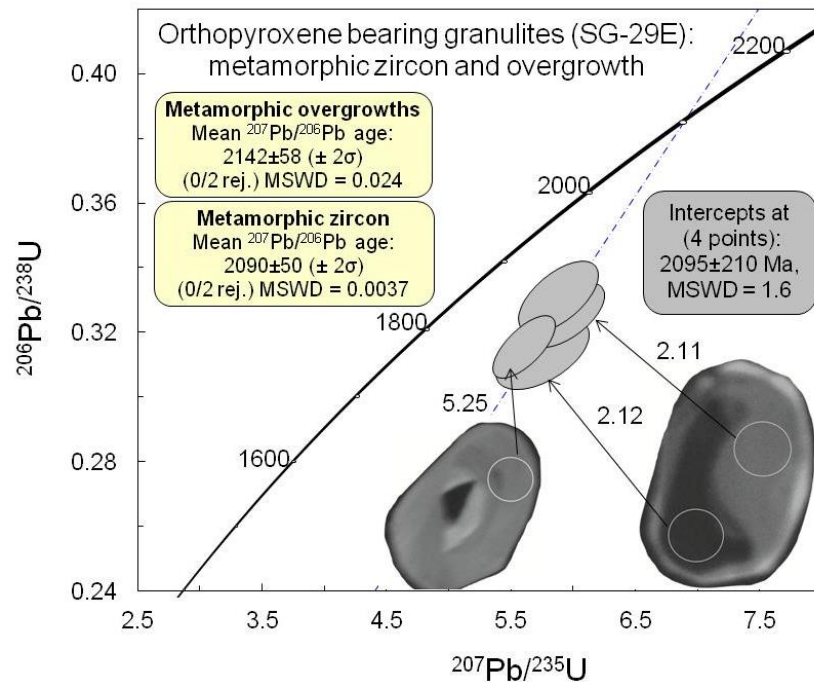


Figure 4.11 – Concordia diagram and CL images for metamorphic zircon and overgrowth from orthopyroxene bearing granulites (sample SG-29E). In situ LA-ICP-MS analyses, ellipses are reported at 2σ . Spot size: 20 μm .

We also observed two types of zircons in sample SG-25B (garnet bearing granulites). The first bunch of zircon grains exhibit complex rounded cores, some zoned (Figure 4.12) and are interpreted as magmatic grains. The cores are dated by in situ LA-ICP-MS and $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages for the cores range between 2.2 and 2.4 Ga (Figure 4.12 and Table 4.4). Although, four concordant core provides a $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ of 2360 ± 260 Ma (MSWD = 0.20, Figure 4.12 and Table 4.4). These zoned grains are surrounded by clear unzoned metamorphic overgrowths. The overgrowths display irregular or strongly developed (Figure 4.12) and were not precisely dated up to ca 2.08 Ga. Single concordant data (10.12) provides a $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age of 2082 ± 52 Ma (Table 4.4), interpreted as the age of the high grade metamorphic event. The second bunch is composed of round clear grains, without cores (Figure 4.13), of possible metamorphic affinity, similar to some of these found in the orthopyroxene bearing granulites, but of distinct age. Single analyse (1.5) from this sample SG-25B, provide concordant age of 2152 ± 39 Ma (Figure 4.13, Table 4.4). This age suggests that these zircons have a magmatic origin and were formed at 2.15 Ga and the high-grade metamorphism is younger (2.08 Ga.)

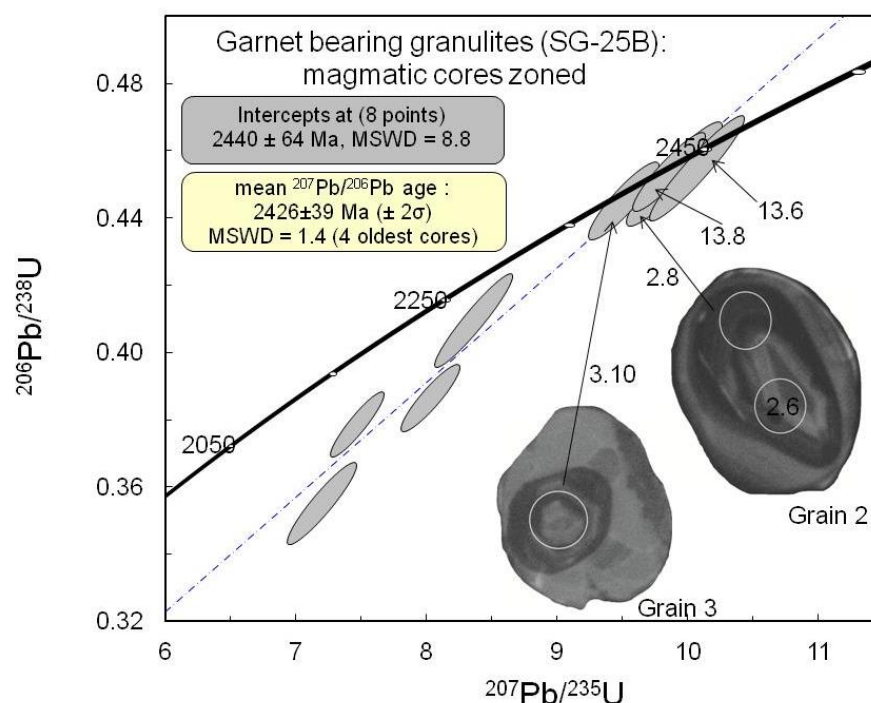


Figure 4.12 – Concordia diagram and CL images for magmatic zircons from garnet bearing granulites (sample SG-25B). In situ LA-ICP-MS analyses, ellipses are reported at 2σ . Spot size: 20 μm .

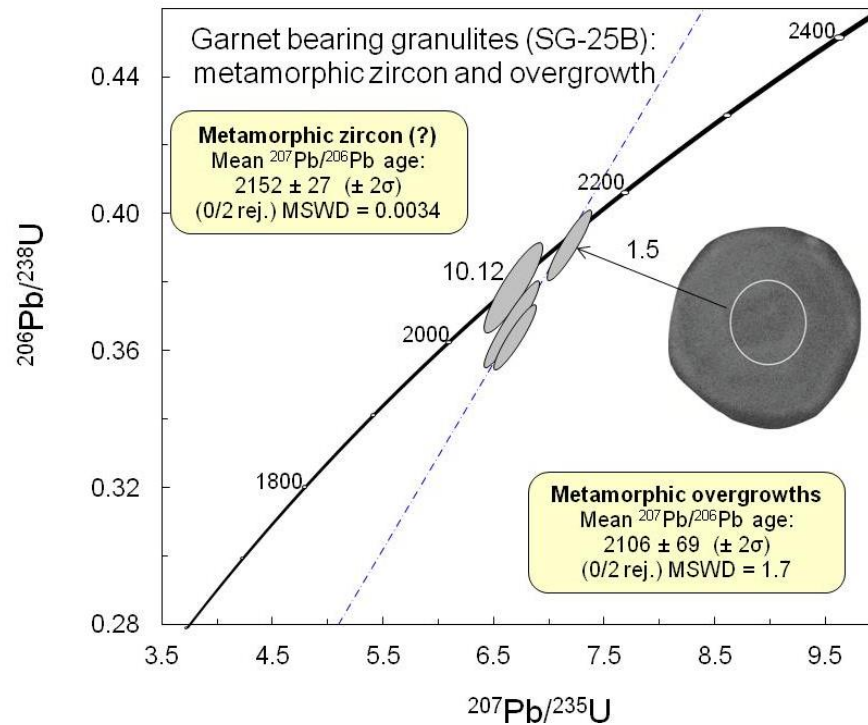


Figure 4.13 – Concordia diagram and CL images for metamorphic zircon and overgrowth from garnet bearing granulites (sample SG-25B). In situ LA-ICP-MS analyses, ellipses are reported at 2σ . Spot size: 20 μm .

- *U-Pb Monazite*

The analytical method for isotope dating of monazite with LA-ICP-MS is basically similar to that developed for zircon and monazite as reported in Hurai *ET AL.* 2010. The Concordia ages and diagrams were generated using the Isoplot software (LUDWIG 2001). The U–Th–Pb concentrations were calibrated relative to the certified contents of the Moacyr monazite (SEYDOUX-GUILLAUME *ET AL.* 2004) standard.

Monazites in the garnet bearing granulites (sample SG-25B) occur in the matrix, usually associated with biotite, aligned with the S_{n+1} foliation (D_{n+1} deformation phase). Their grains display an oval or very irregular shape and they large size (<100 μm) (Figure 4.12). Grains are zoned in U and Th (Figure 4.12), but not chronologically zoned. Twenty-three single-points ages, dated by in situ LA-ICPMS, obtained a concordant age of 2064 ± 9 Ma (Figure 4.12 and Table 4.5).

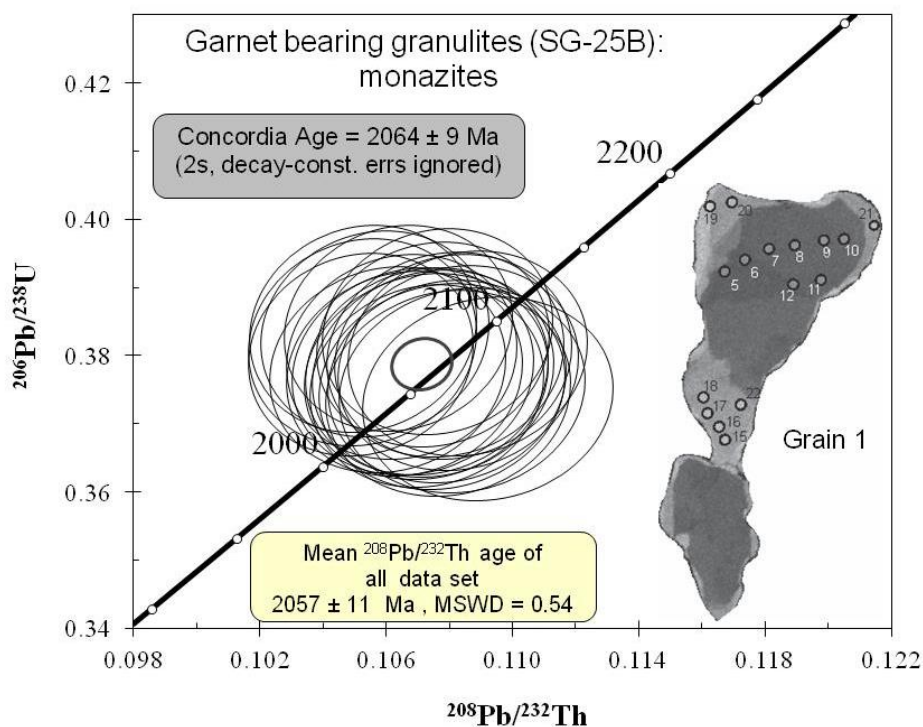


Figure 4.14 – $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ versus $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ diagram and CL images for monazite of the garnet bearing granulites (sample SG-25B). In situ LA-ICP-MS analyses. Spot size: 20 μm .

Table 4.5 – Summary of LA-ICPMS U–Pb–Th monazite results for sample SG-25B.

Grain spot	U (ppm)	Th (ppm)	Pb (ppm)	Th/U	Radiogenic ratios				Age (Ma)	
					$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	\pm	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	\pm	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	\pm
1.5	765	99739	9875	130.39	0.1052	0.0029	0.3802	0.0122	2022	53
1.6	758	104845	10459	138.40	0.1064	0.0030	0.3840	0.0123	2044	54
1.7	658	112959	11319	171.62	0.1076	0.0030	0.3835	0.0123	2066	55
1.8	593	129912	12653	219.12	0.1053	0.0029	0.3839	0.0124	2023	54
1.9	597	133600	13815	223.76	0.1075	0.0030	0.3816	0.0123	2064	55
1.10	587	138401	14135	235.63	0.1065	0.0030	0.3798	0.0123	2045	54
1.11	614	133211	13483	217.06	0.1056	0.0030	0.3832	0.0124	2030	54
1.12	785	114451	11600	145.81	0.1053	0.0030	0.3819	0.0124	2023	54
1.15	1513	104327	10950	68.95	0.1073	0.0030	0.3756	0.0121	2060	55
1.16	1466	105754	11139	72.15	0.1081	0.0031	0.3798	0.0123	2075	56
1.17	1620	113164	11883	69.84	0.1079	0.0031	0.3802	0.0123	2071	56
1.18	1668	112878	11915	67.68	0.1086	0.0031	0.3803	0.0123	2084	56
1.19	1433	102035	10582	71.22	0.1079	0.0031	0.3762	0.0122	2071	56
1.20	1728	111494	11626	64.51	0.1083	0.0031	0.3782	0.0123	2078	57
1.21	1569	111359	11360	71.00	0.1066	0.0031	0.3773	0.0123	2047	56
1.22	1169	132636	13219	113.45	0.1061	0.0031	0.3779	0.0123	2037	56
2.25	583	141771	14004	243.16	0.1075	0.0031	0.3773	0.0124	2064	57
2.26	635	154420	15189	243.19	0.1073	0.0031	0.3777	0.0124	2060	57
2.27	610	157875	15418	258.61	0.1069	0.0031	0.3777	0.0124	2052	57
2.28	920	110856	11104	120.53	0.1084	0.0032	0.3749	0.0123	2080	58
2.29	979	94476	9720	96.53	0.1073	0.0032	0.3769	0.0124	2060	57
2.30	1405	67429	7178	48.00	0.1078	0.0032	0.3754	0.0123	2069	58
2.31	1249	69855	7444	55.95	0.1092	0.0032	0.3737	0.0123	2095	59
2.32	1340	66367	7028	49.52	0.1080	0.0032	0.3745	0.0123	2072	58

4.6 Discussion

The present structural analysis show that the granulitic rocks, in the outcrop of Barra Lighthouse were affected main two phases of ductile deformation (D_n and D_{n+1}).

D_n deformation phase is responsible by the trend of Salvador-Esplanada belt (Figure 4.1) and is result from the crustal thickening related to the tectonic superposition of the Archean blocks during the Paleoproterozoic collision (BARBOSA & SABATÉ 2002, 2004). P–T conditions, estimated in the orthopyroxene bearing granulites located in the Cristo outcrop (Domain D_n deformation phase), show pressure of 8.6 kbar and temperatures around 830 °C (Figure 4.9a). These structures are visible in other outcrops of Salvador city, in areas where the D_n fabric not is overprinted by D_{n+1} deformation. Locally, their orientation can be perturbed by the occurrence of mafic and ultramafic boudins (Figure 4.8). S_n foliation is folded by D_{n+1} shearing, forming upright folds with sub vertical axial planes oriented around N70-80° (Figure 4.5a and 4.8). U-Pb zircon metamorphic and overgrowth ages indicate that the D_n deformation phase is coeval to high-grade metamorphism Paleoproterozoic (about 7 kbar and 850 °C) that obliterates previous Archean tectonic structures (BARBOSA & SABATÉ 2002, 2004, BARBOSA *ET AL.* 2004). This ages ranges between 2.08 Ga (PEUCAT *ET AL.* 2011) and 2.1 Ga. (this work).

D_{n+1} deformation phase is marked by development dominantly dextral shear zones (Figure 4.4, 4.8), sub parallel to plane axial the folding S_n and strike-slip L_{x_n} mineral lineation. In the outcrop, the structural framework is expressed in the form of anastomosed shear-zone systems, revealing a dextral asymmetry pattern (Figure 4.4 and 4.7). This geometry can be interpreted as part of the progressive deformational history, similar to that observed in the Salvador-Itabuna-Curaçá Orogen since, thrusting both corresponding to NW-SE shortening. This interpretation is confirmed by metamorphic conditions calculated for Domain D_{n+1} deformation phase (garnet bearing granulites). The P-T conditions calculated are ~7.5 kbar and 780 °C (Figure 4.9b), corresponding at the same grade metamorphism. The in-situ LA-ICPMS monazite ages indicate that D_{n+1} deformation phase occurred at 2064 ±9 Ma, simultaneously the emplacement of later-tectonic syenogranitic dykes of Salvador city (2064 ±36 Ma U-Pb zircon: SOUZA *ET AL.* submitted)

Despite the opposite kinematics, D_{n+1} phase can be correlated with the second stage of deformation in the Salvador-Itabuna-Curaçá Orogen reported by Barbosa &

Sabaté (2002, 2004). The structures, recorded in both tectonic units, are compatible with an evolution in a transpressional tectonic regime with shortening direction NW-SE (Fig 4.7b and 4.8).

4.7 Conclusions

In this paper, the results of our structural and kinematic analysis in addition thermobarometric and geochronological data, show that the complex geometry of outcrop of Barra Lighthouse is a result of two stages of heterogeneous deformation, both at high-grade metamorphism conditions.

The first stage (D_n), which is the main deformation phase due to their diversity of structural elements, is characterized by isoclinal recumbent folds, flat-lying foliation and near-horizontal stretching lineation, corresponded to tangential movements, the second (D_{n+1}) is heterogeneous simple shear in dextral transpressive context. Late subvertical brittle-ductile shear zone with reverse-sinistral kinematic are probably the last records the Paleoproterozoic orogeny in the area.

The geochronological data show, at least, two set protolith age. The first set have U-Pb zircon ages around of 2.4 Ga while the second set provide an age between 2.1 – 2.2 Ga. These ages can be interpreted as referring to the age of the source of detrital zircon crystals. This work also establishes a mean age of the D_n deformation phase, coeval to granulite facies metamorphism, for the Salvador-Esplanada belt, at 2095 ± 21 Ma and suggests the end of the ductile deformation around of 2064 ± 9 Ma, when the uplifted granulites were subjected to shearing and faulting.

These results contribute to the better understanding of Salvador-Esplanada belt in relation to the deformation and its interaction/correlation with the Salvador-Itabuna-Curaçá Orogen during the Riacian/Orosinian.

4.8 Acknowledgments

This research was funded by CNPq, CAPES-COFECUB collaborative project France-Brazil (nº 624/09) and J. S. de Souza thanks the CAPES, Brazil for his doctoral fellowship (BEX 2086/11-5). We thank Jean-Luc Devidal and Jean-Louis Paquette for providing the microprobe and LA-ICPMS facilities during J. S. de Souza's stay at the France.

CAPÍTULO 5 – PETROLOGIA E GEOCRONOLOGIA DAS ROCHAS INTRUSIVAS ÁCIDAS DE SALVADOR

Lithogeochemistry and geochronology of subalkaline felsic plutonism that marks the final of the Paleoproterozoic orogeny in the Salvador-Esplanada belt, São Francisco craton (Salvador, Bahia, Brazil)

Jailma Santos de Souza^{1, 2}, Jean-Jacques Peucat³, Jöhildo S. F. Barbosa², Luiz César Correa-Gomes², Simone Cerqueira Pereira Cruz², Ângela B. Menezes Leal²

1 – Programa de Pós-graduação em Geologia, Universidade Federal da Bahia, Salvador, Bahia, Brasil. jailmasouza@gmail.com.

2 – Núcleo de Geologia Básica, Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, Bahia, Brasil. johildo@cpgg.ufba.br, lccgomes@gmail.com, simonecruzufba@gmail.com, angelab@ufba.br.

3 – Institut de Geosciences, University de Rennes I, 35042 Rennes Cedex France. jean-jacques.peucat@univ-rennes1.fr

5.1 Resumo

Estudos realizados ao longo da última década nas rochas que embasam a cidade de Salvador, no nordeste do Brasil, mostram uma história geológica complexa, com grande diversidade de litotipos metamórficos de médio e alto grau, deformados de modo polifásico e frequentemente cortados por diques máficos tabulares e corpos graníticos irregulares. Estes últimos, objeto deste trabalho, afloram frequentemente na orla marítima de Salvador, sendo classificados petrograficamente como monzo-sienogranitos. Os seus dados geoquímicos permitem classificá-los como subalcalinos e peraluminosos, destacando-se que eles são enriquecidos em ETR leves e apresentam forte anomalia negativa de Eu. Estes granitóides apresentam características geoquímicas de rochas derivadas de material crustal e/ou produzidos pela interação de material da crosta e do manto, e os valores negativos de $\epsilon_{Nd}(t)$ (-6,08) corroboram a característica crustal. Nos diagramas de

ambiência tectônica, estão dispostos no campo dos granitos pós-tectônicos. A idade-modelo Sm-Nd (T_{DM}) em torno de 2,9 Ga indica uma fonte neoaqueana para esses litotipos enquanto que a idade U-Pb zircão (LA-ICPMS) de 2064 ± 36 Ma é interpretada como sendo de cristalização, sendo similar às idades U-Pb (SHRIMP) e Pb-Pb (evaporação) para os granitos tardi-tectônicos do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá. Os monzo-sienogranitos em foco podem ser posicionados como granitos tardi-tectônicos, visto que são afetados por zonas de cisalhamento destrais correlacionáveis com os estágios finais de deformação registrados nos granulitos de Salvador.

Palavras-chaves: Monzo-sienogranitos, petrologia, geocronologia, Salvador, Bahia.

5.2 Abstract

Studies conducted over the last decade in the rocks that underlie the city of Salvador, have shown a complex geological history with a great diversity of medium-to-high grade metamorphic lithotypes, deformed in several phases and frequently cut by tabular mafic dykes and irregular granitic bodies. The latter, subject of the present study, frequently crop out in the coastline of Salvador and are classified petrographically as monzo-syenogranites. Their geochemical data allowed to classify them as subalkaline and peraluminous, emphasizing that they are enriched in LREE and have a strong negative Eu anomaly. These rocks are produced from anatectic melts or by interaction of mantle-derived magmas with crustal materials. The negative values of $\epsilon_{Nd}(t)$ (-6.08) corroborate the crustal character and in the diagrams of tectonic ambience they plot in the field of post-tectonic granites. The Sm-Nd model age (T_{DM}) around 2.9 Ga indicates a neoproterozoic source for these lithotypes, while their U-Pb zircon age (LA-ICPMS) of $2,064 \pm 36$ Ma is similar to the U-Pb (SHRIMP) and Pb-Pb (evaporation) ages for late-tectonic granites of the Itabuna-Curaçá-Salvador orogen. Considering the results of recent studies in the area of Salvador, the monzo-syenogranites can be interpreted as late-tectonic intrusions, since they are affected by dextral shear zones correlated with the last stage of deformation registered in the granulites of Salvador.

Keywords: Monzo-syenogranites, petrology, geochronology, Salvador-Bahia, Brazil.

5.3 Introduction

The relationships between magmatic bodies and deformational events are useful to unravel the complex interactions between tectonics and the processes of generation and placement of magmas. Thus, granitoid bodies are good tracers of the rheological evolution of host rocks, as well as of stress fields and kinematics (Druguet et al. 2008). These rocks are present in different crustal levels at various scales, from large granitic plutons to small anatectic granitic veins (leucosome) in migmatitic terrains.

The granulitic rocks that outcrop in Salvador, state of Bahia, Brazil, are located nearby the confluence of two important tectonic macro-units of the São Francisco Craton (ALMEIDA 1977): the first one, with N45° trends, corresponds to the Salvador-Esplanada Belt (SEB) of Barbosa and Dominguez (1996), and the second one, oriented N10°, corresponds to the Itabuna-Salvador-Curaçá Orogen (ISCO) of Barbosa and Sabaté (2002), (2004) (Fig. 1). Both units show a complex evolutionary history (Barbosa and Dominguez 1996, Barbosa and Sabaté 2002, 2004, Delgado et al. 2002), which makes it difficult to establish precise geotectonic models. The granitoids that occur in the Itabuna-Salvador-Curaçá Orogen can be classified in: (i) syntectonic, contemporary to the formation of the belt and to the crustal thickening (~ 2.1 Ga), and (ii) post-tectonic, associated to sinistral transcurrent faults related to the peak of granulitic metamorphism and orogenic collapse (~ 2.07 Ga) (Barbosa et al. 2008).

The present study had the objective of placing the granitic bodies and veins that outcrop in Salvador within the regional tectonic context. In addition, the petrographic, petrochemical, geochronological, and isotopic data of these rocks are presented and discussed, aiming to contribute to the knowledge of their tectonic environment.

5.4 Analytical Procedures

Twelve whole-rock analyses of major and trace elements were carried out at the laboratories of GEOSOL and Geology and Surveying Ltd. for granites, and are reported in Table 2. Major (SiO₂, Al₂O₃, FeO (t), MgO, CaO, TiO₂, P₂O₅, MnO) and trace (V, Rb, Ba, Sr, Ga, Nb, Zr, Y, and Th) elements were analyzed by X-ray fluorescence, and REE were assessed by ICP-MS. Na₂O and K₂O were determined by atomic absorption spectrometry.

The procedures described by Peucat *et al.* (1999) were followed to analyze the isotopic compositions of Nd in the total rock. The values were adjusted to the pattern of Nd AMES, which provided a mean $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratio of 0.511896 ± 7 , with an error in the $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratio of 0.0015%. The model ages (T_{DM}) were calculated using values of $\epsilon_{\text{Nd}} +10$ for the current depleted mantle and $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.2137$, assuming a radiogenic linear growth starting 4.54 Ga.

Several U-Pb (zircon) analyses were performed for the monzo-syenogranite sample SG-10G at the *Laboratoire Magmas et Volcans - Université Blaise Pascal* in Clermont-Ferrand, France, using the *in situ* LA-ICPMS method as described by Hurai *et al.* (2010). The error measured for each analysis (ratios and ages) is presented at the level of 1σ . For the calculation of $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ weighted mean ages, a confidence limit of 95% was considered. The errors in the discordant intercept ages are presented at the level of 2σ and were calculated using the software Isoplot (LUDWIG 2001).

The $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ dating method through evaporation of lead from zircon monocrystals, developed by Kober (1986), was used for the same SG-10G sample by means of successive heating stages in a thermal ionization mass spectrometer (TIMS), employing the Finnigan Mat 262 mass spectrometer of the *Laboratoire de Géosciences Rennes-CNRS*, France.

All ages were calculated using decay constants and abundance of the isotopes listed in Steiger and Jäger (1977).

5.5 Regional Geological Setting

In the portion of the São Francisco craton (SFC) that outcrops in the state of Bahia, high-grade metamorphic rocks occur from the area of Itabuna-Ilhéus, in the south, to the area of Curaçá, in the north, comprising the Itabuna-Salvador-Curaçá Block (ISCB) of Barbosa and Sabaté (2002, 2004). These rocks, at the current level of erosion, are the roots of an orogenic belt, with N-S orientation and Paleoproterozoic age of around 2.1 Ga (PEUCAT *et al.* 2011) (Fig. 5.1a). The southern part of this belt consists of at least four groups of tonalites / trondjemites, three of them with Archean ages between 2.6 and 2.7 Ga (PEUCAT *et al.* 2011), and one Paleoproterozoic group (~ 2.2 Ga) (BARBOSA AND SABATÉ 2004, PEUCAT *et al.* 2011) (Table 5.1). Subordinately, charnockitic bodies of Archean age also occur, as well as bands of supracrustal rocks and gabbros, and basalts related to ocean

floor or back-arc basins (TEIXEIRA 1997). In addition, intrusions of granulitized monzogranites of shoshonitic affinity are also found (BARBOSA 1990). The northern area of the ISCB essentially consists of TTG orthogneisses of 2.7 Ga (FIGUEIREDO 1989, SILVA *et al.* 1997) (Table 5.1), with interbedded aluminous gneisses, calc-silicate rocks, metacarbonates and quartzites (MELO *et al.* 1995), as well as mafic-ultramafic rocks called São José do Jacuípe Suite, also of Archean age (SILVA *et al.* 1997). This entire crustal segment was strongly affected by Paleoproterozoic tectonics with all its lithotypes plunged into granulite facies metamorphism (BARBOSA & SABATÉ 2002, 2004).

The Salvador–Esplanada Belt (SEB) of Barbosa and Dominguez (1996) consists of high-grade rocks, which are roughly aligned towards the orientation of N45° (Fig 5.1b). These lithotypes underlie Salvador, in Bahia, and extend up to Boquim, in the state of Sergipe. A large portion of the northeastern part of the belt is covered by Tertiary deposits of the Barreiras Formation and by Quaternary sediments, and in the southwestern part, by the sedimentary rocks of the Recôncavo-Tucano Mesozoic Basin.

The Salvador-Esplanada Belt consists of migmatitic orthogneisses of alkaline to subalkaline affinity and of tonalitic, charnoenderbitic and charnockitic orthogneisses with calc-alkaline affinity. There are also orthogneisses with felsic tonalitic–granodioritic terms of 2.9 Ga (SILVA *et al.* 2002) (Table 5.1), as well as amphibolized gabbros with tholeiitic affiliation and granites with alkaline tendency (DELGADO *et al.* 2002).

In the region of Salvador, these rocks are plunged into granulite facies (FUJIMORI & ALLARD 1966, FUJIMORI 1968, 1988, BARBOSA *et al.* 2005, SOUZA *et al.* 2010, among others), although northwards, according to Oliveira Júnior (1990), granulitic rocks grade to rocks of the amphibolite facies. These are cut by mafic dyke swarms (MESTRINHO *et al.* 1988, CORRÊA-GOMES *et al.* 1996, MENEZES LEAL *et al.* 2012) and by the granitic bodies (CELINO *et al.* 1984) which have motivated the present study.

Geologically, the area of Salvador (Fig. 5.2) was subdivided by Barbosa and Dominguez (1996) into three major domains: (i) the Alto de Salvador, which is a horst of granulitic rocks (BARBOSA *et al.* 2005), (ii) the Recôncavo Sedimentary Basin, which is limited, eastwards, by the Salvador fault system,

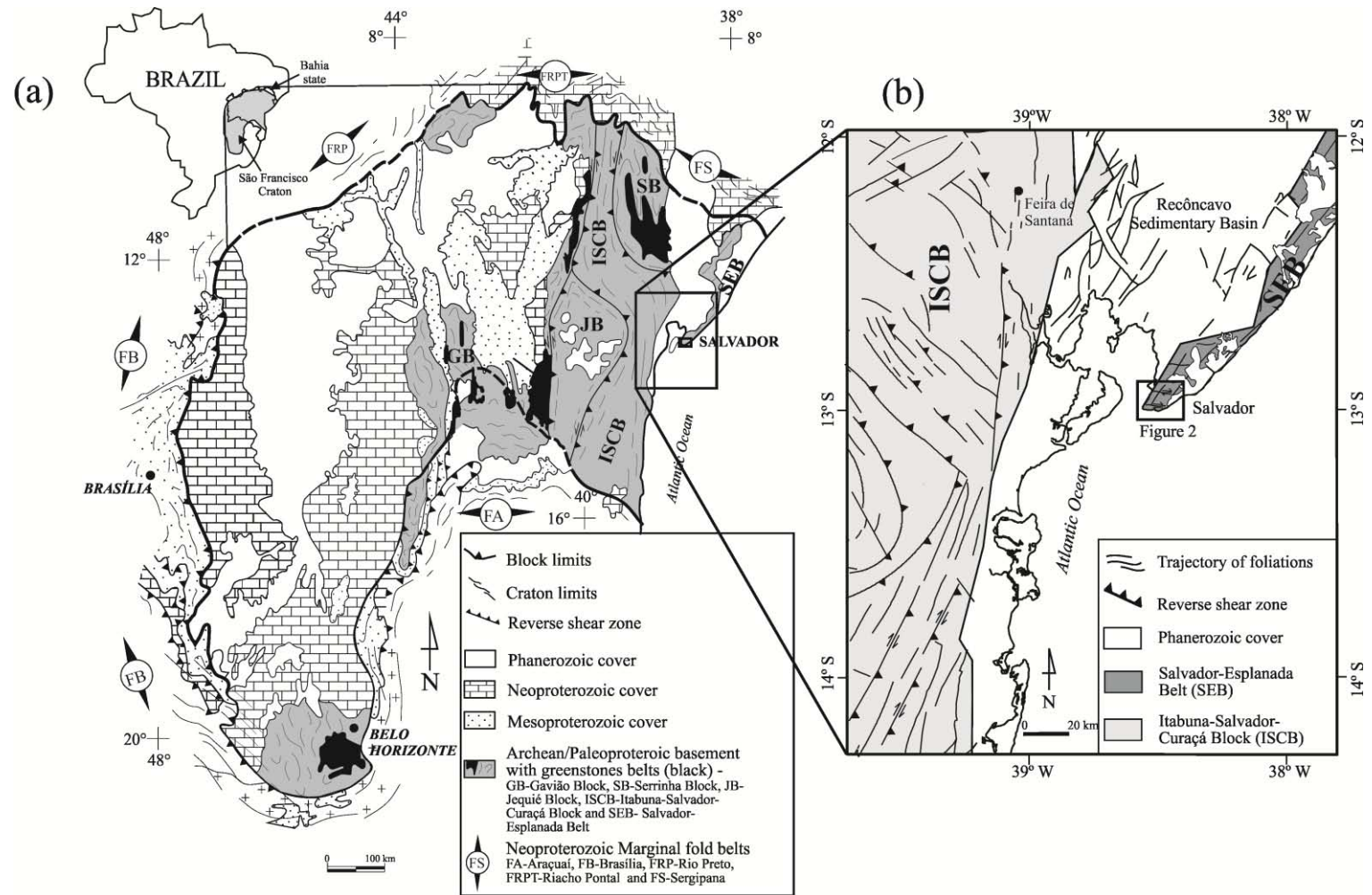


Figure 5.1 – (a) São Francisco Craton with the main tectonic units of its basement and the mobile belts of Neoproterozoic age (adapted from ALKMIM ET AL.1993), and (b) Simplified geologic map of the area where Salvador is located, showing the main geotectonic units (adapted from DALTON DE SOUZA ET AL. 2003). The square near Salvador corresponds to the location of Figure 5.2.

Table 5.1 – U-Pb and Pb-Pb (zircon) ages of the Itabuna-Salvador-Curaçá Block and of the Salvador-Esplanada Belt (modified from PEUCAT ET AL. 2011).

Tectonic Unit	Rock	Magmatic zircon age (inheritage)	Metamorphic age in Ma	Methodology	Reference
Southern Itabuna-Salvador-Curaçá Block	Shoshonite	2075 ± 16 Ma	-	TIMS evap.	Ledru <i>et al.</i> (1994)
	Syenite of Sao Felix	2098 ± 1	-	TIMS evap	Rosa <i>et al.</i> (2001)
	Charno-enderbite (TT1)	2092 ± 6	-	SHRIMP	Silva <i>et al.</i> (2002)
	Enderbite (TT1)	2109 ± 19	2081 ± 16	LA-ICPMS	Peucat <i>et al.</i> (2011)
	Tonalite	2124 ± 10	-	SHRIMP	Silva <i>et al.</i> (2002)
	Enderbite (TT1)	2131 ± 5	2069 ± 19	SHRIMP	Silva <i>et al.</i> (2002)
	TT1	ca 2.18 Ga	2078 ± 13	LA-ICPMS	Peucat <i>et al.</i> (2011)
	TT1	2191 ± 10	2109 ± 17	SHRIMP	Peucat <i>et al.</i> (2011)
	Charno-enderbite	ca 2.5 Ga	2086 ± 36	TIMS evap.	Ledru <i>et al.</i> (1994)
	Enderbite of Ipiáú	2634 ± 14	-	TIMS evap.	Ledru <i>et al.</i> (1994)
	Enderbite (TT2)	2675 ± 11	2080 ± 21	LA-ICPMS	Peucat <i>et al.</i> (2011)
	Enderbite (TT2-TT5)	2719 ± 10	-	SHRIMP	Silva <i>et al.</i> (2002)
	Charno-enderbite	ca 2.85 Ga	2078 ± 20	SHRIMP	Silva <i>et al.</i> (2002)
TT5	ca 2.7 e 2.9 Ga	2098 ± 11	SHRIMP	Peucat <i>et al.</i> (2011)	
Central Itabuna-Salvador-Curaçá Block	Granite (Bravo)	2063 ± 6		SHRIMP	Barbosa <i>et al.</i> (2008)
	Charnockite (Tanquinho)	2096 ± 3	-	TIMS evap.	Barbosa <i>et al.</i> (2008)
	Enderbite (Bravo)	2070 ± 3	-	SHRIMP	Barbosa <i>et al.</i> (2008)
	Charnockite (Jacuípe/C. Nova)	2126 ± 19	2082 ± 7	SHRIMP	Silva <i>et al.</i> (1997)
	Leucogabbro (Jacuípe)	2584 ± 8	2082 ± 17	SHRIMP	Oliveira <i>et al.</i> (2010)
	Charnockite (Jacuípe)	2634 ± 19 Ma (3.3 Ga)	2072 ± 22	SHRIMP	Silva <i>et al.</i> 1997
	Opx tonalite (Jacuípe)	2695 ± 12 Ma	2072 ± 15	SHRIMP	Silva <i>et al.</i> 1997
	Enderbite (Riachão de Jacuípe)	ca 2.2 (ca 2.8 Ga)	2028 ± 13	SHRIMP	Silva <i>et al.</i> (2002)
Northern Itabuna-Salvador-Curaçá Block	Itiuba syenite	2084 ± 9		SHRIMP	Oliveira <i>et al.</i> (2004)
	Itiuba syenite	2095 ± 5		TIMS evap	Conceição <i>et al.</i> (2003)
	Gabbro-norite (Medrado)	2085 ± 5		SHRIMP	Oliveira <i>et al.</i> (2004)
	Norite (Caraíba)	2580 ± 10	2103 ± 23	SHRIMP	Oliveira <i>et al.</i> (2004)
	Amphibolite (Caraíba)	2577 ± 110	2083 ± 4	TIMS	D'el-Rey Silva <i>et al.</i> (2007)
	Tonalite	2574 ± 6	2074 ± 14	SHRIMP	Oliveira <i>et al.</i> (2010)
Salvador-Esplanada Belt	Orthogneiss (Conde)	2169 ± 48 (discord.)	-	SHRIMP	Silva <i>et al.</i> (2002)
	Granodiorite (Aporá)	2954 ± 25	-	SHRIMP	Silva <i>et al.</i> (2002)
	Enderbite (Salvador)	2561 ± 7	2089 ± 11	SHRIMP	Silva <i>et al.</i> (1997)
	Granite(Salvador)	2064 ± 36	-	LA-ICPMS	This work

(iii) the Atlantic Coastal Margin, composed by Tertiary and Quaternary deposits of unconsolidated sediments (DOMINGUEZ *et al.* 1999).

Despite the lack of outcrops, the studies carried out by Barbosa *et al.* (2005), focusing on the western area of the horst, showed a great diversity of ortho- and paraderived metamorphic lithotypes of high and medium grade, which are polydeformed and frequently cut by mafic dykes and irregular monzo–syenogranitic bodies. Souza *et al.* (2010 and references therein), grouped these rocks into four units: (i) the predominant orthoderived granulites, with granulitized ultramafic and mafic enclaves; (ii) paraderived granulites; (iii) monzo–syenogranitic bodies and veins, and (iv) mafic dykes (Fig. 5.2).

Regarding the ductile deformations, at least three stages of continuous deformation were recorded by Barbosa *et al.* (2005) on the granulitic lithotypes, which are the host rocks of the monzo–syenogranitic bodies and veins in question. The main structures of the first stage comprised recumbent folds with sub-horizontal axes, which were isoclinally refolded during the second phase. These isoclinal folds have sub-vertical axial planes and sub-horizontal axes. The third phase includes transcurrent dextral shear zones, sub-parallel to the axial surfaces of the isoclinal folds, which are coeval with the second deformational phase and produce mineral stretching lineations parallel to their axes. U-Pb Monazite ages (in situ LA-ICPMS) indicate that the third deformational phase occurred at $2,064 \pm 9$ Ma (Souza 2013).

Numerous faults and fractures cut the granulitic rocks. The most significant are those oriented $N60^\circ$ - $N90^\circ$, associated with the intrusion of mafic dykes, and those oriented $N120^\circ$ - $N160^\circ$, where tabular bodies and monzo–syenogranitic veins were placed. In addition to these, faults oriented $N30^\circ$ have also been registered, and the Iguatemi and Jardim de Alah faults (Fig. 5.2) exhibit a general $N40^\circ$ orientation.

Although Souza *et al.* (2010 and references therein) have recently presented important results on the granulitic rocks, various geological problems still need to be solved. One of them, which regards the generation and age of the felsic magmatism of the Salvador-Esplanada Belt, will be dealt with later in the present study.

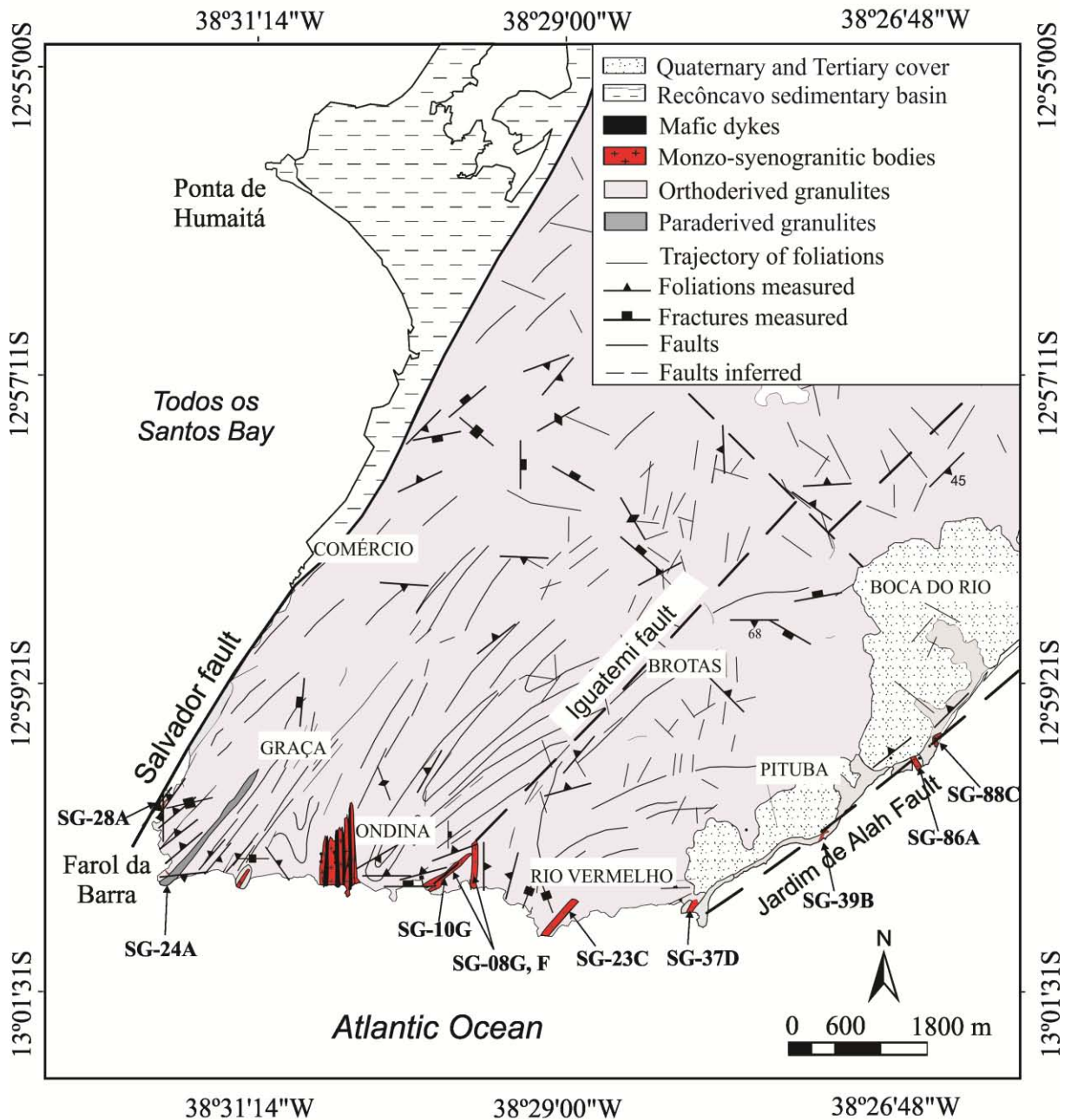


Figure 5.2 – Simplified geological map of the area with the location of the studied samples.

5.5 Petrological Setting

The monzo–syenogranitic dykes and veins outcropping along the coast of Salvador (Fig. 5.2) fill fractures in various directions. Two dominant directions are present:

1 - Fractures oriented N60°- N90°. The dykes exhibit fine to medium texture, are moderately deformed and present folds and boudinage when affected by the late

dextral shear zones correlated to the third stage of deformation of Barbosa *et al.* (2005). Mafic dykes were observed with the same orientation. In the outcrop of the Paciência Beach (SG-10F) for example, interpenetrations of mafic material in felsic material and vice versa were identified, characterizing a mingling-type heterogeneous mechanical mixture of basaltic and granitic magma (WALKER AND SKELHORN 1966, WIEBE 1991) (Fig. 5.3a, b).

2 – Fractures oriented $N40^{\circ}$ - $N70^{\circ}$. The dykes present medium to coarse texture and occur as vertical and sub-vertical bodies, with thickness ranging from 0.5 to 2 meters and keeping abrupt contacts with their host rocks (Fig. 5.3c). Irregular bodies are also found, with various thicknesses and diffuse contacts. On the edge of some of the granitoid dykes, in contact with the host rocks, pegmatitic facies were observed, probably related to late magmatic-hydrothermal processes.

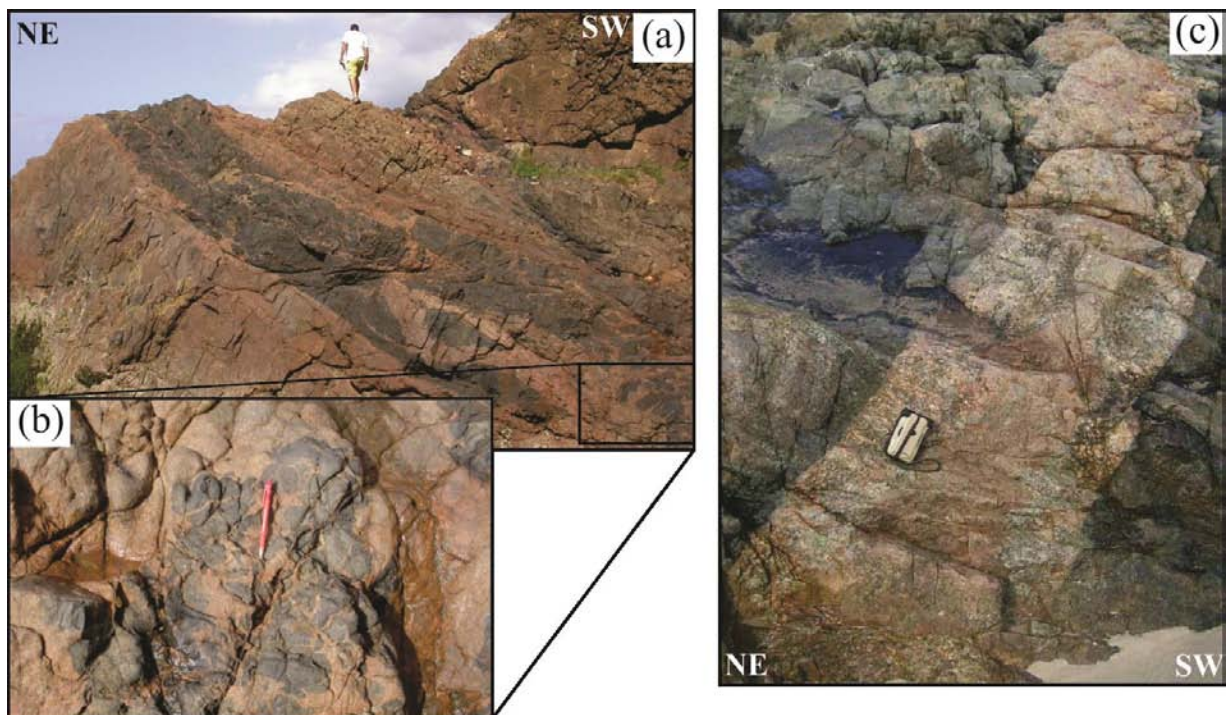


Figure 5.3 – Association of the monzo-syenogranitic veins – mafic dykes in fractures and faults with orientation of $N60^{\circ}$ - $N90^{\circ}$. (a) Panoramic view of Paciência Beach; (b) Detail of a mixture of basaltic and granitic magma (mingling). (c) Verticalized monzo-syenogranitic body with pegmatoid texture and abrupt contacts with its host rocks.

From a petrographic point of view, these felsic bodies and veins are classified as monzo-syenogranites. They show quartz (30-40%), microcline (30-40%), biotite (15%) and plagioclase (5-10%) as their principal minerals. Apatite, opaque minerals and zircon occur as accessory minerals.

The geochemical data of the major elements allowed classifying them as subalkaline and peraluminous (Fig. 5.4a, b), characterizing their origin as formed by the partial fusion of a crustal source. They are acidic rocks, with SiO_2 content ranging from 69 to 73% (Table 5.2). The Harker (1909) type binary diagrams show magmatic differentiation trends, in which TiO_2 , Na_2O , MgO , Sr , Zr and Ba are compatible to magmatic crystallization while K_2O and Rb are incompatible (Fig. 5.5). Furthermore, as shown in figure 5.6, these lithotypes are enriched with LREE ($136 < \text{La}_N < 602$) and present a strong negative Eu anomaly. The geochemical data of their trace elements, represented in discrimination diagrams of tectonic environment, are not conclusive. Most of them are located in the fields of intra-plate and syn-collision granites of Pearce *et al.* (1984), as well as in the field of post-collision granites of Pearce (1996) (Fig. 5.7a, b).

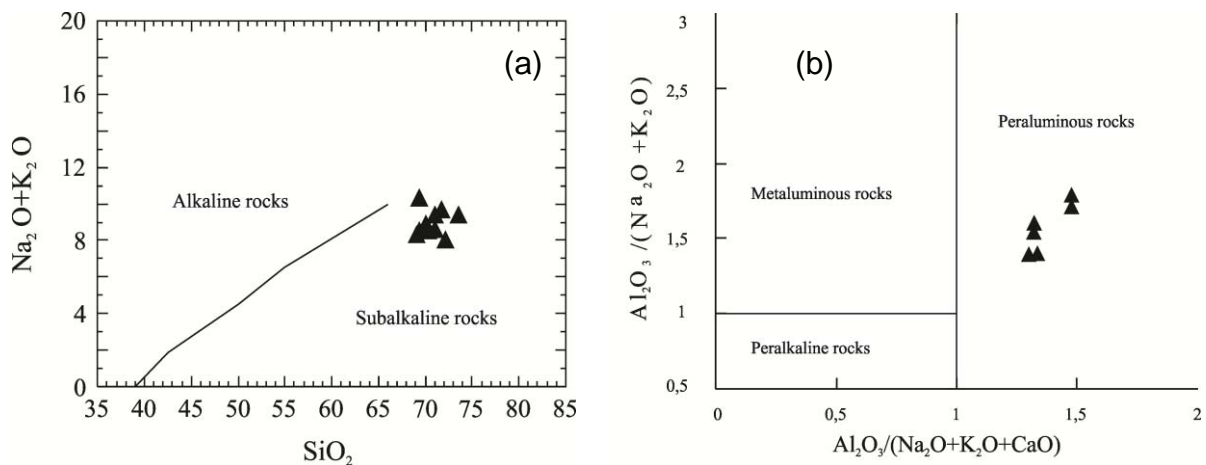


Figure 5.4 – (a) the $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ diagram of Irvine and Baragar (1971), showing the subalkalinity of the monzo-syenogranitic bodies of Salvador; (b) the $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO})$ diagram of Shand (1950), characterizing the peraluminous character of them.

Table 5.2 – Chemical analyses of the rock samples of monzo-syenogranitic bodies and veins of Salvador.

Sample	SG-37D	SG-28A	SG-36	SG-39B	SG-86A	SG-08G	SG-88C	SG-23C	SG-24A	SG-08F
SiO ₂	69,10	69,40	69,40	70,10	70,10	70,40	71,10	71,70	72,20	73,50
TiO ₂	0,61	0,12	0,73	0,73	0,56	0,60	0,55	0,23	0,33	0,23
Al ₂ O ₃	14,50	15,10	14,70	14,00	14,20	13,40	14,10	13,40	13,60	13,10
Fe ₂ O ₃	0,91	2,10	0,92	0,26	1,70	0,81	1,70	2,00	0,96	0,01
FeO	4,20	0,86	3,50	4,60	2,00	3,00	2,27	2,20	2,60	1,70
MnO	0,04	0,03	0,04	0,07	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,02
MgO	1,00	0,55	1,20	0,81	0,70	0,81	0,64	0,72	0,63	0,56
CaO	1,90	0,70	0,63	1,80	1,10	1,60	1,40	0,61	1,20	0,40
Na ₂ O	2,20	2,30	2,00	2,60	1,80	2,20	2,30	1,70	2,00	1,60
K ₂ O	6,10	8,00	6,50	6,00	7,10	6,30	7,10	8,00	6,00	7,80
P ₂ O ₅	0,18	0,06	0,18	0,23	0,16	0,20	0,16	0,03	0,08	0,14
PF		0,18				0,19			0,14	0,59
Total	100,74	99,22	99,80	100,20	99,45	99,35	100,35	100,62	99,64	99,06
V	39	16	41	46	59	37	44	8	19	8
Rb	195	164	206	162	217	213	173	333	284	335
Ba	1310	3729	1419	1590	1333	1468	1328	943	611	988
Sr	266	636	285	293	386	392	313	186	133	271
Nb	19	<5	11	13	15	58		18	38	25
Zr	820	323	829	859	979	786	853	211	407	417
Y	85	11	45	62	54	39	47	36	60	48
Th	<5	<5	<5	<5	6,3	29	7,6	113	68	55
La	134,79	22,48	50,95	49,91	66,10	178,90	83,50	221,00	140,27	209,20
Ce	229,31	30,01	115,88	97,81	120,00	324,50	157,00	378,50	273,40	394,30
Nd	50,36	7,78	40,45	39,18	57,60	103,90	68,80	159,00	106,80	131,90
Sm	6,90	1,21	6,77	7,68	9,40	17,57	10,90	18,37	18,33	20,52
Eu	0,18	1,29	0,63	1,05	1,93	2,33	2,23	2,14	1,40	1,83
Gd	3,94	0,98	4,58	6,07	8,54	10,04	8,90	11,50	13,13	11,22
Dy	1,51	0,47	1,46	2,47	5,24	5,31	5,06	5,09	7,07	4,92
Ho	0,29	0,10	0,26	0,01	0,98	1,08	1,02	0,96	1,19	0,88
Er	0,76	0,30	0,52	1,10	2,68	2,28	2,78	2,19	2,03	1,89
Yb	0,31	0,29	0,53	0,76	2,60	1,44	2,40	1,33	1,13	1,11
Lu	0,03	0,06	0,09	0,16	0,38	0,24	0,36	0,14	0,14	0,20

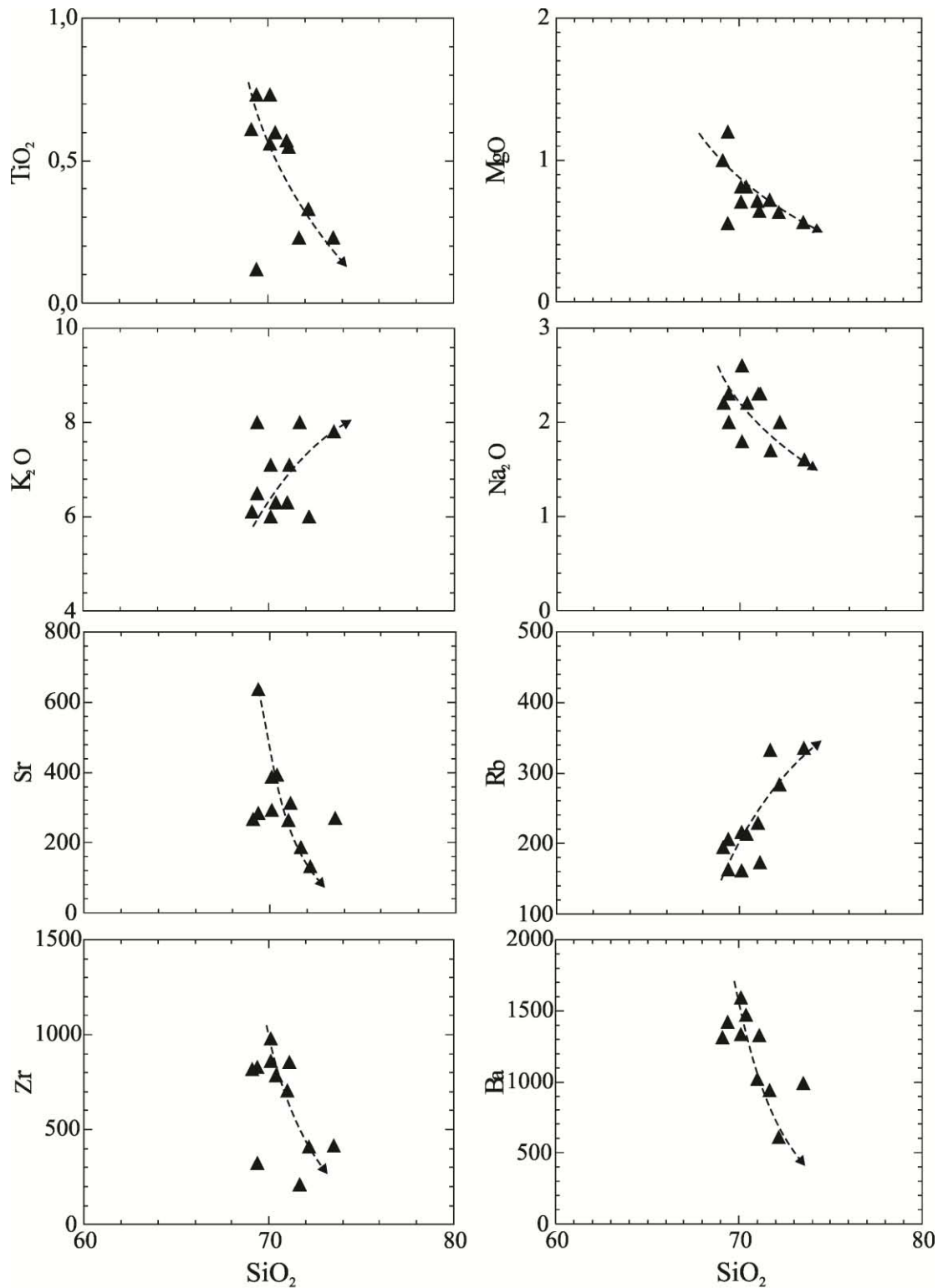


Figure 5.5 – Chemical variation diagrams of Harker (1909) for major and trace elements of the monzo-syenogranitic bodies of Salvador

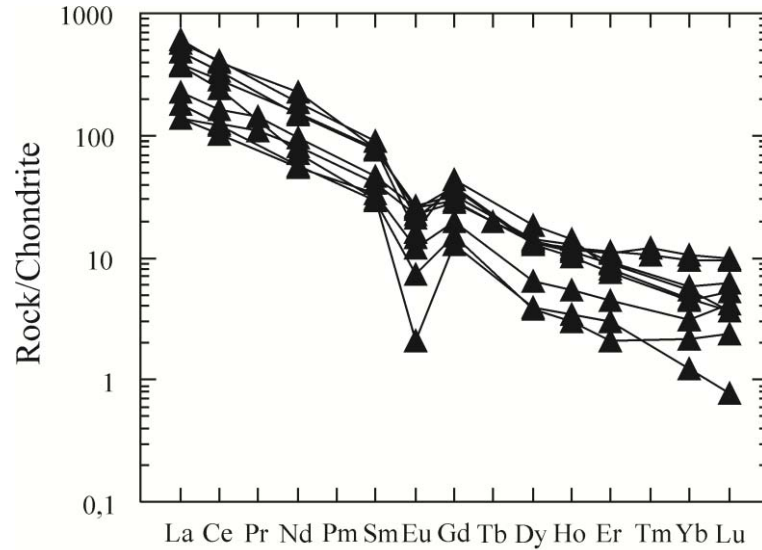


Figure 5.6 – Patterns of Rare Earth Elements for the monzo–syenogranitic bodies. The chondrite values are from Evensen *et al.* (1978).

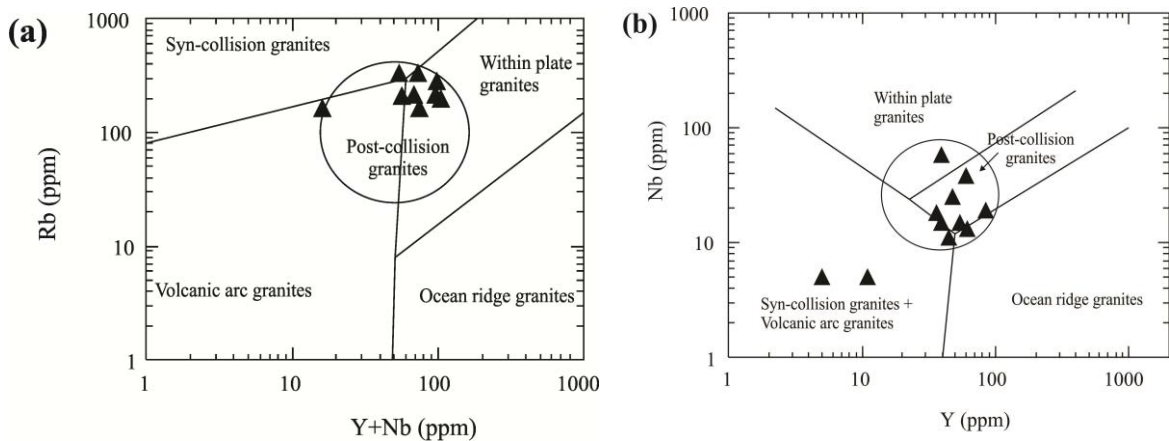


Figure 5.7 – (a) Rb versus (Nb + Y) diagram, discriminating tectonic environments for granites (PEARCE *ET AL.* 1984); (b) Nb versus Y diagram discriminating tectonic environments for granites (PEARCE *ET AL.* 1984). The ellipse corresponds to the field of post-collision granites of Pearce (1996).

5.6 Isotopic Geochemistry and Geochronology

The SG-10G sample of a monzo–syenogranite vein corresponds to a representative part of the felsic portion of the mingling-type mixture observed at Paciência Beach (Fig. 5.3b).

One sample (SG-10G) of the monzo-syenogranitic bodies was selected for zircon dating. This sample was intrusive into the orthoderivade granulites, at the Rio Vermelho district in the city of Salvador (Fig. 5.2 and Fig. 5.3). The protolith of these

granulites were dated at $2,561 \pm 7$ Ma and the granulite facies were $2,089 \pm 11$ Ma by SHRIMP zircon ages (SILVA *et al.* 1997).

Zircons are large, spot size in Figure 5.8 is ca 30 micrometre. They are mainly clear, euhedral, more or less elongated and without any visible inherited core (see TL images of grains 1.1 and 2.1 in Fig. 5.8). They are typical of high temperature types (S19-S24, Fig. 5.8, after PUPIN 1980), as generally observed in alkaline magmas. ICPMS data are concordant to slightly discordant and define an intercept age at $2,064 \pm 36$ Ma, with the mean of $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages being $2,067 \pm 13$ Ma in 21 analyses. These ages are similar to the TIMS evaporation age also obtained in this study at $2,064 \pm 6$ Ma (Table 5.3) and are interpreted as the age of the granitic magmas. Three grains exhibited zoned cores (see grains 8.1 and 19.1 in Fig 5.8), they showed $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages ca 2.3-2.4 Ga which were interpreted as an inheritance from the surrounding Archean basement.

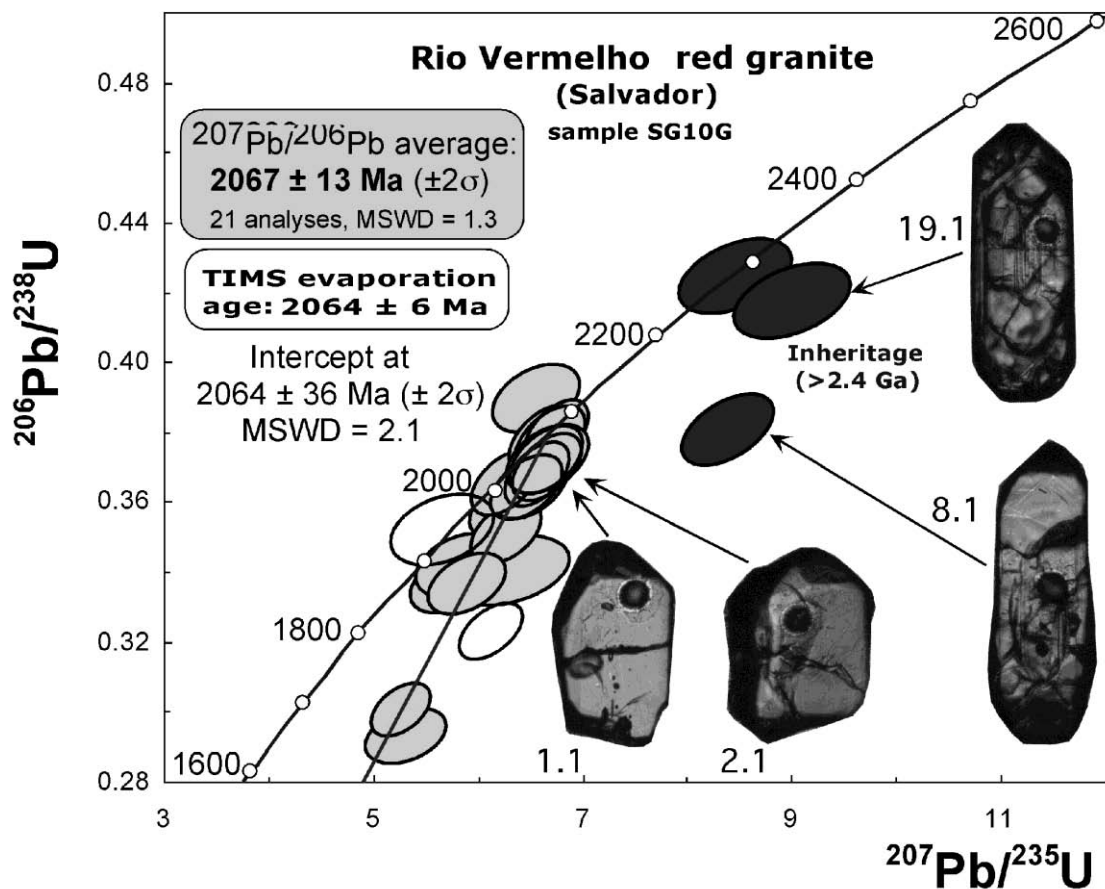


Figure 5.8 – Concordia diagram with U/Pb data in zircon crystals from the SG-10G sample obtained through LA-ICPMS. Images of zircon crystals under transmitted light. The circles correspond to the spots (20 μm).

Table 5.3 – U-Pb zircon LA-ICPMS analyses of the monzo–syenogranitic vein SG-10G of Salvador. (*) analyses of the core of zoned zircons.

Spot	U (ppm)	Th (ppm)	Pb (ppm)	Th/U	Radiogenic Ratios				Rho	Age (Ma)		
					²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2 σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2 σ		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2 σ	% Conf.
1.1	289	189	105	0.65	6.74422	0.24760	0.38040	0.00772	0.55	2067	46	99.5
2.1	185	98	63	0.53	6.56174	0.25392	0.36814	0.00752	0.53	2054	47	97.0
3.1	53	35	19	0.66	6.26562	0.48888	0.34072	0.00812	0.31	2123	65	90.0
4.1	226	141	82	0.62	6.22636	0.25570	0.35932	0.00740	0.50	2061	48	95.4
5.1	185	163	68	0.88	6.65582	0.27588	0.37035	0.00762	0.50	2056	48	97.3
6.1	75	89	26	1.19	5.74885	0.32160	0.33724	0.00734	0.39	2062	55	90.4
7.1	169	91	60	0.54	6.61456	0.26610	0.37814	0.00776	0.51	2066	48	99.2
8.1*	560	445	213	0.79	8.36682	0.32458	0.38075	0.00778	0.53	2437	46	84.6
9.1	161	84	57	0.52	6.25340	0.26074	0.36558	0.00754	0.49	2037	50	99.3
10.1	57	51	22	0.91	6.54712	0.33326	0.38979	0.00826	0.42	2066	53	97.5
11.1	221	117	66	0.53	6.67809	0.28180	0.37768	0.00780	0.49	2094	50	86.7
12.1	705	645	230	0.91	6.11791	0.24444	0.32341	0.00664	0.51	2162	49	83.1
13.1	151	207	54	1.37	6.44963	0.27900	0.36437	0.00754	0.48	2079	50	98.2
14.1	81	103	33	1.27	6.66357	0.32334	0.37270	0.00784	0.43	2049	53	97.8
15.1	167	136	60	0.81	6.26328	0.28008	0.35151	0.00732	0.47	2051	52	90.2
16.1	149	123	48	0.83	5.89366	0.29892	0.33694	0.00718	0.42	2045	55	90.1
17.1	62	115	32	1.86	8.43920	0.43292	0.42482	0.00900	0.41	2294	52	97.7
18.1	35	65	15	1.84	5.65214	0.39850	0.35236	0.00814	0.33	2045	65	94.1
19.1*	169	64	83	0.38	8.97502	0.45172	0.41770	0.00886	0.42	2387	52	100.2
20.1	160	119	47	0.74	5.30388	0.31966	0.29336	0.00654	0.37	2059	61	83.9
21.1	126	67	43	0.53	6.49940	0.30520	0.36499	0.00766	0.45	2083	54	94.8
22.1	68	68	27	1.00	5.82315	0.34050	0.34214	0.00752	0.38	2053	59	92.1
23.1	1252	153	330	0.12	5.25620	0.23316	0.30106	0.00628	0.47	2044	53	84.9
24.1	254	166	91	0.66	6.50761	0.28556	0.37321	0.00774	0.47	2049	53	99.4

Whole rock Sm-Nd data obtained from the same sample were as follows: Sm = 22.9219 ppm; Nd = 134.6957 ppm; $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1028$; $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.5110$. These data provided a model-age (T_{DM}) of 2.859 Ga, and $\epsilon_{\text{Nd}(0)} = (-30.9)$. Considering the 2.07 Ga crystallization age, the parameter $\epsilon_{\text{Nd}(2.07\text{Ga})}$ results in the value of (-6.08) , suggesting an important participation of a crustal component in the formation of these granites.

5.7 Discussions and Conclusions

The data obtained in the present study from the monzo–syenogranitic bodies and veins intrusive into the granulites of Salvador allow to classify them as subalkaline and peraluminous, indicating a possible origin from the partial fusion of a crustal source, corroborated by the negative values of $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ (-6.08) . The rocks are enriched with LREE and present strong negative Eu anomalies.

The Sm-Nd model-age (T_{DM}) around 2.9 Ga seems to indicate a Neoproterozoic source for these lithotypes. The U-Pb zircon age of $2,064 \pm 36$ Ma obtained in the present study is similar to the U-Pb (SHRIMP) and Pb-Pb (evaporation) ages of the syenites from the Itabuna-Salvador-Curaçá Orogen, where ages ranged from 2.06 Ga to 2.09 Ga (PEUCAT *et al.* 2011 and references therein) (Table 5.1).

Based on the present results and on recent studies performed by Souza (2013) the monzo-syenogranites can be positioned as late- to post-tectonic granites, since they exhibit deformation related to the late dextral shear zones dated at $2,064 \pm 9$ Ma (in-situ LA-ICPMS monazite).

Moreover, taking into account the age of $2,083 \pm 4$ Ma attributed to the metamorphism of the Itabuna-Salvador-Curaçá Orogen (PEUCAT *et al.* 2011), the geochemical and geochronological data found in this study are compatible with the geodynamic model proposed by Barbosa and Sabaté (2002, 2004), as well as with the tectonic evolution of the northeastern part of the Itabuna-Salvador-Curaçá Orogen proposed by Oliveira *et al.* (2010). Similarly to our conclusion, these geodynamic models include some peraluminous types as late-tectonic granites, which are undeformed or rather weakly deformed, and cut through the older granulitic rocks and exhibit negative values of $\epsilon_{\text{Nd}(T)}$ between -13 and -5 .

5.8 Acknowledgements

We wish to acknowledge the CNPq for the resources provided for the field work, to CAPES for the Doctorate degree grant of the first author, to CAPES-COFECUB (project No. 624/09) that financed the reciprocal visits † of the second author in Brazil and of the third author in France at the *Université Blaise Pascal*. We also thank CBPM and CPRM for the resources provided for laboratorial work.

CAPITULO 6 - CONCLUSÕES

Neste trabalho foram apresentados os resultados obtidos através de pesquisas petrológicas, deformacionais e geocronológicas nas rochas predominantes no embasamento da cidade de Salvador. Em dois artigos foram expostas as principais características mineralógicas, geoquímicas e estruturais dos litotipos apropriados para o estabelecimento da trajetória do metamorfismo e da cronologia das fases de deformação paleoproterozoica no Cinturão Salvador-Esplanada. Com isso, além de estimar as condições barométricas e termométricas de formação/transformação dessas rochas, houve uma primeira tentativa de correlação entre os estágios de deformação observados nos litotipos de Salvador, com as etapas registradas e amplamente estudadas, de desenvolvimento do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá.

A análise estrutural realizada nas rochas granulíticas paraderivadas que são encontradas na região da Praia do Farol da Barra, somadas aos dados termobarométricos e geocronológicos, permitiu interpretar que essas rochas foram afetadas por, pelo menos, duas fases de deformação dúctil (D_n e D_{n+1}), ambas associadas à orogenia paleoproterozoica (Fig. 6.1).

A primeira fase de deformação (D_n) é caracterizada pelo desenvolvimento de uma foliação (S_n) paralela ao bandamento gnáissico, onde as rochas mais competentes foram boudinadas. Associada à foliação principal observam-se dobras isoclinais, intrafoliais, com planos axiais paralelos a S_n (Fig. 6.1). Esta foliação tem orientação preferencial NE-SW, com baixo ângulo, ora mergulhando para NW ora para SE, mas, por vezes, é verticalizada pela D_{n+1} . A fase D_n também se caracteriza por lineações de estiramento mineral com orientação NE-SW, sub-horizontais (*strike-slip*), com caimento tanto para NE quanto para SW, configurando a geometria de dobramento, com orientação do plano axial em N70-80°.

A segunda fase de deformação (D_{n+1}) é também caracterizada pela formação de uma foliação milonítica (S_{n+1}) associada a um sistema anastomótico de zonas de cisalhamento subverticais, que transpõe as estruturas da fase D_n . Estas são subparalelas

ao plano axial do dobramento da foliação S_n e lineações de estiramento mineral, de maneira geral, *strike-slip* e cinemática predominantemente dextrógira (Fig. 6.1).

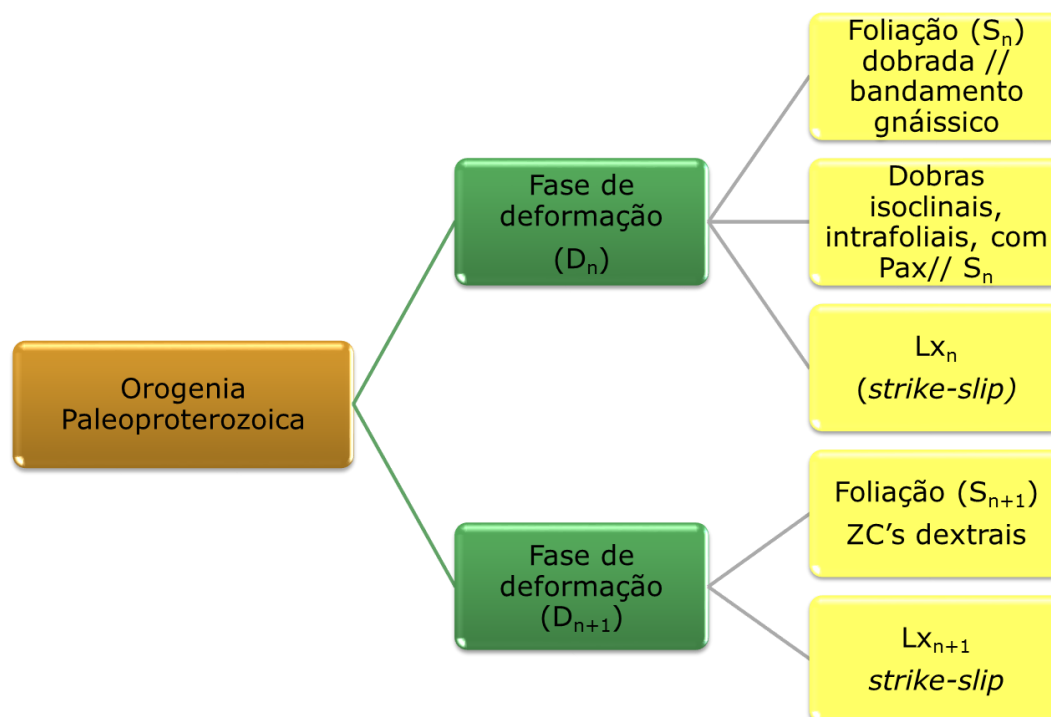


Figura 6.1 – Síntese da análise estrutural realizada nas rochas granulíticas paraderivadas do afloramento do Farol da Barra, mostrando as fases deformacionais e estruturas associadas.

Os estudos termobarométricos evidenciaram que as condições de pressão e temperatura (P-T) do metamorfismo, das rochas estudadas no domínio da fase D_n , são em torno de 8,6 kbar e 830 °C (fácies granulito) que obliterou as estruturas anteriores. Os estudos geocronológicos estimaram uma idade de 2095±210 Ma, confirmando a contemporaneidade com o metamorfismo de alto grau registrado no Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá (2083 ±5 Ma, PEUCAT ET AL. 2011).

Para as rochas do domínio da fase D_{n+1} , a termobarometria permitiu estimar condições entre 7,5 kbar e 780 °C (fácies granulito), sendo interpretada como uma progressão da fase D_n , associado à geração de zonas de cisalhamento predominantemente dextróginas e falhas dúcteis-rúpteis, no final da orogenia. Esta possui idade de 2064 ±9 Ma, obtida em monazita associada à foliação S_{n+1} . Esta fase também está associada à geração e colocação dos corpos monzo-sienograníticos (2064 ±36 Ma, U-Pb zircão). Estes corpos representam líquidos magmáticos que foram gerados na crosta inferior e que ascenderam ao longo de zonas de cisalhamento da fase D_{n+1} para os níveis crustais superiores.

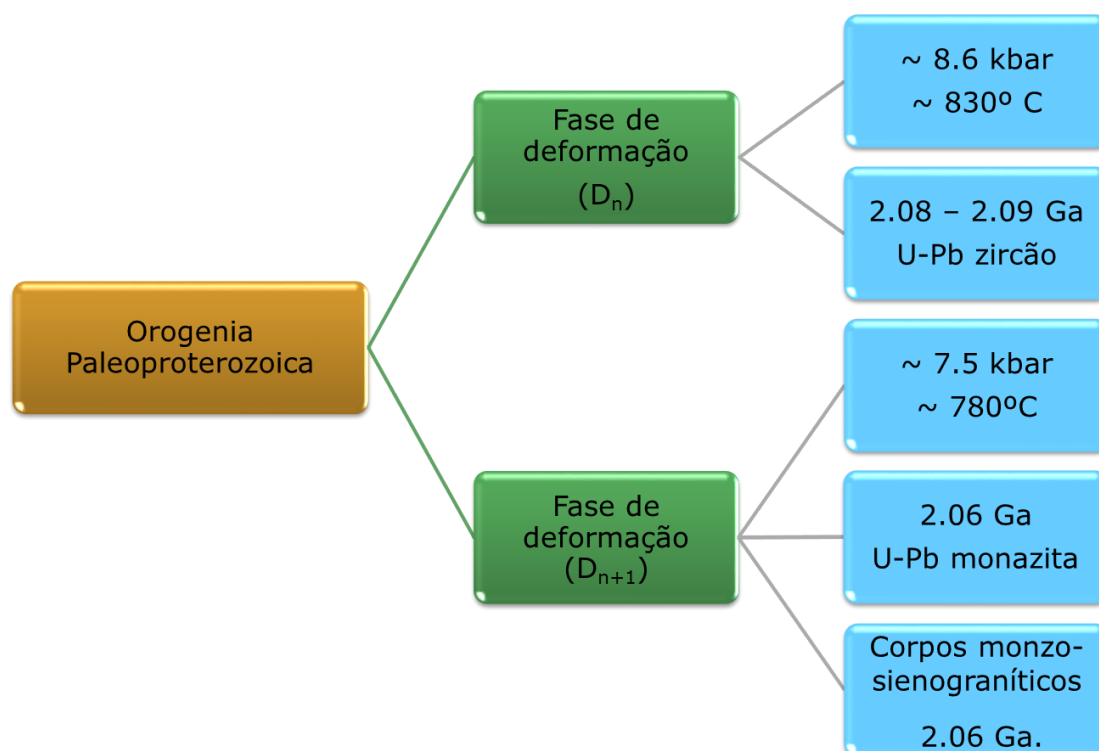


Figura 6.2 – Síntese dos estudos termobarométricos e geocronológicos realizados nas rochas granulíticas paraderivadas dos afloramentos do Farol da Barra e Morro do Cristo, mostrando as fases deformacionais e as estimativas das condições metamórficas e idades obtidas.

Diante desses dados considera-se que a primeira fase de deformação D_n é o resultado do espessamento crustal relacionado à colisão tectônica dos quatro blocos arqueanos (Gavião, Serrinha, Jequié e Itabuna-Salvador-Curaçá) no Paleoproterozoico (BARBOSA & SABATÉ 2002, 2004). Por sua vez, a segunda D_{n+1} , é considerada como uma progressão da história deformacional, haja à vista que as estruturas preservadas de ambas as fases deformacionais são compatíveis com um encurtamento NW-SE, que predomina na região.

Quanto à idade dos protólitos das rochas granulíticas em foco, os estudos geocronológicos mostraram, no mínimo, dois conjuntos de idades U-Pb zircão: o primeiro possui idades em torno de 2,4 Ga e, o segundo tem idades entre 2,1 e 2,2 Ga. Esta variação nas idades em zircão dos granulitos considerados por Barbosa *et al.* (2005) e Souza *et al.* (2010) como ortoderivados, que ocorrem no afloramento do Morro do Cristo, podem indicar que seus protólitos teriam origem sedimentar. Esses cristais de zircão viriam da erosão de rochas ortoderivados diversas que ocorrem nas vizinhanças. O material erodido seria depositado em pequenas bacias, associado a sedimentos pelíticos. Esses últimos deram origem aos granulitos paraderivados com a presença dos minerais

aluminosos (e.g. granada, cordierita, sillimanita). Sugere-se então que, sejam usados outros isótopos, e.g. samário e neodímio, para uma melhor caracterização dos protólitos destas rochas metamórficas de alto grau.

Quanto às rochas intrusivas ácidas, as pesquisas realizadas mostram que os corpos monzo-sienograníticos são rochas peraluminosas, com origem a partir da fusão parcial de uma fonte crustal, característica corroborada pelos valores negativos de $\epsilon_{Nd(t)}$ (- 6,08). Estes são posicionados como granitos tardi a pós-tectônicos, visto que, por vezes são afetados pelas zonas de cisalhamento dextrógiras.

Os dados geocronológicos encontrados para as rochas em foco são compatíveis com o modelo geodinâmico proposto por Barbosa & Sabaté (2002, 2004) e com a evolução da parte nordeste do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá proposta por Oliveira *et al.* (2010).

Vale ressaltar que, na orla marítima de Salvador podem ser encontrados outros afloramentos com características interessantes para a evolução do conhecimento geodinâmico do Cinturão Salvador-Esplanada. Como exemplo, pode-se citar a ocorrência de rochas contendo safirina e ortopiroxênio, no afloramento da Praia da Paciência no Bairro do Rio vermelho, um possível registro de metamorfismo de Ultra Alta Temperatura em Salvador, e de rochas migmatíticas no afloramento do Farol de Itapuã que pode indicar a presença de rochas anfíbolíticas na porção nordeste da cidade.

Enfim, salienta-se que os resultados obtidos nesta pesquisa ampliam o conhecimento geológico da área, visto que se conseguiu obter informações inéditas e integrar dados relevantes, fornecendo subsídios importantes para o Mapa Geológico de Salvador, em elaboração. Além de representar uma primeira tentativa de correlacionar a evolução tectônica do Cinturão Salvador-Esplanada com a história geodinâmica do Cráton do São Francisco.

Referencias

-
- ALIBERT C. & BARBOSA J. F. S. 1992. Âges U–Pb déterminés à la SHRIMP sur des zircons du Complex de Jequié, Cráton du São Francisco, Bahia, Brésil. In: 14 Réun. Sci. Terre, Toulouse, França, 4.
- ALKMIM, F. F.; BRITO NEVES B. B.; ALVES. J. A. C. 1993. Arcabouço tectônico do Cráton do São Francisco – Uma revisão. In: DOMINGUEZ JML & MISI A (Ed.). O Cráton do São Francisco. Salvador, SBG–NBA/SE, SGM, CNPq: 45–62.
- ALMEIDA F. F. M. 1969. Diferenciação tectônica da plataforma brasileira. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 23, Salvador, Anais: 29-46.
- ALMEIDA, F. F. M. 1977. O Cráton do São Francisco. Rev. Bras. Geoc. **7**: 349–364.
- ALMEIDA F. F. M., BRITO NEVES B. B., CARNEIRO C. D. R. 2000. The origin and evolution of the South American Platform. Ear. Sci. Rev., **50**:77-111
- ALVES DA SILVA, F.C.; BARBOSA, J.S.F.; DASMASCENO, J.A. 1996. Estilo deformacional das rochas de alto grau metamórfico da região de Ipiaú, SE da Bahia. In: CONG. BRAS. GEOL., 39, Salvador, 1996. Bol. Res. Expan... Salvador, SBG. 6:262-266.
- ARCANJO, J.B.A. BARBOSA, J.S.F. OLIVEIRA, J.E. DE. 1992. Caracterização petrográfica e metamórfica dos granulitos do Arqueano/Proterozóico Inferior da Região de Itabuna – Bahia. Revista Brasileira de Geociências. 22(1): 47-55.
- AYRTON S.N. 1991. Appinities, lamprophyres and mafic microgranular enclaves: three related products of interaction between acid and basic magmas. In: J. Didier & B. Barbarin (eds.) *Enclaves and Granite Petrology*. Elsevier, Amsterdam, pp.: 465-476.
- BARBOSA, J.S.F. 1990. The granulites of the Jequié Complex and Atlantic Coast Mobile Belt, Southern Bahia, Brazil - An expression of archaen early proterozoic

plate convergence. Granulites and Crustal Evolution. In: D. Vielzeuf, And Ph. Vidal (Eds.). Springer-Verlag:195-221, Clermont Ferrand, France.

BARBOSA J.S.F. 2004. Mapa geológico da cidade de Salvador. Relatório e anexos, CNPq/IG-UFBA, 43 pp.

BARBOSA J.S.F. & FONTEILLES M. 1989. Caracterização dos Protólitos da Região Granulítica do Sul da Bahia, Brasil. *Rev. Bras. Geoc.*, **19**:3-16.

BARBOSA J.S.F. & DOMINGUEZ J.M.L. (Eds.) 1996. *Texto Explicativo para o Mapa Geológico ao Milionésimo*. SICM/ SGM, Salvador, (Edição Especial), 400 pp.

BARBOSA J.S.F. & SABATÉ P. 2002. Geological features and the Paleoproterozoic collision of four Archaean Crustal segments of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil. A synthesis. *Anais Acad. Bras. Ciências*, **74**(2):343-359.

BARBOSA J.S.F. & SABATÉ P. 2004. Archean and Paleoproterozoic crust of the São Francisco Cráton, Bahia, Brazil: geodynamic features. *Prec. Res.*, **133**:1-27.

BARBOSA, J. S. F. & SOUZA, J. S. DE. 2007. *Geologia da Cidade de Salvador, Bahia, Brasil*. Relatório e anexos, CNPq/IGEO–UFBA, 69 p.

BARBOSA, J.S.F., ARCANJO, A.B.J. ALVES DA SILVA, F.C. PINHO, I.C.A. OLIVEIRA, M.P.S. SAVINI, D.S. (1996). Geologia das rochas de alto grau metamórfico da região de Ipiaú – sudeste da Bahia-Brasil. In: CONG. BRAS. GEOL., 39, Salvador, 1996. Anais. Salvador, SBG, 6: 272-279.

BARBOSA, J.S.F., MARTIN, H., PEUCAT, J.J., 2004. Archaean/Palaeoproterozoic Crustal Domic Evolution of the Lage, Mutuipe, Brejões and Santa Ines Région. Jequié Block, Bahia, Brazil. *Precambrian Res.* 135, 105–131.

BARBOSA J.S.F., CORRÊA-GOMES L.C., DOMINGUEZ, J. M. L., CRUZ S. A S., SOUZA, J. S. 2005. Petrografia e Litogeoquímica das Rochas da Parte Oeste do alto de Salvador, Bahia, *Rev. Bras. Geoc.*, Volume **35**(4 - Suplemento): 9-22.

BARBOSA, J.F.S., PEUCAT, J.J., MARTIN, H., DA SILVA, F.A., DE MORAES, A.M., CORRÊA- GOMES, L.C., SABATÉ, P., MARINHO, M.M., FANNING, C.M.F., 2008. Petrogenesis of the late-orogenic bravo granite and surrounding high-grade country rocks in the paleoproterozoic orogen of Itabuna-Salvador-Curaçá block, Bahia, Brazil. *Precambrian Research* 167, 35-52.

BARBOSA, J. S. F.; CRUZ, S. C. P. ; SOUZA, J. S. DE. 2012. Terrenos Metamórficos do Embasamento. In: Barbosa J.S.F, Mascarenhas J.F., Correa-Gomes,L.C. Dominguez,J.M.L. J Souza..S. de (Org.). *Geologia da Bahia, pesquisa e atualização*. 1ed.Salvador: Companhia Baiana de Pesquisa Mineral, v. 1, p. 101-201.

BASTOS LEAL, L.R., TEIXEIRA, W., CUNHA, J.C., MACAMBIRA, M.J.B., 1998. Archean tonaliticetrondhjemitic and granitic plutonism in the Gavião block, São Francisco Craton, Bahia, Brazil: geochemical and geochronology characteristics. *Revista Brasileira de Geociências* 2, 209-220.

BASTOS LEAL, R.L., CUNHA, J.C., CORDANI, U.G., TEXEIRA, W., NUTMAN, A.P., LEAL, A.B.M., MACAMBIRA, J.B.M., 2003. SHRIMP U-Pb $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ zircon dating and Nd isotopic signature of the Umburunas greenstone belts, Northern São Francisco cráton, Brazil: evidence for intraplate extensional tectonics between 3340-3150 Ma. *Journal of South American Earth Sciences* **15**: 775-785.

BERTHE D., CHOUKROUNE P. AND JEGOUZO P. 1979. Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granites: example of the south armorican shear zone. *J. Struct. Geol.* **1**:31-42.

BITTENCOURT, A.C.S.P.; FARIAS, F.; ZANINI JR, A. 1987. Reflexo das Variações Morfodinâmicas Praiais nas Características Texturais da Praia de Armação, Salvador, Bahia. *Rev. Bras. Geoc.*, **17**: 276-282.

BITTENCOURT, A. C. S. P. ; DOMINGUEZ, J. M. L.; MARTIN, L.; SILVA, I. R. 2000. Patterns of Sediment Dispersion Coastwise the State of Bahia- Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **72** (2): 271-287.

BLAKE D.H., ELWELL R. W. D., GIBSON I. L., SKELHORN R.R., WALKER G. P. L. 1965. Some relationships resulting from the intimate association of acid and basic magmas. *Q. J. Geol. Soc.*, **121**:31-50.

BRITO NEVES, B. B. CORDANI, J. R. F. TORQUATO, J. R. 1980. Evolução Geocronológica do Pré-cambriano do Estado da Bahia. *Geologia e Recursos Minerais da Bahia – Textos Básicos*, 3 (3): 1–101

BRITO NEVES B.B., SANTOS E.J., VAN SCHMUS W. R. 2000. Tectonic history of the Borborema province. In: U.G.Cordani; E.J. Milani; A Thomaz Filho; D.A. Campos (eds.) *Tectonic Evolution of the South America*. 31st International Geological Congress, 2000, Rio de Janeiro, Brasil, 151-182

CAIXETA, J.M., BUENO, G.V., MAGNAVITA, L.P., FEIJÓ, F.J. 1994. Bacias do Recôncavo, Tucano e Jatobá. *Boletim Geociências Petrobrás*, Rio de Janeiro, 8 (1): 163-172.

CBPM & CPRM, 2003 *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia–SIG–Sistema de Informações Geográficas*, 1:1.000.000. Governo do Estado da Bahia

CELINO J.J. & CONCEIÇÃO H. 1983. Granito porfiróide – evidência de magmatismo ácido tardio na faixa granulítica Atlântica, Salvador, Bahia. *In: UFBA, Sem. Est. Pesq.*, 5, *Bol. Res.*, 30.

CELINO J.J., CONCEIÇÃO H., CORRÊA-GOMES L.C. 1984. Monzogranito porfirítico: magmatismo ácido tardio no Cinturão Granulítico Atlântico, Salvador, Bahia. *In: SBG, Congr. Bras. Geol.*, 33, *Bol. Res.* 157-158.

CHALLANDES, N., MARQUER, D., VILLA, I. M. 1998. Dating the evolution of C-S microstructures: a combined ^{39}Ar - ^{40}Ar step-heating and UV laserprobe analysis of the Alpine Roffna shear zone. *Chemical Geology* 197, 3–19.

CHARDON, D., GAPAIS, D., CAGNARD, F., 2009. Flow of ultra-hot orogens: a view from Precambrian, clues for the Phanerozoic. *Tectonophysics* 477 (3–4), 105–118, doi:10.1016/j.tecto.2009.03.008.

CLEMENS, J.D., HOLLOWAY, J.R. AND WHITE, A.1.R., 1986. Origin of A-type granites: experimental constraints. *Am. Mineral.*, **71**: 317-324.

COLLINS, W.J., BEAMS, S.D., WHITE, A.J.R. AND CHAPPELL, B.W., 1982. Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia. *Contrib. Mineral. Petrol.* **80**: 189-200.

CONCEIÇÃO, H., ROSA, M.L.S., MACAMBIRA, M.J.B., SCHELLER, T., MARINHO, M.M., RIOS, D.C., 2003. 2,09 Ga idade mínima da cristalização do Batólito Sienítico Itiúba: um problema para o posicionamento do clímax do metamorfismo granulítico (2,05- 2,08 Ga) no Cinturão Móvel Salvador-Curaçá, Bahia. *Revista Brasileira de Geociências* 33 (3), 395-398.

CONNOLLY, J.A.D. AND PETRINI, K., 2002. An automated strategy for calculation of phase diagram sections and retrieval of rock properties as a function of physical conditions. *J. Metamorphic Geol.*,

CORRÊA-GOMES L. C. 1992. *Diques máficos: Uma reflexão teórica sobre o tema e o seu uso no entendimento prático da geodinâmica fissural*. Dissertação de Mestrado, IG/UFBA, 196p.

CORRÊA GOMES L.C., TANNER DE OLIVEIRA M. A F., MOTTA A. C., CRUZ M. J. M. (Eds.) 1996. *Província de Diques Máficos do Estado da Bahia Mapa, estágio atual do conhecimento e evolução temporal*. SICM/ SGM, Salvador (Edição Especial), 144p.

CREASER, R. A., PRICE, R. C., WORMALD, R. J., 1991. A-type granites revisited: Assessment of a residual-source model: *Geology*, **19**:163-166

CRUZ, S. A. S. 2005. *Caracterização Petrográfica, Petroquímica e Estrutural do Embasamento Cristalino da Cidade de Salvador–Bahia/Porção Oeste*. Trabalho Final de Graduação. IGEO–UFBA. Salvador–BA. 64 p.

CRUZ, S. C. P., PEUCAT, J-J, TEIXEIRA, L., CARNEIRO, M. A. MARTINS, A. M. SANTANA, J, SOUZA, J. S.; BARBOSA, J. S. F. LEAL, A. B. M. DANTAS, E.;

PIMENTEL, M. 2012. The Caraguataí syenitic suite, a ca. 2.7 Ga-old alkaline magmatism (petrology, geochemistry and UePb zircon ages). Southern Gavião block (São Francisco Craton), Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **37**: 1-18,

CUNHA, J.C., BARBOSA J.S.F, MASCARENHAS J.F., 2012. Greenstone Belts e Sequencias Similares. In: Barbosa J.S.F, Mascarenhas J.F., Correa-Gomes,L.C. Dominguez,J.M.L. Souza. J. S. de (Org.). *Geologia da Bahia, pesquisa e atualização*. 1ed.Salvador: Companhia Baiana de Pesquisa Mineral, 1: 203-325.

DALTON DE SOUZA, J; KOSIN, M; MELO, R. C.; SANTOS, R. A.; TEIXEIRA, L. R.; SAMPAIO, A. R.; GUIMARÃES, J. T.; VIEIRA BENTO, R.; BORGES, V. P.; MARTINS, A. A. M.; ARCANJO, J. B.; LOUREIRO, H. S. C.; ANGELIM, L. A. A.; 2003. Mapa Geológico do Estado da Bahia – Escala 1:1. 000.000. Salvador: CPRM, 2003. Versão 1.1. Programas Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo e Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB). Convênio de Cooperação e Apoio Técnico-Científico CBPM-CPRM.

DE LA ROCHE H., LETERRIER J., GRANDCLAUDE P., MARCHAL M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagram and map of element analyses. Its relationships with current nomenclature. *Chem. Geol.*, **29**:183-210.

D'EL-REY SILVA, L.J.H., DANTAS, E.T., TEIXEIRA, J.B.G., LAUX, J.H., DA SILVA, M.G., 2007. U-Pb and Sm-Nd geochronology of amphibolites from the Curaçá belt, São Francisco Craton, Brazil: tectonic implications. *Gondwana Research* 12, 454-467.

DELGADO I.M., SOUZA J.D., SILVA L.C., SILVEIRA FILHO N.C., SANTOS R.A., PEDREIRA A.J., GUIMARÃES J.T., ANGELIM L.A.A., VASCONCELOS A.M., GOMES I.P., LACERDA FILHO J.V, VALENTE C.R., PERROTTA M.M., HEINECK C.A. 2002. Escudo Atlântico, In: Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Vidotti M., Gonçalves J.H. (eds.) *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. 1 DVD.

DOMINGUEZ, J. M. L. & BITTENCOURT, A. C. DA S. P. 2012, A Zona Costeira do Estado da Bahia. In: Barbosa J.S.F, Mascarenhas J.F., Correa-Gomes, L.C. Dominguez, J.M.L. Souza. J. S. de (Org.). Geologia da Bahia, pesquisa e atualização. 1ed. Salvador: Companhia Baiana de Pesquisa Mineral, v. 2, p. 395-425.

DOMINGUEZ, J.M.L., MARTIN, L., BITTENCOURT, A.C.S.P, TESTA, V., LEÃO Z. M.A.N., SILVA, C. DE C., 1999. Atlas Geoambiental da Zona Costeira do Estado da Bahia, Convênio UFBA/SME

DRUGUET E., CZECKB D. M., CARRERAS J., CASTAÑO L. M. 2008. Emplacement and deformation features of syntectonic leucocratic veins from Rainy Lake zone (Western Superior Province, Canada) *Precambrian Research* **163**: 384–400

DUMOND, G., GONCALVES, P., WILLIAMS, M.L., AND JERCINOVIC, M.J., 2010, Sub-horizontal fabric in exhumed continental lower crust and implications for lower crustal flow: Athabasca granulite terrane, western Canadian Shield: Tectonics. Eby, G.N., 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications. *Geology* **20**: 641-644.

EBY, G.N., 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications. *Geology* **20**: 641-644.

EBY, G.N., 1990. The A-type granitoids: a review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis. *Lithos* **26**:115-134.

EVENSEN N. M., HAMILTON P. J., O'NIONS R. R. 1978. Rare earth abundances in chondrite meteorites. *Geoch. Cosmoch. Acta.* **42**:1199-1212.

FETTES, D. & DESMONS, J. (Ed) 2007. Metamorphic Rocks: A Classification and Glossary of Terms. Cambridge University Press. 256 p.

FIGUEIREDO M. C. H. 1989. Geochemical evolution of eastern Bahia, Brazil: A probably Early Proterozoic subduction-related magmatic arc. *J. South Amer. Earth Science.* **2**: 131–145.

FIGUEIREDO, M.C.H. & BARBOSA, J.S.F. 1993. Terrenos metamórficos de alto grau do Cráton do São Francisco. In: Simpósio Sobre o Cráton do São Francisco, 2, Salvador, SBG, SGM, CNPq. 63-84.

FORNARI A & BARBOSA J. S. F. 1992. Litogeoquímica do Batolito Enderbítico-Cranockítico do Complexo Jequié, na região de Laje e Mutuípe, Bahia. *Rev Bras Geoc* 24 (1): 13-21.

FUJIMORI S. 1968. Granulitos e charnockitos de Salvador (Ba). *Anais Acad. Bras. Ciências*, **40**:181-202.

FUJIMORI S. 1988. Condições de P-T de formação dos granulitos do Farol da Barra, Salvador, Bahia, Brasil. *Rev. Bras. Geoc.*, **18**:339-344.

FUJIMORI S. AND ALLARD G. O. 1966. Ocorrência de safirina em Salvador, Bahia. *Bol. Soc. Bras. Geol.*, **15**:67-81.

GAPAIS D., BALE P., CHOUKROUNE P., COBBOLD P., MAHDJOUR Y AND MARQUER D. 1987. Bulk kinematics from shear zone patterns some field examples. *J. Struct. Geol.*, 9, 5/6, 635-646.

GONCALVES, P., NICOLLET, C., LARDEAUX, J.M., 2003. Finite strain pattern in the Andriamena unit (north-central Madagascar): evidence for late Neoproterozoic–Cambrian thrusting during continental convergence. *Precambrian Research* **123**, 135–157.

GONCALVES, P., NICOLLET, C. & MONTEL, J. M., 2004. Petrology and in-situ U–Th–Pb monazite geochronology of ultra-high temperature metamorphism from the Andriamena mafic unit, north-central Madagascar: significance of a petrographical PT path in a polymetamorphic context. *Journal of Petrology*, **10**,1923–1957

GONÇALVES J. C. V., MOREIRA M. D., BORGES V. P. 2008. Materiais de Construção Civil na Região Metropolitana de Salvador. Série Rochas e minerais industriais - CPRM 53p

HARKER A. (Ed) 1909. The natural history of Igneous rocks. New York, Macmillian Publish. Co., Inc. 384 p.

HOLLAND, T.J.B. & POWELL, R., 2002. An internally consistent dataset for phases of petrological interest. *Journal of Metamorphic Geology*, **42**, 673–683.

HURAI, V., PAQUETTE, J.L, HURAIÓVÁ, M., KONECNY, P., 2010. Age of deep crustal magmatic chambers in the intra-Carpathian back-arc basin inferred from LA-ICPMS U-Th-Pb dating of zircon and monazite from igneous xenoliths in alkali basalts. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **198**, 275-287.

IRVINE T. N. & BARAGAR V. R. A. 1971. A guide to the chemical classification of common volcanic rocks. *Canad. Earth Sci.*, **8**:523-548.

JESUS, V. F. de. 1978. *Origem dos granulitos e granoblastitos de Itapoan*. Dissertação de Mestrado, IG/UFBa, 63p.

KELSEY, D. E., WHITE, R. W., POWELL, R., WILSON, C. J. L. & QUINN, C. D., 2003. New constraints on metamorphism in the Rauer Group, Prydz Bay, east Antarctica. *Journal of Metamorphic Geology*, **21**, 739–759.

KISHIDA, A. 1979. *Caracterização Geológica e Geoquímica das Seqüências Vulcanos-sedimentares no Médio Rio Itapicuru, Bahia*. Salvador: UFBS, Dissertação (Mestrado) IGEO-UFBA.

KISHIDA, A. & RICCIO, L. 1980. Chemostratigraphy of lava sequences from the Rio Itapicuru greenstone belt, Bahia, Brazil. *Prec. Res.* **11**: 161–178

KOBER, B., 1986. Whole-grain evaporation for $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age investigations on single zircons using a double-filament thermal ion source. *Contrib. Mineral. Petr.* **93**: 482–490.

LEDRU P., COCHERIE A., BARBOSA J. S. F., JOHAN V., ONSTOTT T. 1994. Âge du métamorphisme granulitique dans le Cráton du São Francisco (Brésil). Implications sur la nature de l'orógene transamazonien. *C. R. Acad. Sci. Paris.* **211**: 120–125.

LEDRU, P., MILÉSI, J.P., JOHAN, V., SABATÉ, P., MALUSKI, H., 1997. Foreland basins and goldbearing conglomerates: a new model for the Jacobina Basin (São Francisco Province, Brazil). *Precambrian Research* **86**:155–176

LAMEYRE J. 1987. The role of granites in the evolution of the crust. Exemple of the french crustal segment. *In*: SGM, ISGAM International Symposium on Granites and Associated Mineralizations. Salvador. *Ext.Abst*, p.15-18.

LEITE, C.M.M. 2002. *A Evolução Geodinâmica da Orogênese Paleoproterozóica nas regiões de Capim Grosso-Jacobina e Pintadas-Mundo Novo (Bahia, Brasil): metamorfismo, anatexia crustal e tectônica*. Tese de Doutorado. Insituto de Goeciências, Universidade Federal da Bahia, 412p.

LEITE, C. M. M. BARBOSA, J. S. F. GONÇALVES, P. NICOLLET, C. SABATÉ, P. 2009. Petrological Evolution of silica-undersaturated sapphirine-bearing granulite in the Paleoproterozoic Salvador-Curaçá Belt, Bahia, Brasil. *Gondwana Research*, **15**: 49-70,

LUDWIG, K.R., 2001. User's manual for isoplot/ex, version 2.49. A geochronological tools it for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication, Berkeley. 1.

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

MAGNAVITA, L. P. SILVA, R. R. DA SANCHES, C. P. 2005. Guia de Campo da Bacia do Recôncavo, NE do Brasil B. *Geoci. Petrobras*, Rio de Janeiro, **13** (2): 301–334, maio/nov.

MAHAN, K.H., GONCALVES, P., FLOWERS, R., WILLIAMS, M.L., AND HOFFMAN-SETKA, D., 2008, The role of heterogeneous strain in the development and preservation of a polymetamorphic record in high-P granulites, western Canadian Shield: *Journal of Metamorphic Geology*, **26**: 669-694.

MARINHO, M. M., 1991. *La Séquence Volcano-Sédimentaire de Contendas–Mirante et la Bordure Occidentale du Bloc Jequié (Cráton du São Francisco-Brésil): Un exemple de Transition Archéean-Protérozoïque*. Ph.D. Thesis. Blaise Pascal University, Clermont Ferrand, França. 388 pp.

MARINHO, M. M. & SABATÉ, P. 1982. The Contendas–Mirante volcano–sedimentary sequence and its granitic–migmatitic basement. In: International Symposium on Archean and Early Proterozoic Geologic Evolution and Metalogenesis (ISAP), SME/CPM, Salvador, Excursion Guide, p. 139–184.

MARINHO M. M., VIDAL P., ALIBERT C., BARBOSA J. S. F., SABATÉ P. 1994. Geochronology of the Jequié–Itabuna granulitic belt and of the Contendas–Mirante volcano–sedimentary belt. In: M. C. H. Figueiredo and A. J. Pedreira (eds) Petrologic and Geochronologic Evolution of the Oldest Segments of the São Francisco Craton, Brazil. Boletim do Instituto de Geociências–Universidade de São Paulo. **17**: 73–96.

MARQUER D., CHALLANDES N., BAUDIN TH. 1995. Shear zone patterns and strain distribution at the scale of a Penninic nappe: the Suretta nappe (eastern Swiss Alps). *J. Struct. Geol.* , 18/6, 753-764.

MARTELAT JE, SCHULMANN K, LARDEAUX JM, NICOLLET C, CARDON H. 1999. Granulite microfabrics and deformation mechanisms in southern Madagascar. *J. Struct. Geol.* **21**:671–87

MARTIN, L., BITTENCOURT, A.C.S.P, VILAS BOAS, G.S., 1980. Mapa Geológico do Quaternário Costeiro do Estado da Bahia. COM/SME.

MASCARENHAS J. F. 1979. Evolução geotectônica do Pré–Cambriano do Estado da Bahia. In: H.A.V. Inda (ed.) *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia*. Textos Básicos 2. Salvador–BA, SME/com, p.57–165.

MASCARENHAS, J. F., LEDRU, P., SOUZA, S. L., CONCEIÇÃO FILHO, V. M., MELO, L. F .A., LORENZO, C. L., MILÉSI, J. P., 1998. Geologia e recursos minerais do Grupo Jacobina e da parte sul do *Greenstone Belt* de Mundo Novo. Série Arquivos Abertos, vol. 13. CBPM, Salvador, Brazil. 58 pp

MEISSNER, R., RABELL, W., KERN, H., 2006. Seismic lamination and anisotropy of the lower continental crust. *Tectonophysics* **416**, 81–99.

MELO R.C., (org.) 1991. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Pintadas. Folha SC-24-Y-D-V. Escala 1: 100.000. DNPM/CPRM/SUREG-SA. 173 p.

MELO, R.C. LOUREIRO, H.S.C. PEREIRA, L.H.M. 1995. Programa de Levantamentos Básicos do Brasil: Serrinha, Folha SC-24-Y-D, Escala 1:250.000. Salvador: MME/CPRM/SUREG-AS, 80p.

MESTRINHO S.S.P., LINHARES P., CARVALHO, I. G. 1988. Geoquímica de elementos principais e traços do dique de diabásio da praia de Ondina, Salvador, Bahia. *In: Congr. Bras. Geol. 32, Anais*, 4:1862-1877.

MILHOMEM, P. S.; MAMAN, E. J; OLIVEIRA, F. M.; CARVALHO, M. S. S.; LIMA, W.S. 2003. Bacias sedimentares brasileiras: Bacia do Recôncavo. *Fundação Paleontológica Phoenix*, ano 5, **51**.

MONTEL, J.M., FORET, S., VESCHAMBRE, M., NICOLLET, C., PROVOST, A., 1996. Electron microprobe dating of monazite. *Chemical Geology* **131**, 37–53.

MORAES BRITO, C. 1992. *Caracterização geológica, geoquímica e petrológica dos diques máficos proterozoicos da região de Salvador, Bahia*. Dissertação de Mestrado, IAG/USP, 96p.

NASCIMENTO, S. A. de M. *Diagnóstico hidrogeológico, hidroquímico e da qualidade da água do aquífero freático do alto cristalino de Salvador - Bahia*. 2008. Tese (Doutorado) – Curso de Pós-Graduação em Geologia, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 195 pp.

NETTO A. S. T. 2012 Bacias Paleozoicas e Mesozoicas In: Barbosa J.S.F, Mascarenhas J.F., Correa-Gomes,L.C. Dominguez,J.M.L. J Souza..S. de (Org.). *Geologia da Bahia, pesquisa e atualização*. 1ed.Salvador: Companhia Baiana de Pesquisa Mineral, v. 2, p. 233-254.

OLIVEIRA, E.P., LAFON, J.M., SOUZA, Z.S., 1999. Archean-Proterozoic transition in the Uauá block, NE São Francisco Craton, Brazil: U–Pb, Pb–Pb and Nd isotope constraints. In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Lençóis, Bahia, Brazil. Abstr.7, pp. 38–40.

OLIVEIRA, E.P., MELLO, E.F. MCNAUGHTON, N. 2002. Reconnaissance U–Pb geochronology of early Precambrian quartzites from Caldeirão belt and their basement, NE São Francisco Craton, Bahia, Brazil: implications for early evolution of the Palaeoproterozoic Salvador-Curacá Orogen. *J. S. Am. Earth Sci.* 15 (3), 284–298.

OLIVEIRA, E.P., WINDLEY, B.F., MCNAUGHTON, N.J., PIMENTEL, M., FLETCHER, I.R., 2004. Contrasting copper and chromium metallogenic evolution of terranes in the Palaeoproterozoic Itabuna–Salvador–Curacá orogen, São Francisco craton, Brazil: new zircon (SHRIMP) and Sm–Nd (model) ages and their significance for orogen-parallel escape tectonics. *Precambrian Res.* 128 (1–2), 143–165.

OLIVEIRA, E.P., MCNAUGHTON, N.J., ARMSTRONG, R., 2010. Mesoarchean to palaeoproterozoic growth of the northern segment of the Itabuna-Salvador-Curaçá orogen, São Francisco Craton, Brazil. In: Kusky, T.M., Zhai, M.G., Xiao, W. (Eds.), *The Evolving Continents: Understanding Processes of Continental Growth*, vol. 38. Geological Society, London, Special Publications, pp. 263-286

OLIVEIRA JUNIOR T. R. 1990. *Geologia do extremo nordeste do Cráton do São Francisco, Bahia*. Dissertação de Mestrado, IG/UFBA, 126p.

PADILHA, A.V. & MELO, R.C., 1991. Estruturas e Tectônica. In: Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB) Folha SC.24-Y-D-V, Pintadas, Estado da Bahia. DNPM, Brasília, Convenio DNPM/CPRM, vol. 3, pp. 49–54.

PASSCHIER, C.W. AND TROUW, R. A. J. 1995. *Microtectonics*. Springer Verlag, 325pp

PATTISON, D.R.M., CHACKO, T., FARQUHAR, J., MCFARLANE, C.R.M., 2003. Temperatures of granulite-facies metamorphism: constraints from experimental

phase equilibria and thermobarometry corrected for retrograde exchange. *Journal of Petrology* 44, 867–900

PEARCE, J.A., 1996. Sources and settings of granitic rocks. *Episodes* 19: 120–125.

PEARCE, J. A., HARRIS, N. B. W. & TINDLE, A. G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25: 956–983.

PEDROSA–SOARES, A. C. NOCE, C. M. WIEDEMANN, C. PINTO, C. P. 2001. The Araçuaí–West–Congo Orogen in Brazil: An overview of a confined orogen formed during Gondwanaland assembly. *Prec. Res.* 110(1–4): 307–323

PEUCAT, J.J., MÉNOT, R.P., MONNIER, O., FANNING, C.M., 1999. The Terre Adélie basement in the Antarctica Shield: geological and isotopic evidence for a major 1.7 Ga thermal events: comparison with Gawler craton in south Australia. *Precambrian Research* 94: 205-224.

PEUCAT, J. J. BARBOSA, J. S. F. PINHO, I. C. DE A. PAQUETTE, J.L. MARTIN, H. FANNING, C. M. MENEZES LEAL, A. B. DE CRUZ, S.C. P. 2011. 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, p. 397-413,

PEUCAT, J.J., MASCARENHAS, J.F., BARBOSA, J.S.F., SOUZA, S.L., MARINHO, M.M., FANNING, C.M., LEITE, C.M.M., 2002. 3.3 Ga SHRIMP U–Pb zircon age of a felsic metavolcanic rock from the Mundo Novo Greenstone Belt in the São Francisco Craton, Bahia (NE, Brazil). *J. S. Am. Earth Sci.* 15, 363–373.

PEUCAT, J.J., SANTOS PINTO, M., MARTIN, H., BARBOSA, J.S., FANNING M, C. 2003. SHRIMP U-Pb zircon ages up to 3.4-3.5 Ga in Archean and Paleoproterozoic granitoids of the Gavião Block, São Francisco Craton, Bahia, Brazil. *Short papers, IV South American symposium on isotope geology*, 252-255.

PINHO, I.C.A., 2005. *Geologia dos Metatonalitos/Metatrondhemitos e Granulitos Básicos das Regiões de Camamu-Ubaitaba-Itabuna, Bahia*. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia. Salvador. Brasil, 163 p

PIVETTA N. C. 2007. *Petrografia litogeoquímica dos granulitos shoshoníticos da parte sul do orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá, Bahia*. Trabalho Final de Graduação. Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia. Salvador. Brasil, 60p

PLATT, J.P. AND VISSERS, R.L. 1980. Extensional structures in anisotropic rocks. *J. Struct. Geol.*, 6, 439-442.

PUPIN, J. P. (1980). Zircon and granite petrology. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **73**, 207–220.

RAMSAY, J.G. & HUBER M. I.. 1987. *The Techniques of Modern Structural Geology, Volume 2: Folds & Fractures*, Academic Press. 400p

REY, P., VANDERHAEGHE, O. TEYSSIER, C., 2001. Gravitational collapse of the continental crust: definition, regimes and modes. *Tectonophysics* **342**:435–449.

RIOS, D.C., 2002. *Granitogênese no Núcleo Serrinha, Bahia, Brasil: Geocronologia e Litogeoquímica*. PhD Thesis. Universidade Federal da Bahia, Brazil, 233 pp.

RIOS, D.C., DAVIS, D.W., CONCEIÇÃO, H., ROSA, M.L.S., DICKIN, A.P., DAVIS, W.J., MARINHO, M.M., STERN, R., 2008. 3.65-2.10 Ga history of crust formation from zircon geochronology and isotope geochemistry of the Quijingue and Euclides plutons, Serrinha nucleus, Brazil. *Precambrian Research* 167, 53-70.

RIOS, D.C., DAVIS, D.W., CONCEIÇÃO, H., ROSA, M.L.S., DICKIN, A.P., 2009. Geologic evolution of the Serrinha nucleus granite-greenstone terrane (NE Bahia, Brazil) constrained by UePb single zircon geochronology. *Precambrian Research* vol. 170, 175-201.

ROSA, M.DE.L.DA.S., CONCEIÇÃO, H., MACAMBIRA, M.J.B., SCHELLER, T., MARTIN, H., BASTOS LEAL, L.R., 2001. Idades Pb-Pb e assinatura isotópica Rb-Sr e Sm-Nd do magmatismo sieníticopaleoproterozoico no sul do Cinturão Móvel Salvador-Curaçá: Maciço Sienítico de São Felix, Bahia. *Revista Brasileira de Geociências* 31 (3), 397-400

ROSENBERG, C.L., HANDY, M.R., 2005. Experimental deformation of partially melted granite revisited: implications for the continental crust. *Journal of Metamorphic Geology* 23 (1), 19–28.

ROSSETI, D. F. & DOMINGUEZ, J. M. L. 2012. Tabuleiros Costeiros. Paleoaambientes da Formação Barreiras. In: Barbosa J.S.F, Mascarenhas J.F., Correa-Gomes,L.C. Dominguez,J.M.L. J Souza..S. de (Org.). *Geologia da Bahia, pesquisa e atualização*. 1ed.Salvador: Companhia Baiana de Pesquisa Mineral, v. 2, p. 365-393.

ROYDEN, L., 1996, Coupling and decoupling of crust and mantle in convergent orogens: Implications for strain partitioning in the crust. *J. Geophys. Res.*, v. 101, doi: 10.1029/96JB00951.

SABATE P. 1991. Evolution transamazonienne et structures de collision dans le craton du São Francisco (Bahia, Brésil). In: *Proterozoique Inferieur (Afrique de l'Ouest et Amerique du Sud)*. Reun. CNRSRennes. (não publicado).

SABATÉ P. 1996. Estruturas e tectônica do embasamento Arqueano/Proterozóico Inferior do Estado da Bahia. In: J .S. F. Barbosa and J. M. L. Dominguez (eds.) *Mapa Geológico do Estado da Bahia, Texto Explicativo*. Escala 1: 1.000.000. Salvador, SICM/SGM, 200-226.

SABATÉ, P., CUNEY, M., VIDAL, P H., 1990. Expressão estrutural e plutônica de uma colisão transamazônica N–S no Cráton do São Francisco (Bahia–Brasil). 36° Congresso Brasileiro de Geologia Boletim Resumos. SBG, Natal, Brazil, p. 323.

SANDIFORD, M., 1989, Horizontal structures in deep crustal granulite terrains: a record of mountain building or mountain collapse? *Geology*, 17: 449 - 452.

SANDIFORD, M. AND POWELL, R. 1986. Deep crustal metamorphism during continental extension, ancient and modern examples. *Earth and Planetary Science Letters*, **79**, 151-158.

SANTOS, R. A. & SOUZA, J. D. 1983. Projeto Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais: Serrinha, folha SC.24–Y–D–V. Salvador, DNPM, 2v.

SEYDOUX-GUILLAUME, A.M., WIRTH, R., DEUTSCH, A., SCHÄRER, U., 2004. Microstructure of 24–1928 Ma concordant monazites; implications for geochronology and nuclear waste deposits. *Geochim. Cosmochim. Acta* **68**, 2517–2527.

SHAND S. J. (Ed.) 1950. *Eruptive rocks their genesis, composition, classification and their relation to ore deposit*. 4ed, London, 488p.

SILVA L.C. DA, MCNAUGHTON N.J., MELO R.C., FLETCHER I.R. 1997. U-Pb SHRIMP ages in the Itabuna-Caraíba TTG high-grade Complex: the first window beyond the Paleoproterozoic overprint of the eastern Jequié Craton, NE Brazil. *In*: SBG, I ISGAM - Intern. Symp. Granites and Associated Mineralisations, Salvador, *Abstracts*, 1: p. 282-283.

SILVA, L.C., ARMSTRONG, R., DELGADO, I.M., PIMENTEL, M., ARCANJO, J.B., MELO, R.C., TEIXEIRA, L.R., JOST, H., CARDOSO FILHO, J.M., PEREIRA, L.H.M., 2002. Reavaliação da evolução geológica em terrenos Pré-cambrianos brasileiros com base em novos dados U-Pb SHRIMP, parte I: Limite centro-oriental do Cráton do São Francisco. *Rev. Bras. Geoc.* **32** (4), 501-502

SOUZA J. S. DE, 2008. Mapeamento Geológico da Área do Farol da Barra, Salvador-Bahia, Brasil. Trabalho Final de Graduação. Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador-BA. 69p

SOUZA J. S. DE, 2009. Petrografia e litogeoquímica dos granulitos ortoderivados da cidade de Salvador – Bahia. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, 69p.

SOUZA, J. S. DE, BARBOSA, J. S. F., CORREA-GOMES, L. C. 2010. Litogeoquímica dos granulitos ortoderivados da cidade de Salvador, Bahia. *Rev Bras Geoc*, v.40, p.339 – 354.

STEIGER, R.H., JÄGER, E., 1977. Subcommittee on geochronology: convention of the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth Planet Science Letters* **36**: 359-362

STRECKEISEN A. 1976. To each plutonic rock its proper name. Amsterdam. *Earth Sci. Rev.*, **12**:1-33.

TANNER DE OLIVEIRA M. A F. 1970. Contribuição para o conhecimento petrológico de Salvador, Bahia, Brasil. *Garcia de Orta*, Lisboa. **18**:229-240.

TANNER DE OLIVEIRA M. A. F. & CONCEIÇÃO H. 1982. Metamorfismo de Alto Grau da Faixa Costeira de Salvador, Bahia. *In*: SBG, Congr. Bras. Geol. 32, *Anais*, 2: p. 41-42

TEIXEIRA L. R. 1997. *O Complexo Caraíba e a Suíte São José do Jacuípe no Cinturão Salvador-Curaçá (Bahia, Brasil): petrologia, geoquímica e potencial metalogenético*. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia. Salvador. 243 p.

TEYSSIER, C., WHITNEY, D., 2002. Gneiss domes and orogeny. *Geology* 30, 1139–1142.

VANDERHAEGHE, O., TEYSSIER, C., 2001b. Partial melting and flow of orogens. *Tectonophysics* **342**, 451–472.

VILAS BOAS, G. S.; SAMPAIO, F. J.; PEREIRA, A. M. S. 2001. The Barreiras Group in the Northeastern coast of the State of Bahia, Brazil: depositional mechanisms and processes. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, **73**, (3).417-427

WALKER G. P. L. & SKELHORN R. R. 1966. Some associations of acid and basic igneous rocks. *Earth Sci. Rev.*, **2**:93-109.

WIEBE R. A 1991. Commingling of contrasted magmas and generation of mafic enclaves in granite rocks. *In*: J. Didier & B. Barbarin (eds.) *Enclaves and Granite Petrology*. Elsevier, Amsterdam, 393-402.

WILSON, N. 1987. *Combined Sm-Nd, Pb/Pb and Rb-Sr geochronology and isotope geochemistry in polymetamorphic precambrian terrains: Examples from Bahia, Brazil and Channel Island, U.K.* Dissertação de Mestrado. Oxford University, 150 p.