



UFRRJ

**INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM MODELAGEM E
EVOLUÇÃO GEOLÓGICA**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**Magmatismo da sequência Pré-Sal na porção centro-Sul
da Bacia de Santos: processos petrogenéticos e
geodinâmica mantélica**

**Cynthia Vargas Castro da Silva
Seropédica, 2026**



UNIVERSIDADE FEDERAL RURAL DO RIO DE JANEIRO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM MODELAGEM E EVOLUÇÃO
GEOLÓGICA

MAGMATISMO DA SEQUÊNCIA PRÉ-SAL NA PORÇÃO CENTRO-
SUL DA BACIA DE SANTOS: PROCESSOS PETROGENÉTICOS E
GEODINÂMICA MANTÉLICA

CYNTHIA VARGAS CASTRO DA SILVA

sob a orientação do professor

Sérgio de Castro Valente

e co-orientação do doutor

Marcos de Magalhães May Rossetti

Dissertação submetida como requisito parcial para obtenção do grau de **Mestre em Geociências**, no Curso de Pós-Graduação em Modelagem e Evolução Geológica, Área de Concentração em Geociências.

Seropédica, RJ

Janeiro, 2026

Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro
Biblioteca Central / Seção de Processamento Técnico

Ficha catalográfica elaborada
com os dados fornecidos pelo(a) autor(a)

SS586m
m

Silva, Cynthia Vargas Castro da, 1985-

Magmatismo da sequência Pré-Sal na porção centro Sul da
Bacia de Santos: processos petrogenéticos e geodinâmica mantélica /
Cynthia Vargas Castro da Silva. - Seropédica, 2026. 97 f.: il.

Orientador: Sérgio de Castro Valente. Coorientador: Marcos
Magalhães May Rossetti. Dissertação (Mestrado). -- Universidade
Federal Rural do Rio de Janeiro, PROGRAMA DE PÓS-
GRADUAÇÃO EM MODELAGEM E EVOLUÇÃO GEOLÓGICA,
2026.

1. Magmatismo Toleítico. 2. Magmatismo Pré-Albiano. 3.
Bacia de Santos. 4. Petrogênese. 5. Heterogeneidade Mantélica. I.
Valente, Sérgio de Castro, 1962-, orient. II. Rossetti, Marcos Magalhães
May, 1992-, coorient. III Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro.
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM MODELAGEM E
EVOLUÇÃO GEOLÓGICA. IV. Título.



MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO
UNIVERSIDADE FEDERAL RURAL DO RIO DE JANEIRO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS



HOMOLOGAÇÃO DE DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 1/2026 - IGEO (11.39.00.34)

Nº do Protocolo: 23083.003028/2026-79

Seropédica-RJ, 23 de janeiro de 2026.

UNIVERSIDADE FEDERAL RURAL DO RIO DE JANEIRO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM MODELAGEM E EVOLUÇÃO
GEOLÓGICA

CYNTHIA VARGAS CASTRO DA SILVA

Dissertação submetida como requisito parcial para obtenção do grau de **Mestre ou Mestra em Geociências**, no Programa de Pós-Graduação em Modelagem e Evolução Geológica, área de concentração em MODELAGEM DE PROCESSOS GEOLÓGICOS E GEODINÂMICOS.

DISSERTAÇÃO APROVADA EM 21/01/2026.

Sergio de Castro Valente. Dr. PPGMEG/UFRRJ

(Orientador/presidente da banca)

Marcos de Magalhães May Rossetti. Dr. LAGESED/UFRJ

(Co-orientador)

Anderson Costa dos Santos. Dr. FGEL/UERJ

(Membro Externo)

Artur Corval Vieira. Dr. PPGMEG/UFRRJ

(Membro Interno)

(Assinado digitalmente em 23/01/2026 10:36)
ARTUR CORVAL VIEIRA
COORDENADOR CURS/POS-GRADUACAO - TITULAR
PPGMEG (11.39.00.12)
Matrícula: ###489#8

(Assinado digitalmente em 23/01/2026 09:36)
SERGIO DE CASTRO VALENTE
PROFESSOR DO MAGISTERIO SUPERIOR
DPETRO (11.39.40)
Matrícula: ##71#9

(Assinado digitalmente em 23/01/2026 09:14)
ANDERSON SANTOS
ASSINANTE EXTERNO
CPF: ###.###.447-##

(Assinado digitalmente em 23/01/2026 08:52)
MARCOS DE MAGALHÃES MAY ROSSETTI
ASSINANTE EXTERNO
CPF: ###.###.680-##

DEDICATÓRIA

Dedico todo esse trabalho para toda comunidade Autista, que luta pelo seu reconhecimento, pela necessidade de equidade de condições para uma igualdade de produção, em qualquer âmbito. Dedico também a mim, que lutou contra adversidades, como de costume de uma boa filha de Ogum, e venceu. Dedico às minhas filhas, pois tudo o que faço sempre é com elas em mente. Dedico à Deus, conhecido por minha doutrina como Olodumarê, aos Orixás e à espiritualidade.

“Você passou por tudo isso porque eu deixei, para que entendesse que deve cuidar mais de si do que de todos os que aparecem à sua volta”
(Dona Rosa Caveira da Calunga)

AGRADECIMENTOS

Agradeço ao meu ex-esposo, Adriano Guimarães Ferreira da Silva, que esteve junto a mim em todas as adversidades que passei e me fortaleceu quando estive fraca. Dedico à minha irmã, Danielly Vargas Castro da Silva, que se dedica com tanto amor a cuidar da minha filha, Rebeca Castro Henriques, de quem tive o desprazer da privação da maternidade imposta, provocada por terceiros. Minha filha, agora uma linda mulher, com o Ensino Médio concluído e viva, mesmo com a morte quase ceifando-a, como quase me ceifou também, por todo 2024. Dedico ao meu irmão, Israel Vargas Carvalho Araújo, um moleque que virou homem e que tem sempre me incentivado e sempre sendo incentivado por mim, uma vez que também somos irmãos de área de profissão. De um marginalizado para um homem de plataforma muito qualificado, que eu admiro e sou admirada por ele. Dedico ao Miguel (meu “Bem-Ami), que está a caminho e a tia já planeja a “vingança” contra sua mãe e minha irmã, a “Tia Danny”.

Dedico à minha filha, da qual eu só tenho orgulhos, Hadassa Vargas Castro Lopes Alves. Desde seus 5 aninhos, me acompanha nessa louca jornada de, inicialmente, me tornar geóloga; agora, mestre em Modelagem e Evolução Geológica. Me incentiva em tentar o Doutorado. Hadassa me orgulha e se orgulha de mim. Não posso fazer o que ela espera de mim: eu tenho o dever de sempre surpreendê-la com mais, pois ela merece que eu dê o meu melhor em tudo.

Agradeço a todos do Laboratório de Geologia Sedimentar (LAGESED-UFRJ), pela assistência e recursos para me permitir ter o material necessário para essa produção.

Agradeço a espiritualidade por não me deixar desistir. Agradeço a mim, por evoluir, entender meus erros, aprimorar minhas virtudes, e não desistir de nada. Agradeço às minhas entidades, que “quem foi bom, botou pra dentro; quem não foi, deixou lá fora”.

“O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de
Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) - Código de
Financiamento 001”

"This study was financed in part by the Coordenação de Aperfeiçoamento de
Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) - Finance Code 001"

“As pedras do caminho a gente estuda. As ‘pedras no caminho’ a gente chuta”

(Silva, C. V. C., 2025)

RESUMO

SILVA, C. V. C. Magmatismo da sequência pré-sal na porção centro-sul da Bacia de Santos: processos petrogenéticos e geodinâmica do manto. (2026) 97 p. Dissertação (Mestrado em Modelagem e Evolução Geológica). Instituto de Geociências, Departamento de Petrologia e Geotectônica, Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, Seropédica, 2026.

Este estudo investiga o magmatismo máfico pré-albiano na sequência pré-sal da Bacia de Santos, associado ao rifteamento de Gondwana e à abertura do Atlântico Sul. A pesquisa integra dados petrográficos, estratigráficos e geoquímicos de duas seções ígneas perfuradas pelos poços 3-BRSA-1290-SPS e 3-BRSA-883-RJS. Devido à ausência de restrições isotópicas (Sr-Nd-Pb-Hf), todas as interpretações petrogenéticas derivam exclusivamente de elementos maiores e traços — uma limitação que exige que todas as inferências sobre a fonte mantélica permaneçam hipóteses testáveis. Os resultados indicam que os magmas de ambos os poços são predominantemente toleíticos, com exceção de uma amostra alcalina (4923) no poço 3-BRSA-883-RJS. A modelagem petrogenética, incorporando a análise de sensibilidade de parâmetros-chave (valores de K_d , proporções modais da fonte, taxas de assimilação), sugere fusão dentro do campo de estabilidade da espinélio em profundidades estimadas de 58-68 km (poço sul) e 44-51 km (poço central), com margens de incerteza de ± 5 km e ± 4 km, respectivamente. A distinção composicional entre os poços, separados por apenas 120 km, indica heterogeneidade mantélica em escala intra-bacia. O poço sul (3-BRSA-1290-SPS) apresenta padrões consistentes com fontes enriquecidas (afinidades do tipo E-MORB/OIB), enquanto o poço central (3-BRSA-883-RJS) exibe assinaturas compatíveis com fontes mais empobrecidas (afinidades de N-MORB a E-MORB). Essas interpretações requerem validação isotópica futura para a caracterização definitiva da fonte. Os processos de diferenciação operaram predominantemente por meio de cristalização fracionada em sistemas fechados ou sistemas com recarga limitada (RFC). A modelagem AFC sugere assimilação crustal restrita a amostras específicas, com baixas taxas de assimilação ($r = 0,2$) — uma inferência que carece de confirmação isotópica independente. A análise de sensibilidade confirma que a variação das taxas de assimilação entre 0,1 e 0,3 produz variações composicionais dentro de 10-20% dos valores observados, mas não consegue discriminar inequivocamente a assimilação da heterogeneidade da fonte. A diversidade composicional entre os poços reflete principalmente a fusão de domínios heterogêneos do manto em diferentes profundidades dentro do campo de estabilidade da espinélio. Do ponto de vista acadêmico, esses resultados corroboram quantitativamente o papel das heterogeneidades do manto e da segmentação da litosfera durante o rifteamento de Gondwana. De uma perspectiva exploratória, a caracterização petrogenética dos membros 'Parati' (Pós-Rift, fontes enriquecidas) e 'Tupi' (Rift, fontes empobrecidas) fornece critérios geoquímicos para o mapeamento de sistemas petrolíferos na província do Pré-Sal.

Palavras-chave: Magmatismo Toleítico; Magmatismo Pré-Albiano; Bacia de Santos; Petrogênese; Heterogeneidade Mantélica.

ABSTRACT

SILVA, C. V. C. *Magmatism of the Pre-Salt sequence in the south-central portion of the Santos Basin: petrogenetic processes and mantle geodynamics*. (2026) 97 p. Dissertation (Master's student in Geological Modelling and Evolution.). Geosciences Institute, Department of Petrology and Geotectonics, Federal Rural University of Rio de Janeiro, Seropédica, 2026.

This study investigates Pre-Albian mafic magmatism in the Santos Basin Pre-Salt sequence, associated with Gondwana rifting and South Atlantic opening. The research integrates petrographic, stratigraphic, and geochemical data from two igneous sections penetrated by wells 3-BRSA-1290-SPS and 3-BRSA-883-RJS. Due to the absence of isotopic (Sr-Nd-Pb-Hf) constraints, all petrogenetic interpretations derive exclusively from major and trace elements—a limitation requiring that all mantle source inferences remain testable hypotheses. Results indicate that magmas from both wells are predominantly tholeiitic, except for one alkaline sample (4923) in well 3-BRSA-883-RJS. Petrogenetic modelling, incorporating sensitivity analysis of key parameters (Kd values, source modal proportions, assimilation rates), suggests melting within the spinel stability field at estimated depths of 58-68 km (southern well) and 44-51 km (central well), with uncertainty margins of ± 5 km and ± 4 km respectively. The compositional distinction between wells, only 120 km apart, indicates mantle heterogeneity at an intra-basin scale. The southern well (3-BRSA-1290-SPS) displays patterns consistent with enriched sources (E-MORB/OIB-type affinities), whereas the central well (3-BRSA-883-RJS) exhibits signatures compatible with more depleted sources (N-MORB to E-MORB affinities). These interpretations require future isotopic validation for definitive source characterization. Differentiation processes operated predominantly through fractional crystallization in closed systems or systems with limited recharge (RFC). AFC modelling suggests crustal assimilation restricted to specific samples, with low assimilation rates ($r = 0.2$) - an inference that lacks independent isotopic confirmation. Sensitivity analysis confirms that varying assimilation rates between 0.1 and 0.3 produces compositional variations within 10-20% of observed values, but cannot unequivocally discriminate assimilation from source heterogeneity. The compositional diversity between wells primarily reflects melting of heterogeneous mantle domains at different depths within the spinel stability field. Academically, these results quantitatively support the role of mantle heterogeneities and lithospheric segmentation during Gondwana rifting. From an exploratory perspective, the petrogenetic characterization of the 'Parati' (Post-Rift, enriched sources) and 'Tupi' (Rift, depleted sources) members provides geochemical criteria for mapping petroleum systems in the Pre-Salt province.

Keywords: Tholeiitic Magmatism; Pre-Albian Magmatism; Santos Basin; Petrogenesis; Mantle Heterogeneity.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 Mapa topobatimétrico de parte da região sudeste brasileira com a localização das bacias de Santos, Campos e Espírito Santo. Os polígonos com contorno branco são os principais campos de petróleo. A Charneira Pré-Aptiana é marcada pela linha verde. A área hachurada representa a descontinuidade Albiana. LCO 1, LCO 2 e LCO Leplac são limites crosta continental-crosta oceânica propostos por diferentes interpretações, em diferentes estudos consultados pelos autores. O limite distal do sal é indicado por uma linha tracejada magenta. As Bacias do Paraná e Taubaté (BT) estão indicadas. SSP = platô de São Paulo, CVCF = Complexo Vulcânico de Cabo Frio, AECF = Alto Estrutural de Cabo Frio, AEF = Alto Estrutural de Florianópolis, CA = Cadeia Abimael, CVT = Cadeia Vitória-Trindade, GM = Gráben de Merluza Outras siglas são: RJ = cidade do Rio de Janeiro; SP = cidade de São Paulo. Fonte: Mohriak *et al.*, 2021.

Figura 2 Carta cronoestratigráfica da Bacia de Santos com delimitação das megasequências ou fases Rifte, Pós-Rifte e Drifte. As siglas das unidades litoestratigráficas são: CAM = Camboriú; PIÇ = Piçarras; BVE = Barra Velha; ARI = Ariri; FLO = Florianópolis; GUA = Guaratiba; ITN = Itanhaém; ITA = Itajaí-Açu; SAN = Santos; JUR = Jureia; PAG = Ponta Aguda; IGP = Iguape; MAR = Marambaia. O ponto de interrogação marca o possível aparecimento de crosta oceânica. Símbolos e cores das unidades litoestratigráficas de acordo com Milani, 2007. Fonte: Moreira *et al.*, 2007.

Figura 3 Localização dos dois poços estudados (3-BRSA-1290-SPS e 3-BRSA-883-RJS) no mapa estrutural da base do sal na região da Bacia de Santos, mostrando a profundidade em metros (m) da superfície da base do sal. Os gráficos à direita mostram os perfis de localização e profundidade dos poços estudados. O mapa base da figura foi obtido na Agência Nacional de Petróleo (ANP).

Figura 4 Esquema sintético da evolução da Bacia de Santos com base em processos estratigráficos, magmáticos e tectônicos. A coluna litológica mostra os principais tipos de rochas formados no Cretáceo. A coluna cônica indica a evolução dos ambientes deposicionais, desde água doce, lacustre e salobra, até ambientes marinhos profundos e rasos. A coluna sísmica ilustra a imagem representativa da Bacia de Santos em perfis sísmicos, detalhando camadas sedimentares

sobrepostas ao embasamento magmático. A evolução tectono-magmática é mostrada na coluna tectônica. Fonte: Mohriak *et al.*, 2021.

Figura 5 Configuração tectônica da Placa Sul-americana no final do Aptiano e início do Albiano (ca. 112-113 Ma). Zonas de fratura (linhas pontilhadas pretas) marcam as principais descontinuidades tectônicas, como a Zona de Fratura de Florianópolis (FFZ) e a Zona de Fratura de Walvis (WFZ), que delineiam a separação entre as placas tectônicas e regiões de crosta oceânica. A Cadeia de Propagação Abimael (AR) e o Refletor com Mergulho para o Oceano (SDR), representam estruturas vulcânicas relacionadas ao surgimento da crosta oceânica. A distribuição do sal sobre as margens da América do Sul e África está indicada. Cidades são: SAN = Santos; CF = Cabo Frio; VIT = Vitória; SALV = Salvador; BEN = Benguela e LUA = Luanda. Fonte: Mohriak *et al.*, 2021.

Figura 6 Coluna de tempo geológico com os quatro eventos magmáticos registrados na Bacia de Santos em diferentes estágios de sua evolução tectônica.

Figura 7 Exemplo de registro fotográfico das amostras laterais e lâminas do poço 3-BRSA-1290-SPS e amostras laterais do poço 3-BRSA-883-RJS da Bacia de Santos para catalogação no LAGESED-UFRJ. A – Poço 3-BRSA-1290-SPS; B – poço 3-BRSA-883-RJS.

Figura 8 Parte do perfil composto do poço 3-BRSA-1290-SPS com sua seção magmática indicada e respectivas eletrofácies (raios gama, resistividade, sônico, densidade e neutrão). As setas pretas são de amostras laterais de rochas magmáticas com texturas moderadamente preservadas. As setas amarelas são de amostras totalmente alteradas (6237,50) e de amostras laterais de brechas vulcânicas (6266 e 6268).

Figura 9 Parte do perfil composto do poço 3-BRSA-883-RJS com sua seção magmática indicada e respectivas eletrofácies (raios gama, resistividade, sônico, densidade e neutrão). As setas pretas indicam a localização das amostras laterais de rochas magmáticas com textura moderadamente preservada.

Figura 10 Prancha com fotomicrografias das texturas mais representativas das amostras da seção magmática do poço 3-BRSA-1290-SPS.

Figura 11 Prancha com fotomicrografias das texturas mais representativas das amostras da seção magmática do poço 3-BRSA-883-RJS.

Figura 12 Diagramas litogeoquímicos gerados a partir do software R (i3.8.1 - 32bits) com pacote GCDKit (versão4.1). (A) Total Álcalis x Sílica (TAS; Na₂O/K₂O x

SiO₂; Le Bas *et al.*, 1986) para classificação de amostras e discriminação de séries (curva de Irvine & Barragar, 1971); (B) Diagrama AFM (A = Na₂O + K₂O; F = FeO + 0,8998Fe₂O₃; M = MgO, em %peso; Irvine & Barragar, 1971) para discriminação entre séries calci-alcalina e toleítica; (C) Diagrama SiO₂ (%peso) x FeO^t/MgO, conforme Miyashiro (1974), para discriminação entre as séries toleítica e calci-alcalina; (D) Nb/Y x Zr/Ti (modificado por Pearce, 1996) para classificar rochas magmáticas extrusivas com base em razões de elementos traço imóveis.

Figura 13 Diagramas ETRs e multielementar do poço 3-BRSA-1290-SPS gerados a partir do software Microsoft Office Excel 2019 Professional Edition. Fatores de normalização conforme Sun & McDonough (1995).

Figura 14 Diagramas ETRs e multielementar do poço 3-BRSA-883-RJS gerados a partir do software Microsoft Office Excel 2019 Professional Edition. Fatores de normalização conforme Sun & McDonough (1995).

Figura 15 Diagrama multielementar normalizado ao condrito de Sun & McDonough (1995) das amostras 6185 (3-BRSA-1290-SPS) e 4890 (3-BRSA-883-RJS).

Figura 16 Comparação entre amostras 4890 (3-BRSA-883-RJS) e 6185 (3-BRSA-1290-SPS), destacando a influência de granada vs. espinélio.

Figura 17 Modelagem de fusão parcial do poço 3-BRSA-1290-SPS de magmas parentais (6244) e diferenciados (6216) para os diferentes tipos de fusão da composição, no eixo X, do sistema olivina (0,4) - ortopiroxênio (0,2) - clinopiroxênio (0,4); em P alfa, para o sistema olivina (0,7) - ortopiroxênio (0,2) - clinopiroxênio (0,1), para os elementos altamente incompatíveis Ce e Yb (Wilson, 1989). (A) Razão Ce/Yb_n; (B) Fracionamento não modal; (C) Fracionamento modal. Valores de Kd de acordo com Arth (1976). Fatores de normalização de acordo com Sun & McDonough (1995).

Figura 18 Modelo de fusão parcial normalizado ao condrito de Sun & McDonough (1995) para a amostra 6244 (3-BRSA-1290-SPS), mostrando fusão de 5% de uma fonte enriquecida (EM-1).

Figura 19 Modelo de mistura binária normalizado para fatores de Sun & McDonough (1995) da amostra 6244 (parental) e 6216 (diferenciada), do poço 3-BRSA-1290-SPS.

Figura 20 Modelagem de fusão parcial do poço 3-BRSA-1290-SPS de magmas parentais (6200) e diferenciados (6185) para os diferentes tipos de fusão da composição, no eixo X, do sistema olivina (0,4) - ortopiroxênio (0,2) - clinopiroxênio

(0,4); em P alfa, para o sistema olivina (0,7) - ortopiroxênio (0,2) - clinopiroxênio (0,1), para os elementos altamente incompatíveis Ce e Yb (Wilson, 1989). (A) Razão Ce/Yb_n; (B) Fracionamento não modal; (C) Fracionamento modal. Valores de Kd de acordo com Arth (1976). Fatores de normalização de acordo com Sun & McDonough (1995).

Figura 21 Modelo de fusão parcial normalizado para fatores de Sun & McDonough (1995) para amostras 6200 e 6185, poço 3-BRSA-1290-SPS.

Figura 22 Modelo de mistura binária normalizado para fatores de Sun & McDonough (1995) da amostra 6216 (diferenciada) e 6244 (parental), do poço 3-BRSA-1290-SPS.

Figura 23 Modelagem de fusão parcial do poço 3-BRSA-883-RJS de magmas parentais (5123) e diferenciados (5089) para os diferentes tipos de fusão da composição, no eixo X, do sistema olivina (0,4) - ortopiroxênio (0,2) - clinopiroxênio (0,4); em P alfa, para o sistema olivina (0,7) - ortopiroxênio (0,2) - clinopiroxênio (0,1), para os elementos altamente incompatíveis Ce e Yb (Wilson, 1989). (A) Razão Ce/Yb_n; (B) Fracionamento não modal; (C) Fracionamento modal. Valores de Kd de acordo com Arth (1976). Fatores de normalização de acordo com Sun & McDonough (1995).

Figura 24 Modelo de fusão parcial normalizado para fatores de Sun & McDonough (1995) da amostras 5123, poço 3-BRSA-883-RJ.

Figura 25 Modelagem de fusão parcial do poço 3-BRSA-883-RJS de magmas parentais (5077) e diferenciados (4866) para os diferentes tipos de fusão da composição, no eixo X, do sistema olivina (0,4) - ortopiroxênio (0,2) - clinopiroxênio (0,4); em P alfa, para o sistema olivina (0,7) - ortopiroxênio (0,2) - clinopiroxênio (0,1), para os elementos altamente incompatíveis Ce e Yb (Wilson, 1989). (A) Razão Ce/Yb_n; (B) Fracionamento não modal; (C) Fracionamento modal. Valores de Kd de acordo com Arth (1976). Fatores de normalização de acordo com Sun & McDonough (1995).

Figura 26 Modelo de fusão parcial normalizado para fatores de Sun & McDonough (1995) para amostra 5077, poço 3-BRSA-883-RJS.

Figura 27 Modelagem de fusão parcial do poço 3-BRSA-883-RJS de magmas parentais (5066) e diferenciados (4904) para os diferentes tipos de fusão da composição, no eixo X, do sistema olivina (0,4) - ortopiroxênio (0,2) - clinopiroxênio (0,4); em P alfa, para o sistema olivina (0,7) - ortopiroxênio (0,2) - clinopiroxênio

(0,1), para os elementos altamente incompatíveis Ce e Yb (Wilson, 1989). (A) Razão Ce/Yb_n; (B) Fracionamento não modal; (C) Fracionamento modal. Valores de Kd de acordo com Arth (1976). Fatores de normalização de acordo com Sun & McDonough (1995).

Figura 28 Modelo de fusão parcial normalizado para fatores de Sun & McDonough (1995) para amostra 5066, poço 3-BRSA-883-RJS.

Figura 29 Modelo de assimilação com cristalização fracionada das amostras 5066 (Y = 26,9 ppm; Zr = 119 ppm; parental) e 4904 (Y = 25,1 ppm; Zr = 126 ppm; diferenciada), do poço 3-BRSA-883-RJS.

Figura 30 Modelagem de fusão parcial do poço 3-BRSA-883-RJS de magmas parentais (5025) e diferenciados (4916) para os diferentes tipos de fusão da composição, no eixo X, do sistema olivina (0,4) - ortopiroxênio (0,2) - clinopiroxênio (0,4); em P alfa, para o sistema olivina (0,7) - ortopiroxênio (0,2) - clinopiroxênio (0,1), para os elementos altamente incompatíveis Ce e Yb (Wilson, 1989). (A) Razão Ce/Yb_n; (B) Fracionamento não modal; (C) Fracionamento modal. Valores de Kd de acordo com Arth (1976). Fatores de normalização de acordo com Sun & McDonough (1995).

Figura 31 Modelo de fusão parcial normalizado para fatores de Sun & McDonough (1995) para amostra 5025, poço 3-BRSA-883-RJS.

Figura 32 Modelo de cristalização fracionada entre a amostra parental 5025 (parental) e 4916 (diferenciada) com base nos elementos Zr e Nb.

Figura 33 Modelo de recarga, cristalização fracionada e assimilação (RFC) aplicado às amostras 5025 (parental) e 4916 (diferenciada) do poço 3-BRSA-883-RJS, com base na análise multivariada de elementos traço Cr, Ni, Ce e Yb.

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 Dados gerais dos poços 3-BRSA-1290-SPS e 3-BRSA-883-RJS e de suas respectivas amostras.

Tabela 2 Principais dados petrográficos das amostras das seções magmáticas dos poços 3-BRSA-1290-SPS e 3-BRSA-883-RJS, à exceção das duas amostras de brecha vulcânica e da amostra 6235,50. Texturas listadas: Afr = afírica; Pfr = porfirítica; Hhl = holohialina; Hcr = holocristalina. Estruturas listadas: Amg = amígdalas; Frt = fraturas; Frg = fragmentos. Fenocristal listado: Pg = plagioclásio. Vd = vidro vulcânico. Materiais de preenchimento de cavidades e veios: Cb = carbonato; Clo = clorita. A descrição da coluna matriz também se aplica a toda rocha afíricas. Os produtos de alteração não foram incluídos na tabela.

Tabela 3 Valores de média, desvio padrão, mínimo e máximo para todos os elementos maiores, na forma de óxidos, dos poços 3-BRSA-1290-SPS.

Tabela 4 Valores de média, desvio padrão, mínimo e máximo para todos os elementos maiores, na forma de óxidos, dos poços 3-BRSA-883-RJS.

Tabela 5 Padrão CIPW (1909) de amostras dos poços 3-BRSA-1290-SPS e 3-BRSA-883-RJS

LISTA DE ABREVIACÕES E SÍMBOLOS

Km ²	área total (m ²);
Ma	milhões de anos;
K36	nome da sequência deposicional estratigráfica da Bacia de Santos;
m	metros;
%	percentual;
EM1	manto enriquecido do tipo 1;
ca.	cerca de;
LOI	<i>loss of ignition</i> (perda ao fogo);
PF	perda ao fogo;

SUMÁRIO

1.	INTRODUÇÃO	1
1.1.	APRESENTAÇÃO	1
1.2.	OBJETIVOS E HIPÓTESES	5
1.3.	JUSTIFICATIVA	7
1.4.	LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	8
2.	REVISÃO TEMÁTICA	9
2.1.	CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	9
2.2.	CRONOESTRATIGRAFIA DA BACIA DE SANTOS	13
2.3.	MAGMATISMO PRÉ-ALBIANO DA BACIA DE SANTOS.....	14
3.	MATERIAIS E MÉTODOS	17
3.1.	MATERIAIS DE ESTUDO	17
3.2.	MÉTODOS DE COLETA DE DADOS	18
3.3.	MÉTODOS DE ANÁLISE	19
3.4.	MÉTODOS DE SÍNTESE.....	22
4.	RESULTADOS	24
4.1.	DADOS DE POÇOS	24
4.2.	PETROGRAFIA	28
4.3.	LITOGEOQUÍMICA	32
5.	PRINCIPAIS DISCUSSÕES E CONCLUSÕES.....	40
5.1.	PROCESSOS DE DIFERENCIAÇÃO E FUSÃO PARCIAL	40
5.2.	COMPARAÇÕES REGIONAIS	46
5.3.	MODELO GEODINÂMICO	50
6.	CONCLUSÕES.....	72
6.1.	TRABALHOS FUTUROS	76
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	78
	ANEXO I: Procedimentos adotados na compilação de dados litogeoquímicos obtidos para rochas magmáticas das bacias de Santos e Campos.....	84
	ANEXO II: Dados litogeoquímicos (óxidos e elementos traço selecionados) das amostras laterais dos poços da Bacia de Santos.....	90
	ANEXO III: Artigo científico e respectivo material suplementar	97

1. INTRODUÇÃO

Esta dissertação adotou o formato misto que combina o texto corrido com artigo anexado, de acordo com o Manual de Instruções para Organização e Apresentação de Dissertações e Teses na UFRRJ publicado em 2006. Este formato tem três partes fundamentais: Preliminar (da folha de rosto ao sumário), Corpo Principal (Introdução a Referências Bibliográficas) e Informações Adicionais (Anexos, incluindo o artigo científico submetido à revista científica classe B1 ou superior do Qualis CAPES da área de Geociências). Esta seção (INTRODUÇÃO) do Corpo Principal está dividida em quatro partes. A primeira parte (APRESENTAÇÃO) informa a temática abordada na dissertação. A segunda parte (OBJETIVO E HIPÓTESE) lista o objetivo principal, os objetivos específicos e as primeiras hipóteses que foram testadas durante o trabalho. A terceira parte (JUSTIFICATIVA) apresenta a relevância técnica e científica do tema escolhido para investigação. A localização da área de estudo é mostrada na quarta e última parte desta seção da dissertação.

1.1. APRESENTAÇÃO

A Bacia de Santos, localizada na margem continental sudeste do Brasil, constitui uma das províncias geológicas e petrolíferas mais significativas do país, especialmente devido às descobertas de hidrocarbonetos na sequência Pré-Sal. Com extensão aproximada de 350.000 km² até a batimetria de 3.000 metros, a bacia abrange as áreas litorâneas dos estados do Rio de Janeiro, São Paulo, Paraná e Santa Catarina. Seus limites são definidos ao norte pelo Alto de Cabo Frio, que a separa da Bacia de Campos, e ao sul pelo Alto de Florianópolis, que a delimita em relação à Bacia de Pelotas (**Mohriak et al., 2021; Chang et al., 1992; Figura 1**). Sua evolução tectono-estratigráfica, detalhada na Seção 2, compreende as fases Rifte, Pós-Rifte e Drifte (**Moreira et al., 2007**), durante as quais o magmatismo Pré-Albiano desempenhou papel fundamental não apenas na geodinâmica da margem, mas também no sistema petrolífero, influenciando desde a maturação térmica das rochas geradoras até a geração de armadilhas estruturais

e a atuação como selos ou reservatórios (Ren *et al.*, 2020).

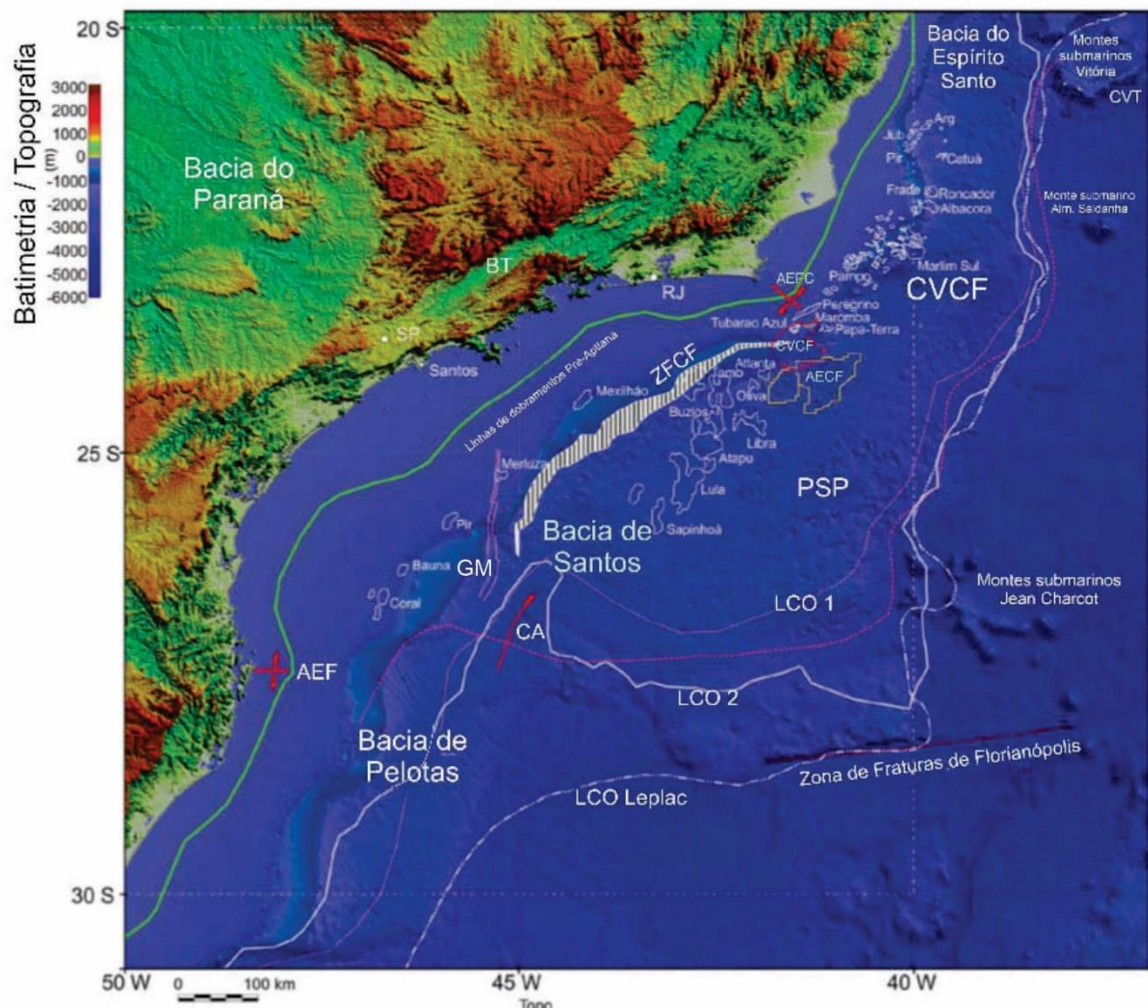


Figura 1 Mapa topobatimétrico de parte da região sudeste brasileira com a localização das bacias de Santos, Campos e Espírito Santo. Os polígonos com contorno branco são os principais campos de petróleo. A Charneira Pré-Aptiana é marcada pela linha verde. A área hachurada representa a descontinuidade Albiana. LCO 1, LCO 2 e LCO Leplac são limites crosta continental-crosta oceânica propostos por diferentes interpretações, em diferentes estudos consultados pelos autores. O limite distal do sal é indicado por uma linha tracejada magenta. As Bacias do Paraná e Taubaté (BT) estão indicadas. SSP = platô de São Paulo, CVCF = Complexo Vulcânico de Cabo Frio, AECF = Alto Estrutural de Cabo Frio, AEF = Alto Estrutural de Florianópolis, CA = Cadeia Abimael, CVT = Cadeia Vitória-Trindade, GM = Gráben de Merluza. Outras siglas são: RJ = cidade do Rio de Janeiro; SP = cidade de São Paulo. Fonte: Mohriak *et al.*, 2021.

O magmatismo Pré-Albiano da sequência Pré-Sal assume relevância para além da compreensão da evolução geodinâmica da margem continental, mas também por seu papel no sistema petrolífero. Intrusões e extrusões ígneas podem influenciar desde a maturação térmica das rochas geradoras até a geração de armadilhas estruturais, selos ou reservatórios. No entanto, os processos petrogenéticos e as

fontes mantélicas associadas a esses magmatismos ainda são frutos de debates na comunidade geocientífica, com modelos que variam entre a influência de plumas mantélicas, heterogeneidades do Manto Litosférico Subcontinental (MLSC) e processos de diferenciação crustal (**Scribelk & Valente, 2023; Louback et al., 2021, 2023**).

A evolução tectono-estratigráfica da bacia é convencionalmente dividida em três Megassequências ou Fases: Rifte, Pós-Rifte e Drifte (**Moreira et al., 2007; Figura 2**). A fase Rifte (Hauteriviano-Aptiano Inferior) é marcada por extensão crustal, subsidência e o desenvolvimento de um sistema de grábens e half-grábens, onde se depositaram as formações Camboriú (vulcânica), Piçarras (folhelhos) e Itapema (coquinas). A fase Pós-Rifte (Aptiano) representa um período de subsidência térmica (*sag*), caracterizado pela deposição dos carbonatos da Formação Barra Velha (os principais reservatórios do Pré-Sal) e pelos evaporitos da Formação Ariri, que atuam como selo regional. Por fim, a fase Drifte (Albiano-Holoceno) registra a deriva continental definitiva e a sedimentação marinha aberta, predominantemente siliciclástica.

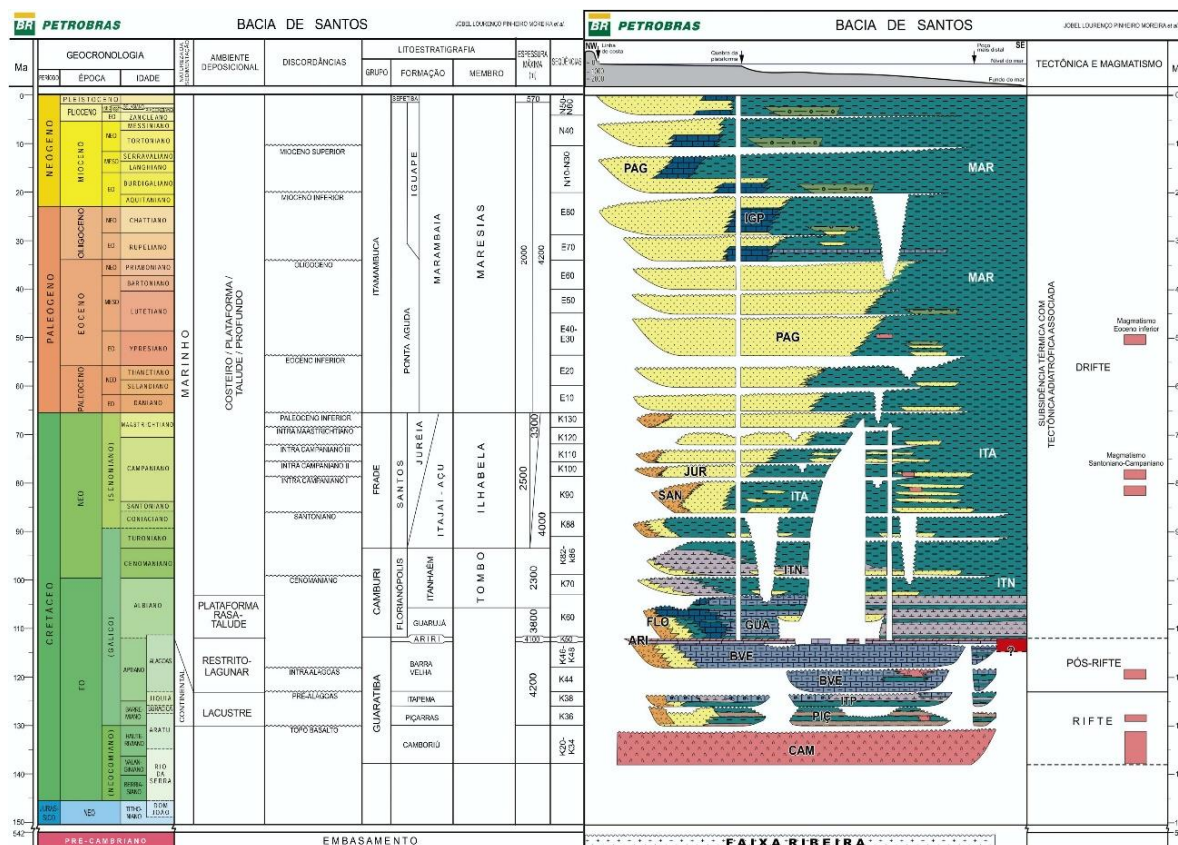


Figura 2 Carta cronoestratigráfica da Bacia de Santos com delimitação das megasequências ou fases Rífte, Pós-Rífte e Drifte. As siglas das unidades litoestratigráficas são: CAM = Camboriú; PIÇ = Piçarras; BVE = Barra Velha; ARI = Ariri; FLO = Florianópolis; GUA = Guaratiba; ITN = Itanhaém; ITA = Itajaí-Açu; SAN = Santos; JUR = Jureia; PAG = Ponta Aguda; IGP = Iguape; MAR = Marambaia. O ponto de interrogação marca o possível aparecimento de crosta oceânica. Símbolos e cores das unidades litoestratigráficas de acordo com Milani, 2007. Fonte: Moreira et al., 2007.

O magmatismo Pré-Albiano na sequência Pré-Sal assume relevância não apenas para a compreensão da evolução geodinâmica da margem continental, mas também por seu papel no sistema petrolífero (Ren et al., 2020). O magmatismo pode ter induzido deformações, gerando estruturas que servem como armadilhas para reserva de petróleo e gás (Ren et al., 2020). Intrusões e extrusões ígneas podem influenciar desde a maturação térmica das rochas geradoras até a geração de armadilhas estruturais e a atuação como selos ou reservatórios. No entanto, os processos petrogenéticos e as fontes mantélicas associadas a esses magmatismos ainda são alvo de debates na comunidade geocientífica, com modelos que variam entre a influência de plumas mantélicas, heterogeneidades do manto litosférico subcontinental (MLSC) e processos de diferenciação crustal (Scribelk & Valente, 2023; Louback et al., 2021, 2023).

Esta dissertação de mestrado foi desenvolvida no Programa de Pós-graduação em Modelagem e Evolução Geológica (PPGMEG) da Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro (UFRRJ). O trabalho está vinculado à linha de pesquisa de Modelagem de Processos Petrológicos e contou com financiamento do projeto *"Pré-Sal II: Impacto dos controles tectonoestratigráficos na qualidade e distribuição de reservatórios do intervalo Pré-Sal da Bacia de Santos"*, desenvolvido pelo Laboratório de Geologia Sedimentar (LAGESED) da Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ), em parceria com a Shell e a Fundação COOPETEC.

1.2. OBJETIVOS E HIPÓTESES

A Bacia de Santos é um laboratório natural para a investigação dos processos magmáticos associados à ruptura de continentes e à formação de margens passivas. O magmatismo Pré-Albiano na sequência Pré-Sal representa um arquivo dos processos mantélicos desencadeados durante a abertura do Atlântico Sul. Estudos petrogenéticos recentes têm aprimorado a compreensão sobre as fontes e os mecanismos geradores deste magmatismo, com modelos indicando a contribuição conjunta do Manto Litosférico Subcontinental (MLSC) e do Manto Astenosférico, além da atuação de processos de diferenciação magmática (Scribelk & Valente, 2023).

A natureza e a interação dessas fontes como, por exemplo, a heterogeneidade composicional do manto, os graus e profundidades de fusão parcial, a influência relativa de plumas mantélicas (Tristão da Cunha) versus a herança de heterogeneidades litosféricas, e o papel dos processos crustais na modificação das assinaturas magmáticas primárias, são hipóteses a serem consideradas para o amplo conhecimento da evolução da Bacia de Santos. A elucidação destas questões é necessária, uma vez que o magmatismo não é um mero evento, mas um agente ativo no sistema petrolífero do Pré-Sal, influenciando desde a maturação térmica de rochas geradoras até a geração e selagem de armadilhas.

Visto o exposto, o objetivo principal desta dissertação é investigar, em escala intra-bacia ($\cong 120$ km), o papel e a influência das dinâmicas mantélicas na geração e evolução do magmatismo associado à sequência Pré-Sal da Bacia de Santos.

Para testar a hipótese central de que a heterogeneidade composicional reflete a fusão de domínios mantélicos distintos, a pesquisa foi estruturada nos seguintes objetivos metodologicamente articulados:

- Caracterização petrográfica das amostras, visando identificar assinaturas de processos magmáticos primários e alteração pós-magmática;
- Caracterização geoquímica por meio de elementos maiores, traço e ETRs, para classificação das séries magmáticas e identificação de assinaturas de fonte;
- Modelagem petrogenética numérica (fusão parcial, cristalização fracionada, AFC) para quantificar condições de geração e diferenciação;
- Análise comparativa intra-bacinal e regional para contextualizar os resultados no quadro geodinâmico do Atlântico Sul;
- Análise Comparativa Regional, contextualizando os resultados dos poços estudados dentro do contexto magmático regional da Bacia de Santos;
- Integração em um Modelo Geodinâmico: sintetizar todos os resultados petrográficos, geoquímicos e de modelagem em um modelo geodinâmico coerente que explique a evolução tectono-magmática e sua relação com a estratigrafia regional;

Esse trabalho, além da caracterização litológica, utilizando a petrologia e geoquímica como ferramentas para desvendar os processos mantélicos que condicionaram a evolução da Bacia de Santos, adota uma abordagem metodológica multidisciplinar integrada, baseada nas seguintes etapas:

- Análise petrográfica macroscópicas e microscópicas (em lâminas delgadas) de amostras laterais dos poços 3-BRSA-1290-SPS e 3-BRSA-883-RJS;
- Análises litogeoquímicas de elementos maiores por ICP-AES e de elementos traço e terras raras (ETRs) por ICP-MS em amostras selecionadas;
- Modelagem petrogenética, com aplicação de diferentes modelos e utilização de elementos traço imóveis para caracterizar as fontes mantélicas;
- Interpretação de diagramas de discriminação tectônica e geoquímica;
- Síntese Regional e Geodinâmica: compilação de dados litogeoquímicos da literatura para a Bacia de Santos, para uma análise comparativa com outras áreas, como a Bacia de Santos, por exemplo.

A integração final dos dados próprios e compilados com o contexto geológico

conhecido da margem continental permitirá a elaboração do modelo geodinâmico, além de fornecer subsídios para a exploração de hidrocarbonetos, esclarecendo de que maneira a heterogeneidade do manto repercute na diversidade magmática observada e, conseqüentemente, na arquitetura do sistema petrolífero do Pré-Sal.

Cabe ressaltar que o alcance das hipóteses aqui testadas está condicionado aos métodos analíticos empregados. A investigação das fontes mantélicas e dos processos crustais é realizada exclusivamente através de elementos maiores e traços, sem o suporte de dados isotópicos (Sr-Nd-Pb-Hf). Esta delimitação metodológica define um escopo interpretativo no qual as conclusões sobre a natureza específica das fontes (ex: EM1, OIB) são inferidas a partir de assinaturas geoquímicas elementares, constituindo hipóteses de trabalho a serem validadas em estudos futuros com geoquímica isotópica.

1.3. JUSTIFICATIVA

A compreensão da evolução tectônica da Bacia de Santos tem sido desenvolvida em modelos construídos a partir de métodos predominantemente geofísicos, que permitem uma imagem da arquitetura crustal da bacia (**Mohriak et al., 2021**). No entanto, estes modelos, embora fundamentais, são gerados a partir da interpretação de estruturas crustais e raramente investigam as dinâmicas das estruturas mais profundas do manto (**Zalán et al., 2011**). Conseqüentemente, os métodos geofísicos mostram-se limitados para elaborar modelos integrados que elucidem as complexas interações entre a crosta e o manto durante as Fases de Rifte e Pós-Rifte, quando os processos magmáticos são mais intensos (**Scribelk & Valente, 2023; Louback et al., 2023**).

Embora modelos geofísicos forneçam insights sobre a arquitetura crustal da bacia, eles apresentam limitações para elucidar os processos mantélicos profundos associados ao rifteamento. Como destacado por Scribelk & Valente (**2023**) e Louback et al. (**2023**), esta dissertação adota uma abordagem integrada petrológica e geoquímica, utilizando elementos traço e terras raras como traçadores sensíveis dos processos de fusão, heterogeneidade mantélica e diferenciação magmática (**Fodor & Vetter, 1984, Misuzaki et al., 1992; Dani et al.,**

2017) Tal abordagem permite testar hipóteses sobre a segmentação litosférica em escala intra-bacinal ($\cong 120$ km), uma lacuna ainda pouco explorada na literatura.

Essa pesquisa investiga um conjunto de dados de duas seções magmáticas nos poços 3-BRSA-1290-SPS e 3-BRSA-883-RJS, distantes cerca de 120 km. A abordagem metodológica adotada justifica-se por constituir uma etapa fundamental na investigação petrogenética. Embora a ausência de dados isotópicos limite a resolução sobre fontes mantélicas, a análise elementar detalhada aqui realizada fornece o alicerce necessário para futuros estudos isotópicos direcionados, além de permitir comparações robustas com a literatura regional que integra ambas as abordagens.

1.4. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

Foram selecionados dois poços de exploração na Bacia de Santos que interceptaram espessas seções magmáticas na sequência Pré-Sal: o poço 3-BRSA-1290-SPS, no setor Sul (Campo de Bacalhau, Bloco BM-S-8), e o poço 3-BRSA-883-RJS, no setor Central (Campo de Lula/Tupi, Bloco BM-S-11). A distância de apenas ≈ 120 km entre eles oferece oportunidade singular para investigar a variabilidade dos processos magmáticos em escala intra-bacinal (**Figura 3**). As características específicas de cada poço, incluindo espessura das seções magmáticas, posicionamento estratigráfico e dados de perfuração, são detalhadas na Seção 4.1 (**DADOS DE POÇOS**).

O poço 3-BRSA-883-RJS está situado no Bloco BM-S-11 (Coordenadas SAD 69: 7165019 S – 721656,7 W). Perfurado entre agosto de 2010 e fevereiro de 2011, este poço interceptou uma sequência magmática contínua de 328 metros de espessura, também subjacente aos carbonatos da Formação Barra Velha. A operadora classificou esta seção como parte integrante da Formação Camboriú (**PETROBRAS, 2011**), inserindo-a no contexto da Fase Rifte da bacia.

A distância de apenas 120 km entre os poços 3-BRSA-1290-SPS (setor sul) e 3-BRSA-883-RJS (setor central) oferece uma oportunidade singular para investigar a segmentação tectono-magmática em escala intra-bacinal. Esta proximidade, associada às diferenças estratigráficas e estruturais, permite testar

como heterogeneidades mantélicas e regimes de fusão variam lateralmente em um curto intervalo espacial, fornecendo um estudo de caso detalhado da geodinâmica do rifteamento.

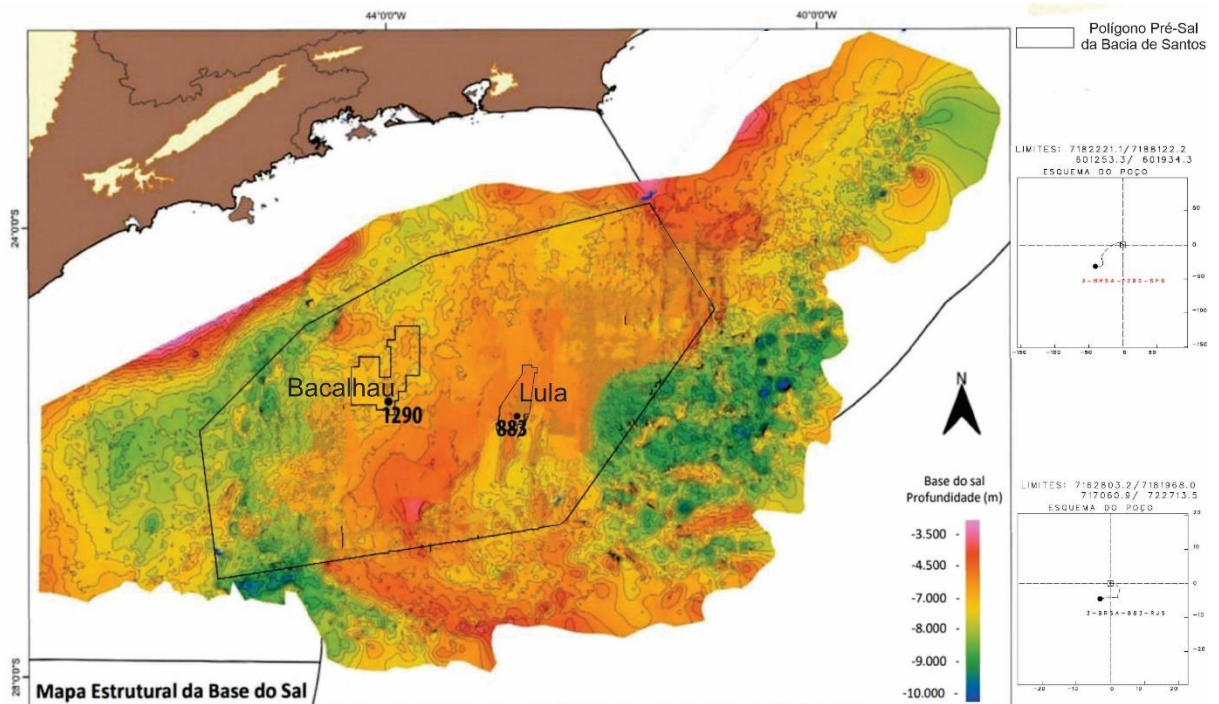


Figura 3 Localização dos dois poços estudados (3-BRSA-1290-SPS e 3-BRSA-883-RJS) no mapa estrutural da base do sal na região da Bacia de Santos, mostrando a profundidade em metros (m) da superfície da base do sal. Os gráficos à direita mostram os perfis de localização e profundidade dos poços estudados. O mapa base da figura foi obtido na Agência Nacional de Petróleo (ANP).

2. REVISÃO TEMÁTICA

Esta seção apresenta uma revisão temática sobre a origem e evolução da Bacia de Santos e principalmente dos eventos magmáticos do Pré-Albiano ($> 112\text{Ma}$). A seção está dividida em três partes: 1) apresenta o contexto geológico regional da bacia, 2) apresenta a proposta mais recente de coluna cronoestratigráfica para a Bacia de Santos e 3) o magmatismo Pré-Albiano.

2.1. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A Bacia de Santos, com área aproximada de 350.000 km², teve sua gênese associada ao rifteamento do supercontinente Gondwana e à subsequente abertura do Oceano Atlântico Sul durante o Cretáceo Inferior (**Chang et al., 1992; Mohriak et al., 2021; Figura 4**). Delimitada tectonicamente ao Norte pelo Alto de Cabo Frio (separando-a da Bacia de Campos) e ao Sul pelo Alto de Florianópolis (limite com a Bacia de Pelotas), a bacia constitui uma das mais importantes províncias petrolíferas brasileiras devido às acumulações de hidrocarbonetos na sequência Pré-Sal ($\cong$ 4500 - 6500 m; **Gordon et al., 2023**). Sua evolução, sintetizada na Figura 4 e detalhada na Seção 2.2, registra intensa atividade tectônica e magmática durante o Cretáceo Inferior, com sucessivos derrames basálticos e rochas vulcanoclásticas intercaladas a sequências sedimentares. O Platô de São Paulo (**Figura 1**), localizado na porção distal da bacia, é interpretado como domínio de crosta continental hiperestriada, possivelmente associada ao embasamento Pré-Cambriano (**Mohriak et al., 2021**). A evolução da Bacia de Santos, durante o Cretáceo Inferior, foi marcada por intensa atividade tectônica e magmática, registrada através de sucessivos derrames basálticos e rochas vulcanoclásticas intercaladas com sequências sedimentares ao longo de toda a margem sudeste brasileira. Este vulcanismo sincrônico ao rifteamento resultou em espessos pacotes de lavas basálticas que foram posteriormente afetados por falhamento extensional durante a Fase Pós-Rifte, relacionado tanto ao resfriamento e contração térmica quanto à continuidade do processo deposicional das Formações Piçarras e Barra Velha (**Mohriak, 2003**).

A transição para a Fase Pós-Rifte representou um momento na evolução da bacia caracterizado pela quiescência térmica (*sag* tectônica), que se seguiu ao estágio de rifteamento maduro (**Chang et al., 1992; Mohriak, 2003**). Durante o Aptiano Superior e Albiano Inferior (Andar Alagoas), estabeleceram-se condições restritivas no Proto-Atlântico Sul, favorecendo a deposição de espessos pacotes evaporíticos, incluindo halita, anidrita e silvinita, em áreas de subsidência acelerada (**Chang et al., 1992**). Esta restrição hidrológica foi mantida pela presença da barreira natural representada pela Cadeia Walvis-São Paulo (**Figura 5; Mohriak, 2003**), que limitava a circulação oceânica e promovia ambientes euxínicos e salinos.

Com a abertura gradual do Golfo do Atlântico Sul, durante o Albiano, desenvolveu-se uma extensa plataforma carbonática rasa, representando a megassequência de plataforma carbonática marinha rasa da bacia (**Chang et al., 1992; Mohriak, 2003**). Estas plataformas carbonáticas, constituídas por calcários, pelitos e bioclastos, associaram-se a sistemas de leques deltaicos de granulometria grossa, formando os principais reservatórios da sequência Pré-Sal (**Mohriak, 2003**).

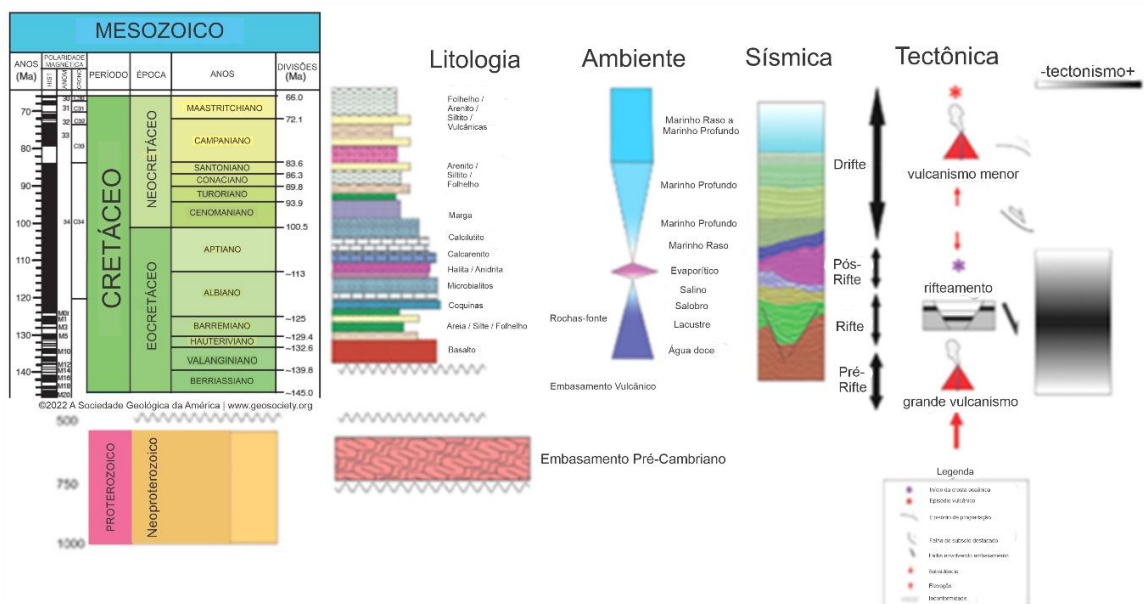


Figura 4 Esquema sintético da evolução da Bacia de Santos com base em processos estratigráficos, magmáticos e tectônicos. A coluna litológica mostra os principais tipos de rochas formados no Cretáceo. A coluna cônica indica a evolução dos ambientes deposicionais, desde água doce, lacustre e salobra, até ambientes marinhos profundos e rasos. A coluna sísmica ilustra a imagem representativa da Bacia de Santos em perfis sísmicos, detalhando camadas sedimentares sobrepostas ao embasamento magmático. A evolução tectono-magmática é mostrada na coluna tectônica. **Fonte: Mohriak et al., 2021.**

A partir do final do Albiano, o afogamento progressivo da plataforma carbonática, decorrente da subsidência gradual da bacia e de transgressões marinhas sucessivas (**Chang et al., 1992; Mohriak, 2003**), marcou a transição para ambientes mais profundos. Este evento resultou na deposição de uma sequência de baixa energia, composta por calcilutitos estratificados ritmicamente, margas, folhelhos, esferulitos e foraminíferos (**Mohriak, 2003**), estabelecendo o início da sedimentação marinha aberta que caracterizaria a Fase Drifte.

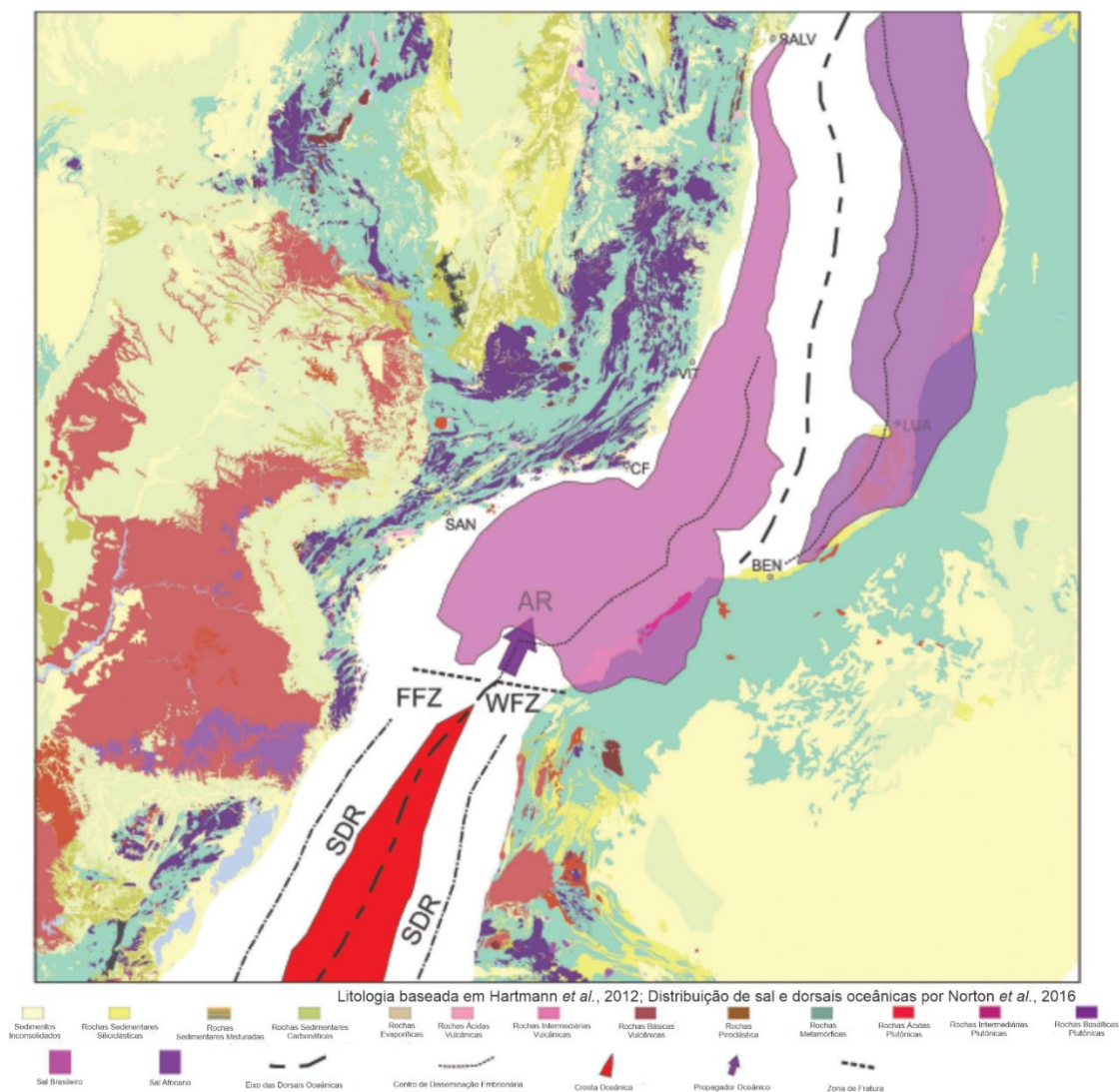


Figura 5 Configuração tectônica da Placa Sul-americana no final do Aptiano e início do Albiano (ca. 112-113 Ma). Zonas de fratura (linhas pontilhadas pretas) marcam as principais discontinuidades tectônicas, como a Zona de Fratura de Florianópolis (FFZ) e a Zona de Fratura de Walvis (WFZ), que delineiam a separação entre as placas tectônicas e regiões de crosta oceânica. A Cadeia de Propagação Abimael (AR) e o Refletor com Mergulho para o Oceano (SDR), representam estruturas vulcânicas relacionadas ao surgimento da crosta oceânica. A distribuição do sal sobre as margens da América do Sul e África está indicada. Cidades são: SAN = Santos; CF = Cabo Frio; VIT = Vitória; SALV = Salvador; BEN = Benguela e LUA = Luanda. Fonte: Mohriak et al., 2021.

O magmatismo Pré-Albiano insere-se neste contexto evolutivo representando não apenas o vulcanismo da Fase Rifte, associado à Formação Camboriú, mas também pulsos magmáticos posteriores intercalados na sequência Pré-Sal. Estes eventos não apenas demonstram processos petrogenéticos, mas também suas implicações na maturação térmica de rochas geradoras, na geração de armadilhas estruturais e na própria qualidade dos reservatórios carbonáticos da Formação Barra Velha.

2.2. CRONOESTRATIGRAFIA DA BACIA DE SANTOS

A Fase Rifte (Hauteriviano - Aptiano Inferior), representa o estágio inicial de desenvolvimento da Bacia de Santos, caracterizado por intensa atividade tectônica e magmática associada à ruptura do Gondwana. Esta fase é composta pelas sequências deposicionais K20 - K34, K36 e K38 (**Figura 2; Moreira et al., 2007**), que registram a formação de um sistema de *grabens* e *half-grabens* preenchidos por espessos pacotes vulcano-sedimentares. Os derrames basálticos da Formação Camboriú (**Fodor & Vetter, 1984**) são o principal evento magmático deste período, representando intenso vulcanismo fissural contemporâneo ao rifteamento. Intercalados a esses derrames, os folhelhos da Formação Piçarras acumularam-se em ambientes lacustres profundos, constituindo as principais rochas geradoras do sistema petrolífero do Pré-Sal (**Figura 2; Moreira et al., 2007**).

A Fase Pós-Rifte (Aptiano) marca a transição para a subsidência térmica (*sag*), sendo composta pelas sequências K44, K46 – K48 e K50, separadas por discordâncias que refletem mudanças ambientais. A discordância Intra-Alagoas ($\cong$ 117 Ma) ocorre como evento de caráter regional, relacionado a ajustes tectônicos e variações do nível de base (**Figura 2; Moreira et al., 2007**). Nesta Fase, desenvolveram-se os sistemas carbonáticos e evaporíticos do Pré-Sal, com deposição de calcários microbiais, estromatólitos e laminitos da Formação Barra Velha, além das coquinas da Formação Itapema, que em conjunto constituem os principais reservatórios de hidrocarbonetos da bacia. A formação desses carbonatos ocorreu em ambientes restritos, sob condições salinas e euxínicas, precedendo a deposição dos evaporitos da Formação Ariri (halita e anidrita), que atuam como selo regional (**Figura 2; Moreira et al., 2007**). A ocorrência de três intervalos de folhelhos radioativos marca eventos de inundação marinha em diversos ambientes deposicionais, incluindo sistemas deltaicos, plataformas carbonáticas e ambientes de margas, frequentemente associados a pulsos de atividade vulcânica que influenciaram a produtividade biológica e as condições redox da bacia.

A Fase Drifte (Albiano - Holoceno) registra a estabilização da margem continental após a abertura definitiva do Atlântico Sul. No Albiano - Cenomaniano,

desenvolveram-se as formações Florianópolis (fácies proximais), Guarujá (plataforma carbonática) e a base da Formação Itanhaém (**Figura 2; Moreira et al., 2007**). A Sequência K70 é caracterizada por arenitos e folhelhos da Formação Florianópolis, folhelhos marinhos da Formação Itanhaém e arenitos de fluxos gravitacionais do Membro Tombo. A Sequência K82 - K86 registra uma intensa progressão marinha durante o evento anóxico do Turoniano, com deposição das formações Florianópolis, Santos, Jureia, Itanhaém, Itajaí-Açu e Tombo. A Sequência K88 (Turoniano - Coniaciano) é representada por siltitos, folhelhos, calcarenitos e calcilutitos das formações Santos, Jureia e Itajaí-Açu. Do Santoniano ao Campaniano Inferior, a Sequência K90 registra sedimentos siliciclásticos com arenitos, siltitos, folhelhos e material vulcânico. As sequências K100 a K130 (Campaniano - Maastrichtiano) representam depósitos regressivos com arenitos, siltitos, folhelhos, diamictitos e margas. No Paleógeno - Neógeno, consolidou-se a sedimentação em condições francamente marinhas, com deposição de arenitos e folhelhos das formações Marambaia e Ponta Aguda, e subordinadamente calcários da Formação Iguape (**Figura 2; Moreira et al., 2007**).

2.3. MAGMATISMO PRÉ-ALBIANO DA BACIA DE SANTOS

O magmatismo na Bacia de Santos registra uma evolução polifásica, com quatro grandes eventos ígneos associados às três principais fases tectônicas de sua evolução (**Figura 6; Mohriak, 2003; Moreira et al., 2007**). Estes eventos podem ser agrupados em duas categorias: o Magmatismo Pré-Albiano, associado às fases de Rifte e Pós-Rifte; e o Magmatismo Pós-Albiano, relacionado à fase de Drifte.

O evento magmático mais antigo e expressivo ocorreu durante a Fase Rifte (138 Ma -132 Ma), representado pelos derrames de lava basáltica toleítica do Valanginiano-Hauteriviano (**ca. 138 Ma; Fodor & Vetter, 1984**). Este magmatismo, noemado Formação Camboriú na Bacia de Santos, apresenta correlação regional, com o magmatismo da Formação Cabiúnas, na Bacia de Campos, e ao extensivo vulcanismo do Grupo Serra Geral, na Bacia do Paraná (**Marques e Ernesto, 2023**). Caracteriza-se como um típico magmatismo de rifte continental, com assinatura toleítica dominante, desenvolvido tanto em

ambientes *onshore* quanto *offshore* durante o estágio inicial de ruptura do Gondwana. Um segundo pulso magmático ocorreu durante a Fase Rifte (128 Ma - 121 Ma), com magmatismo alcalino, além de intrusões e fluxos basálticos.

Um terceiro pulso magmático ocorreu durante a Fase Pós-Rifte (118Ma - 113 Ma), representando um evento menos conhecido, mas tectonicamente relevante. Este magmatismo encontra-se estratigraficamente associado a base dos evaporitos do Aptiano Inferior, indicando sua ocorrência durante o estágio de subsidência térmica (*sag*) da bacia.

Dados recentes apontam para uma natureza predominantemente toleítica neste evento, com idades em torno de 116 Ma (**Louback et al., 2023**). No entanto, evidências emergentes sugerem a existência de uma maior complexidade composicional, com a ocorrência de magmatismo basáltico transicional durante esta fase (**Scribelk & Valente, 2023**). A geração do magmatismo Pré-Albiano na Bacia de Santos tem sido atribuída a dois modelos geodinâmicos principais, não excludentes:

- Modelo de Pluma Mantélica: associa a fusão à influência térmica e material da pluma de Tristão da Cunha, resultando em magmas enriquecidos (OIB-like) com assinaturas de alto Ti e ETRL (**Gibson et al., 1995; Scribelk & Valente, 2023**);
- Modelo de Herança Litosférica: enfatiza a fusão do Manto Litosférico Subcontinental (SCLM) previamente metassomatizado durante orogenias pré-cambrianas, produzindo magmas com assinaturas variáveis (E-MORB a alcalinos) controladas por heterogeneidades locais (**Hawkesworth et al., 1984; Riccomini et al., 2005**).

A dinâmica de câmaras magmáticas subvulcânicas, no entanto, raramente é simples. Eventos de reabastecimento por novos *batches* de magma primário podem reiniciar a composição do sistema, interrompendo ou invertendo as tendências evolutivas (**O'Hara, 1977**). Consequentemente, o registro estratigráfico vulcânico torna-se um arquivo complexo, onde sequências normais (lavas menos evoluídas na base) e inversas podem ocorrer, refletindo a interação entre taxas de cristalização, reabastecimento e extrusão (**Shaw, 1985**). A identificação de grupos consanguíneos e a interpretação destas variações estratigráficas são, portanto, ferramentas fundamentais para reconstruir a história de *plumbing systems*

magmáticos.

Embora estudos regionais (ex.: Paraná-Etendeka, Campos) tenham demonstrado heterogeneidades mantélicas em escala de centenas de quilômetros, poucos trabalhos investigaram se essas variações se manifestam, e como, em escala intrabacinal (de dezenas a poucas centenas de km). A presente pesquisa aborda essa lacuna ao comparar dois poços separados por $\cong 120$ km, testando a hipótese de que descontinuidades litosféricas de alta ordem podem delimitar domínios mantélicos distintos mesmo em distâncias reduzidas.

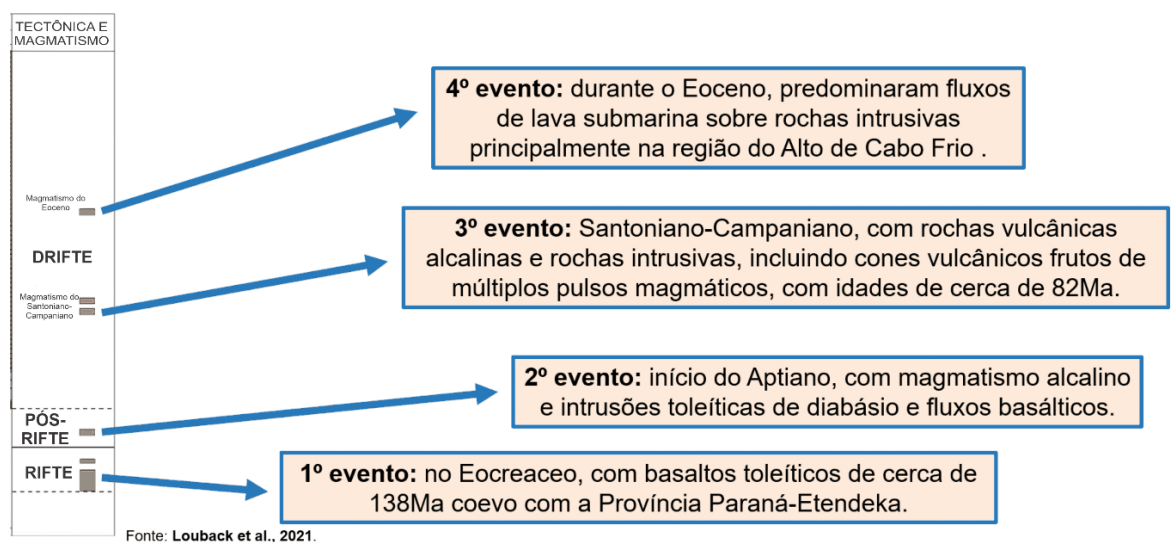


Figura 6 Coluna de tempo geológica com os quatro eventos magmáticos registrados na Bacia de Santos em diferentes estágios de sua evolução tectônica.

Diante desse quadro, os objetivos específicos desta dissertação foram delineados para testar quantitativamente as hipóteses de heterogeneidade mantélica e segmentação tectônica em escala local, utilizando dados de alta resolução espacial (amostras de poço) e modelagem numérica de processos.

3. MATERIAIS E MÉTODOS

Esta seção descreve a estratégia metodológica integrada adotada para investigar os processos petrogenéticos do magmatismo Pré-Albiano. A abordagem combina distintas linhas de evidência em uma sequência lógica, articulando métodos descritivos e analíticos. Partindo da caracterização dos materiais e do contexto geológico, avança para a aquisição e processamento de dados primários, aplica modelagem numérica para testar hipóteses petrogenéticas e culmina na interpretação integrada e contextualização regional. A validação cruzada entre dados estratigráficos, petrográficos, geoquímicos e de modelagem constitui o núcleo da metodologia.

3.1. MATERIAIS DE ESTUDO

A base teórica desta pesquisa foi construída a partir de extensa revisão bibliográfica, utilizando materiais de acesso público (artigos científicos, teses, anais) armazenados e gerenciados na Plataforma LabMEG. Para a análise direta, foram selecionados dois poços de exploração perfurados na Bacia de Santos (3-BRSA-1290-SPS e 3-BRSA-883-RJS), que interceptaram espessas seções magmáticas na sequência Pré-Sal. A escolha considerou:

- Localização estratégica em setores distintos: poço 3-BRSA-1290-SPS (setor sul) e 3-BRSA-883-RJS (setor central), separados por $\cong 120$ km;
- 15 lâminas petrográficas do poço 3-BRSA-883-RJS, produzidas no laboratório (Corelab);
- 24 amostras laterais de rochas magmáticas da sequência Pré-Sal: 9 do poço 3-BRSA-1290-SPS e 15 do poço 3-BRSA-883-RJS. Do total inicial de amostras do poço 3-BRSA-1290-SPS, três foram descartadas por se tratarem de rochas sedimentares e brechas.

A seleção das amostras para análise geoquímica seguiu critérios de representatividade textural, grau de preservação ($LOI < 8\%$ quando possível) e distribuição estratigráfica ao longo da seção magmática.

3.2. MÉTODOS DE COLETA DE DADOS

A coleta de dados para esta pesquisa foi estruturada em dois níveis, visando assegurar uma base informacional e multidimensional para a investigação dos processos petrogenéticos do magmatismo Pré-Albiano. Os dados primários consistiram na aquisição e geração de dados primários especificamente para este estudo a partir da análise direta dos materiais coletados, divididos duas categorias principais:

- Dados petrográficos foram obtidos através da análise em escala macroscópica e microscópica. A descrição macroscópica das amostras laterais focou em cor, textura, estruturas (amígdalas, vesículas) e grau de alteração. A análise microscópica foi realizada sob microscópio óptico de luz transmitida ZEISS IMAGER A2, para identificação de mineralogia, texturas e produtos de alteração, seguindo classificações estabelecidas (**Mackenzie et al., 1982; Le Maitre, 2002**). As lâminas petrográficas foram digitalizadas com sistema Zeiss Axio Imager.M2m/AXIOCAM HCr.
- Dados Litogeoquímicos das amostras selecionadas amostras foram cominuídas e pulverizadas no *Activation Laboratories Ltd.* (Actlabs, Canadá). As análises compreendem a análise de: elementos maiores por ICP-AES após fusão (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3^t , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5); e elementos traço por ICP-MS (Ba, Rb, Sr, Zr, Y, Nb, Ni, Cr, V, Co, U, Th, Hf, Ta, Pb e ETRs de La a Lu). O controle de qualidade consiste em: determinação da Perda ao Fogo (LOI) por gravimetria; uso de padrões de referência certificados (BRP-1, BIR-1); incertezas analíticas < 2% para maiores e < 5% para traços.

Os dados secundários foram obtidos a partir de fontes externas:

- Processamento dos dados geoquímicos brutos em planilhas Excel;
- Organização e catalogação de todos os dados na Plataforma LabMEG;
- Dados de poço e estratigráficos com as localizações geográficas dos poços, espessuras e profundidades das seções magmáticas, profundidades específicas de coleta de amostras de poço e perfis compostos fornecidos pela ANP. Estes dados forneceram o posicionamento estratigráfico preciso das

amostras na sequência Pré-Sal;

- Classificação preliminar das rochas e geração de diagramas de discriminação utilizando o software GCDKit.

Esta compilação, detalhada no ANEXO I, permitiu a contextualização regional dos resultados locais e a análise comparativa em escala local, ajustando os resultados obtidos nos poços dentro dos parâmetros composicionais do magmatismo da margem continental.

3.3. MÉTODOS DE ANÁLISE

Todas as amostras laterais dos poços 3-BRSA-1290-SPS e 3-BRSA-883-RJS foram submetidas a um protocolo de documentação. Cada amostra foi fotografada sob condições controladas de iluminação, gerando um registro (**Figura 7**) que documenta suas características macroscópicas originais. Para interpretar a sucessão vulcânica e reconstruir sua história eruptiva, aplicaram-se critérios baseados nos princípios de diferenciação magmática:

- Assinatura de Cristalização Fracionada Contínua: correlação negativa esperada entre MgO (elemento compatível) e ETRs (incompatíveis) dentro de grupos cogenéticos;
- Assinatura de Reabastecimento da Câmara: inversão abrupta da correlação MgO-ETR no registro estratigráfico.
- Interpretação Estratigráfica: inversões na lógica estratigráfica (lavas menos evoluídas sobre evoluídas) como evidência de reabastecimento ou extrusão a partir de câmaras múltiplas, conforme detalhado no **ANEXO III**.

Foram aplicados sequencialmente os seguintes modelos, implementados com coeficientes de partição (Kd) específicos para sistemas basálticos (ex: **Arth (1976)**, para cristalização; **Green (1994)**, para fusão(**ANEXO III**):

- Fusão Parcial: modelo de fusão em batch não-modal (**Shaw, 1970**), com fontes do tipo Iherzolito em zona de espinélio (moda: Ol 55%, Opx 25%, Cpx 15%, Sp 5%). Kd de Fujimaki *et al.* (**1984**);
- Cristalização Fracionada: equação de Rayleigh (**Wilson, 1989**), com assembleia minerais baseadas na petrografia Kd de Arth (**1976**);

- Processos de Assimilação com Cristalização Fracionada (AFC): modelo de DePaolo (**1981**), com taxa de assimilação (r) testada em 0,2;
- Modelos de Recarga, Cristalização Fracionada e Assimilação (RFC): baseado em O'Hara (**1977**), para testar cenários de sistemas abertos;
- Mistura Binária entre *end-members* (ex.: MORB e OIB) para avaliar contribuição de fontes distintas.

A seleção dos parâmetros para modelagem petrogenética seguiu critérios baseados na literatura especializada e nas observações petrográficas deste estudo. Os coeficientes de partição (K_d) foram compilados prioritariamente de Arth (**1976**) para sistemas basálticos, complementados por Fujimaki *et al.* (**1984**) para elementos terras raras, por serem os conjuntos mais completos e amplamente testados para composições toleíticas. Quando disponíveis, foram preferidos K_d determinados experimentalmente em condições de pressão e temperatura compatíveis com fusão no campo do espinélio (1,0 - 1,5 GPa; 1200-1300°C). As proporções modais da fonte mantélica (Ol 55%, Opx 25%, Cpx 15%, Sp 5%) representam um lherzolito típico de manto fértil (**Wilson, 1989**), enquanto as proporções de fusão (*P-alfa*: Ol 70%, Opx 20%, Cpx 10%) refletem o consumo preferencial de clinopiroxênio durante a fusão parcial não-modal (**Shaw, 1970**). Para os modelos AFC, a taxa de assimilação ($r = 0,2$) foi selecionada como valor intermediário representativo de sistemas magmáticos em riftes continentais com interação crustal limitada (**DePaolo, 1981**), sendo posteriormente testada em análise de sensibilidade ($r = 0,1 - 0,3$). A composição do contaminante crustal (crosta inferior) foi baseada em Rudnick & Gao (**2003**), considerando a espessura crustal estimada para a Bacia de Santos durante o Cretáceo Inferior.

Esta abordagem metodológica integrada, que associa a compilação crítica de dados pré-existentes à geração de novos dados petrográficos e geoquímicos de alta qualidade, constitui a base das interpretações petrogenéticas e geodinâmicas desta dissertação. O processo analítico foi iniciado com a organização e preparação das amostras laterais dos poços 3-BRSA-1290-SPS e 3-BRSA-883-RJS. Cada amostra foi individualmente pesada em balança de precisão (AG200 - Gehaka Ltda.), para o controle de massa inicial e o cálculo de alíquotas para as diferentes etapas analíticas subsequentes.

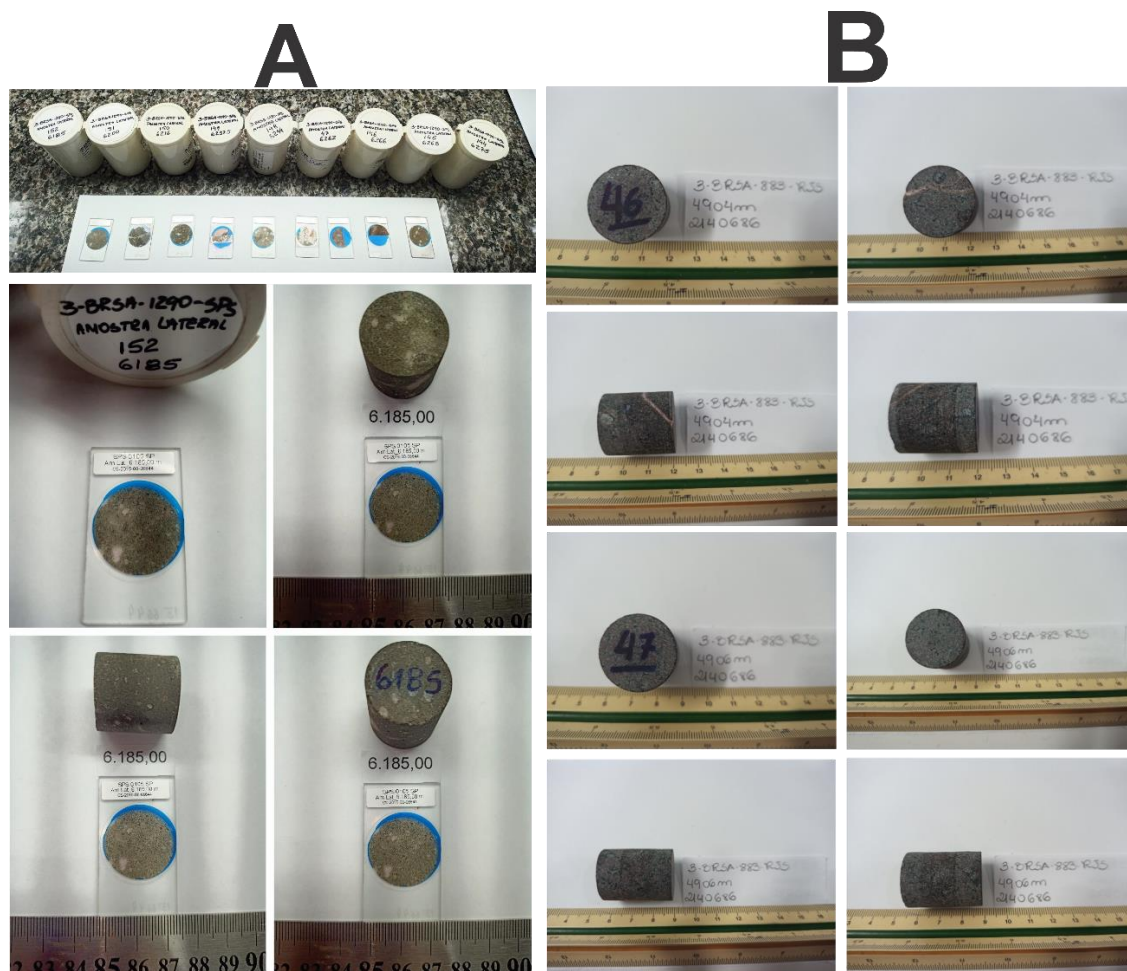


Figura 7 Exemplo de registro fotográfico das amostras laterais e lâminas do poço 3-BRSA-1290-SPS e amostras laterais do poço 3-BRSA-883-RJS da Bacia de Santos para catalogação no LAGESED-UFRJ. A – Poço 3-BRSA-1290-SPS; B – poço 3-BRSA-883-RJS.

Tabela 1 Dados gerais dos poços 3-BRSA-1290-SPS e 3-BRSA-883-RJS e de suas respectivas amostras.

AM. LATERAL (prof em m)	CÓD. AMOSTRA LATERAL	LÂMINA (lote)	CÓD. LÂMINA	PESO (g)	FRACIONADA	ALÍQUOT A (Gq em g)	SOBRA (g)	OBS.
6185	152	SPS 0105 SP	CS-2015-00-06644	25,89	não	9,4	16,49	-
6200	151	SPS 0105 SP	CS-2015-00-06645	26,78	sim	14,5	12,28	-
6216	150	SPS 0105 SP	CS-2015-00-06646	20,36	não	6,4	13,96	-
6237,50	149	SPS 0105 SP	CS-2015-00-07247	5,21	sim	0	5,21	-
6244	148	SPS 0105 SP	CS-2015-00-06647	26,5	sim	6,4	20,1	pórfiros
6262	47	SPS 0105 SP	CS-2015-00-06648	9,08	não	9	0,08	pórfiros
6266	146	SPS 0105 SP	CS-2015-00-07249	15,25	não	3	12,25	pórfiros
6268	145	SPS 0105 SP	CS-2015-00-07250	50,27	não	0	50,27	(?)
6275	144	SPS 0105 SP	CS-2015-00-06651-1	3,06	sim	0	3,06	pórfiros

AM. LATERAL (prof em m)	LÂMINA (lote)	LAMINAÇÃO (g)	PESO (g)	FRACIONADA	ALÍQUOTA (Gq em g)	SOBRA (g)	OBS.
4866	SAA 11.23	7,7	9,6	sim	1,9	0	-
4890	SAA 11.23	9,1	38	sim	15,9	13	-
4904	SAA 11.23	15,7	28,9	sim	8	5,2	-
4906	SAA 11.23	11,3	35,9	sim	24,4	0,2	-
4916	SAA 11.23	14	21	sim	6,9	0,1	-
4923	SAA 11.23	7,4	33,6	sim	12,9	13,3	-
4980	SAA 11.23	21,9	37,4	sim	15,5	0	-
4997	SAA 11.23	5,3	40,9	sim	14,1	21,5	-
5025	SAA 11.23	5,9	31,8	sim	11,6	14,3	-
5052	SAA 11.23	0	3,5	sim	3,5	0	-
5066	SAA 11.23	15,4	45,3	sim	8,9	21	-
5075	SAA 11.23	11,7	24,9	sim	6,7	6,5	-
5077	SAA 11.23	3,2	28,6	sim	8,9	16,5	-
5089	SAA 11.23	7,4	43,7	sim	15,3	21	-
5123	SAA 11.23	9,9	27,1	sim	16,4	0,8	-

3.4. MÉTODOS DE SÍNTESE

O processo de síntese dos dados constitui a etapa final da integração de todos os conjuntos de dados para construção de um modelo petrogenético e geodinâmico coerente. As inferências derivadas de cada linha de evidência foram validadas de forma cruzada, assegurando conclusões suportadas por resultados convergentes. Todos os dados primários (petrográficos e litogeoquímicos) e secundários (estratigráficos e bibliográficos) foram consolidados e gerenciados de forma unificada na Plataforma LabMEG.

O processo de síntese foi estruturado em cinco etapas principais e inter-relacionadas:

- Compilação de dados secundários: dados litogeoquímicos de estudos prévios para as bacias de Santos e Campos (ex.: **Fodor & Vetter, 1984; Scribelk & Valente, 2023**) foram compilados e homogeneizados (**ANEXO I**), seguindo protocolo de recálculo para base anídrica e priorização de dados ICP;
- Contextualização dos resultados obtidos nos poços estudados e comparados com o quadro composicional regional, permitindo avaliar se as heterogeneidades observadas em escala local ($\cong 120$ km), visando avaliar padrões regionais mais amplos.
- Interpretação dos resultados à luz do sistema petrolífero do Pré-Sal, discutindo o papel do magmatismo na maturação térmica de rochas geradoras, geração de armadilhas e potencial como reservatórios não-convencionais.

A modelagem petrogenética realizada neste estudo (fusão parcial, cristalização fracionada, AFC, RFC) apoia-se em elementos maiores e traços, seguindo protocolos consolidados na literatura. Ressalta-se, porém, que a ausência de dados isotópicos (Sr–Nd–Pb–Hf) limita a capacidade de validação independente de processos como assimilação crustal e mistura de fontes mantélicas similares. Portanto, os cenários aqui apresentados devem ser interpretados como modelos quantitativos plausíveis, cuja confirmação exigiria futuros estudos isotópicos. A redação final da dissertação e do artigo científico anexo (**ANEXO III**) só foi realizada após a consolidação desta síntese conclusiva, garantindo que as interpretações refletissem uma visão fundamentada do sistema magmático investigado.

Para avaliar a robustez dos modelos petrogenéticos frente às incertezas inerentes aos parâmetros adotados, foi realizada uma análise de sensibilidade sistemática. Esta análise testou o impacto de variações nos principais parâmetros de modelagem sobre os resultados interpretativos, mesmo na ausência de dados isotópicos validadores. Para os modelos de fusão parcial, foram testadas variações de $\pm 20\%$ nos coeficientes de partição (K_d) compilados de Arth (**1976**) e Fujimaki *et al.* (**1984**). Para os modelos de cristalização fracionada, avaliou-se o efeito da assembleia fracionante, baseadas nas texturas petrográficas observadas. Nos modelos AFC, a taxa de assimilação (r) foi de 0,2, com diferentes composições de contaminante crustal (superior e inferior) compiladas da literatura (**Rudnick & Gao, 2003**). Os resultados desta análise de sensibilidade são apresentados nas discussões pertinentes e interpretados não como valores absolutos, mas como intervalos de confiança dentro dos quais as inferências petrogenéticas permanecem válidas.

A síntese interpretativa seguirá um princípio de clareza metodológica, explicitando em cada etapa inferencial a base de dados utilizada. Particularmente nas discussões sobre fontes mantélicas e processos de assimilação, será mantida uma distinção clara entre: (1) padrões geoquímicos observados; (2) resultados de modelagem numérica; e (3) inferências petrogenéticas, estas últimas sempre apresentadas como cenários coerentes com os dados disponíveis, porém passíveis de refinamento futuro com dados isotópicos.

4. RESULTADOS

Esta seção apresenta, de forma não interpretativa, os resultados obtidos durante a pesquisa. Ela é subdividida em: 1) Dados dos poços; 2) Petrografia; 3) Litogeoquímica. Os dados de poços foram obtidos na Agência Nacional do Petróleo (ANP). Os dados petrográficos e litogeoquímicos resultaram das análises de amostras laterais dos dois poços. Estas amostras foram obtidas na ANP. Detalhes sobre os métodos analíticos foram apresentados na seção MATERIAIS E MÉTODOS desta dissertação.

4.1. DADOS DE POÇOS

A caracterização dos dados de poço demonstra diferenças na ocorrência e enquadramento estratigráfico das seções magmáticas investigadas nos poços 3-BRSA-1290-SPS e 3-BRSA-883-RJS, fornecendo o contexto para as análises subsequentes (**Mohriak et al., 2021**).

No poço 3-BRSA-1290-SPS, a seção magmática está confinada ao intervalo entre 6172 e 6339 metros de profundidade, posicionada estratigraficamente abaixo dos carbonatos da Formação Barra Velha (**Figura 8**). Esta seção, com espessura total de 167 metros, apresenta caráter descontínuo, sendo dividida em dois segmentos principais separados por uma camada delgada (4 m) de brecha vulcânica silicificada entre 6262 e 6266 m. As eletrofácies dos segmentos superior e inferior apresentam padrões distintos, com valores mais altos e mais baixos de raios gama e resistividade, respectivamente, além de padrões sônicos, de nêutrons e de densidade característicos (**Figura 8**). As descrições de perfil apresentam uma litologia variada, compreendendo brechas vulcânicas de coloração cinza claro a escuro, com clastos basálticos e assembleia mineral secundária constituída por epidoto, actinolita, clorita, carbonato e pirita; basaltos porfíricos amigdaloidais (ex.: amostra 6244) com preenchimento de clorita, actinolita e carbonatos; rochas ígneas não identificadas com textura amigdaloidal e veios carbonáticos (amostras 6185,

6200, 6216). Estas rochas não foram atribuídas a nenhuma formação específica pela operadora (**PETROBRAS, 2015**).

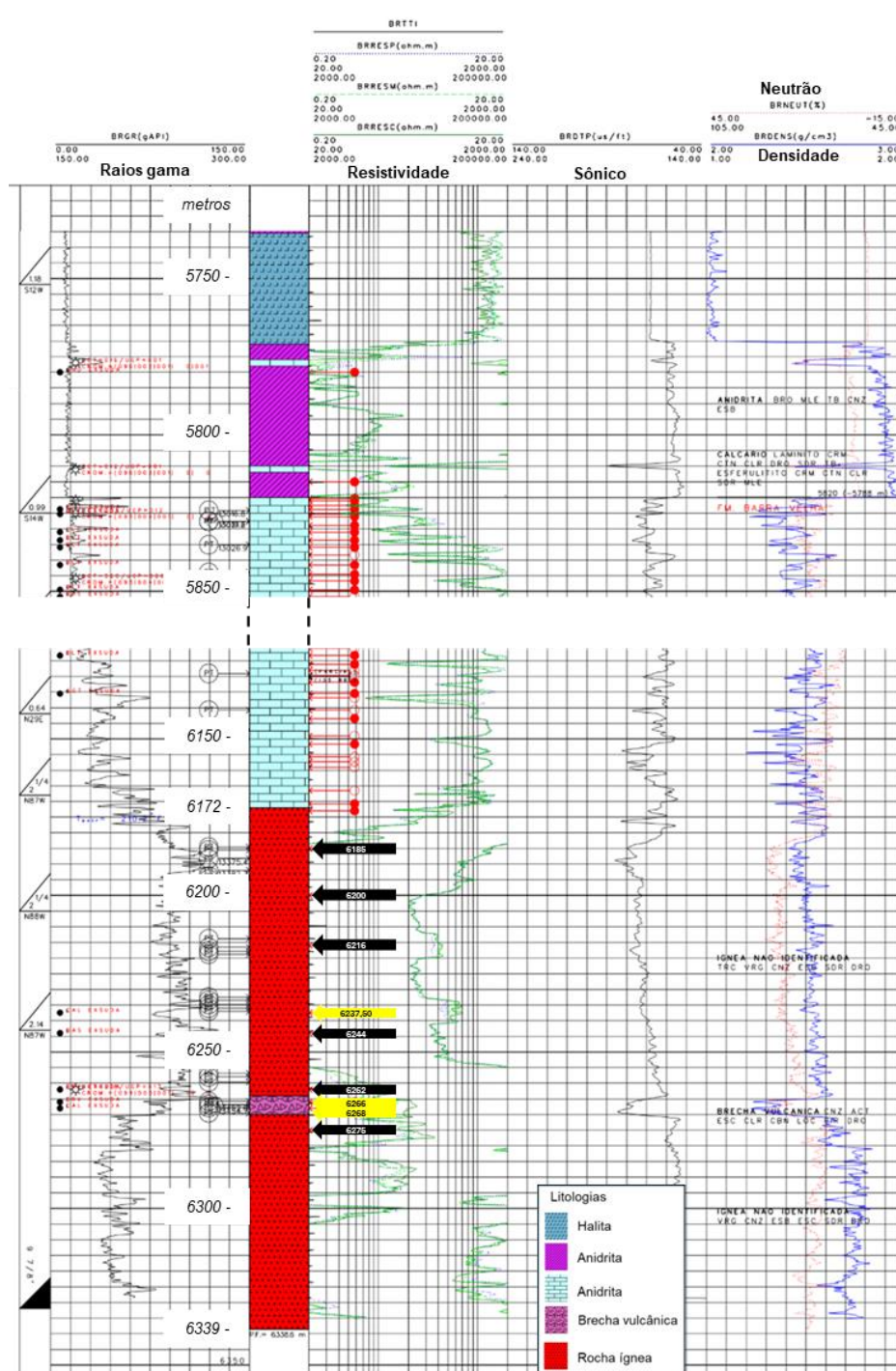


Figura 8 Parte do perfil composto do poço 3-BRSA-1290-SPS com sua seção magmática indicada e respectivas eletrofácies (raios gama, resistividade, sônico, densidade e neutrão). As setas pretas são de amostras laterais de rochas magmáticas com texturas moderadamente preservadas. As setas amarelas são de amostras totalmente alteradas (6237,50) e de amostras laterais de brechas vulcânicas (6266 e 6268).

Em contraste, o poço 3-BRSA-883-RJS interceptou uma seção magmática contínua e espessa (328 metros) entre 4.862 e 5.190 metros de profundidade, igualmente subjacente aos carbonatos da Formação Barra Velha (**Figura 9**). Diferentemente do poço anterior, esta sequência foi formalmente classificada como parte da Formação Camboriú (**PETROBRAS, 2011**), embora descrita no perfil composto como "rochas ígneas não identificadas". Os padrões irregulares das eletrofácies, com múltiplos picos de raios gama e valores variáveis de porosidade e densidade, podem refletir a sobreposição de fluxos de lava individuais. Durante a perfuração, registrou-se ocorrência de óleo entre 4973 m - 4986 m e 5056 m - 5093 m. Uma zona de '*breakout*' em 4863 m marca uma mudança abrupta nos parâmetros reológicos, possivelmente associada a rochas fraturadas. As descrições macroscópicas indicam rochas de coloração cinza escuro a esverdeado, com texturas vítreas intersticiais, presença de sulfetos, estruturas amigdaloidais e vesiculares com preenchimento parcial, prováveis megacristais de piroxênio.

O poço 3-BRSA-1290-SPS não possui classificação estratigráfica formal atribuída pela operadora, enquanto o poço 3-BRSA-883-RJS foi classificado como parte da Formação Camboriú (**Moreira et al., 2007**). Esta variação, associada às diferenças na espessura e continuidade das seções, aponta para regimes vulcânicos distintos em dois setores específicos (central e sul) separados por apenas 120 km na Bacia de Santos (**Scribelk & Valente, 2023**).

A presença de brechas vulcânicas e a mineralogia secundária observada indicam processos pós-magmáticos de alteração hidrotermal que devem ser considerados na interpretação dos dados geoquímicos subsequentes, particularmente para elementos móveis.

indicam a localização das amostras laterais de rochas magmáticas com textura moderadamente preservada.

4.2. PETROGRAFIA

A análise petrográfica foi realizada em 24 amostras laterais: 9 amostras (**Figura 8**) do poço 3-BRSA-1290-SPS (6 rochas ígneas coerentes e 3 brechas vulcânicas) e 15 amostras (**Figura 9**) do poço 3-BRSA-883-RJS. O estudo apresenta diferenças texturais, mineralógicas e de grau de preservação entre os dois poços, demonstrando distintos ambientes vulcânicos e históricos de alteração.

As amostras do poço 3-BRSA-1290-SPS apresentam assembleia mineralógica secundária composta por sericita, clorita, carbonatos e argilominerais, com substituição frequente de fases primárias (**Figura 10**). A assembleia mineralógica primária é composta essencialmente por clinopiroxênio e plagioclásio, estando frequentemente substituída por uma assembleia secundária de sericita, clorita, carbonatos e argilominerais. As texturas observadas incluem: afíricas a porfíricas e glomeroporfíricas, com megacristais de plagioclásio; matriz hipohialina a hipocristalina de granulometria muito fina ($< 0,1$ mm) a fina ($0,1$ mm - 1 mm); texturas ofítica a subofítica, inequigranular seriada e hialofítica; presença recorrente de estruturas amigdaloidais preenchidas por carbonatos, clorita e dolomita. As brechas vulcânicas apresentam clastos angulares de granulação (1 mm - 3 mm) a grossa (3 mm - 5 mm) de composição basáltica, com matriz microcristalina e evidências de vesiculação parcialmente preenchida. Os veios, geralmente de espessura fina (< 1 mm), são compostos por materiais félsicos, vidro devitrificado e óxidos. A ocorrência de vidro vulcânico devitrificado com textura esferulítica, associado a cristais euédricos de sulfetos e grãos acessórios de apatita, completa o quadro petrográfico (**Figura 10**). A intercalação com uma amostra de calcário com esferulitos (amostra 6268) corrobora o caráter descontínuo e vulcano-sedimentar desta seção.

Em contraste, as amostras do poço 3-BRSA-883-RJS exibem menor grau de alteração e melhor preservação das fases mineralógicas primárias (**Figura 11**). Macroscopicamente, as amostras analisadas do poço 3-BRSA-883-RJS podem ser classificadas como basaltos, com variações texturais e estruturais. A maioria das amostras apresenta grau de cristalinidade hipocristalino e textura afanítica, estando

parcialmente alteradas. Amígdalas preenchidas por material escuro e veios são estruturas predominantes. A composição essencial não pode ser discriminada macroscopicamente para a maioria das amostras, exceto no caso da amostra 4890, que contém clinopiroxênio, plagioclásio e óxidos de Fe-Ti.

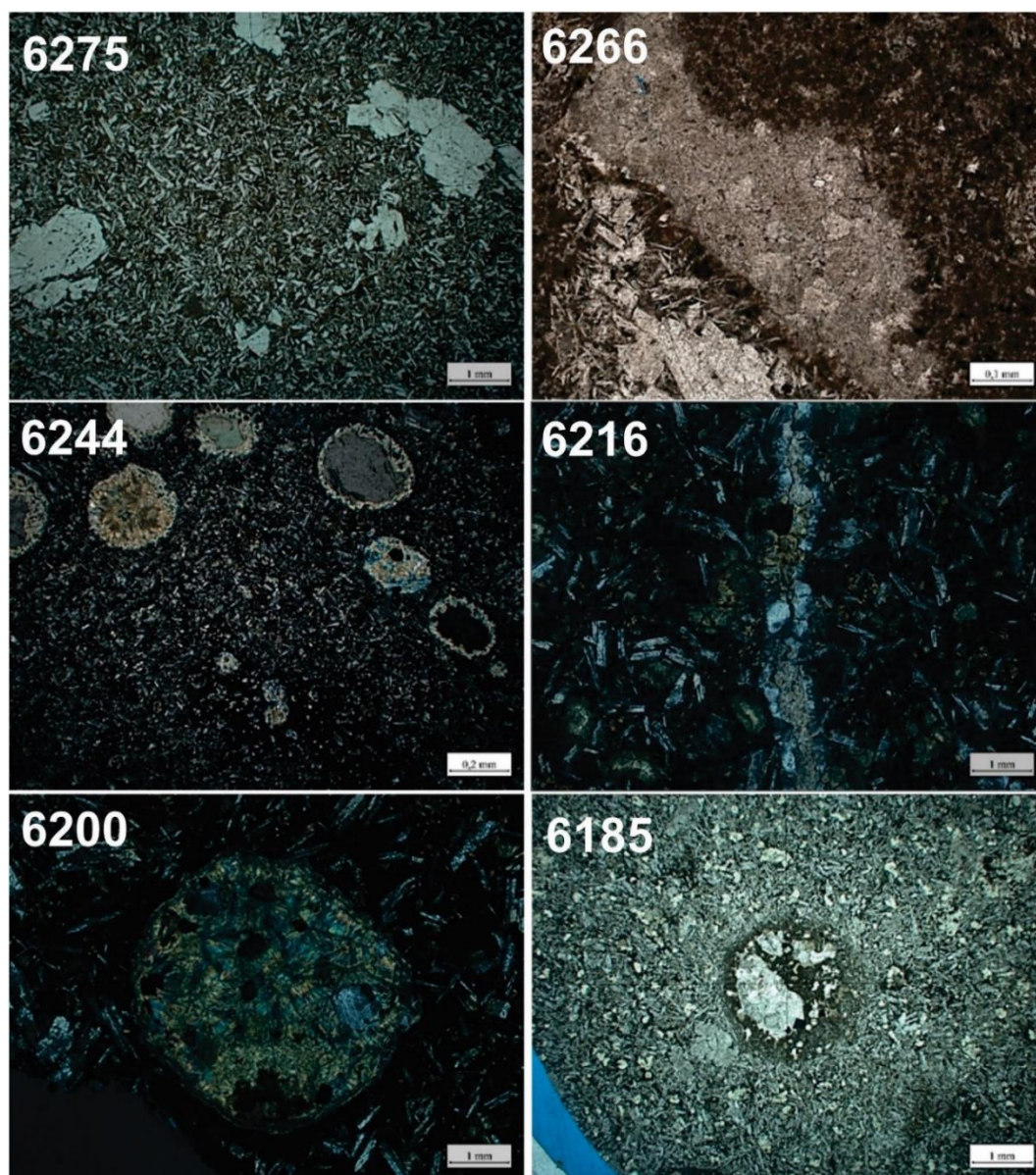


Figura 10 Prancha com fotomicrografias das texturas mais representativas das amostras da seção magmática do poço 3-BRSA-1290-SPS.

Glomeropórfiros de plagioclásio e clinopiroxênio são envoltos em uma matriz fina a muito fina nos basaltos glomeroporfiríticos. As texturas predominantes dos basaltos são subofítica, inequigranular, seriadas e porfíricas. Os cristais são

anédricos a subédricos. A análise sob escala microscópica (**Figura 11**) mostrou que cristais de plagioclásio predominam aos cristais de clinopiroxênio (augita e Ti-augita) que, por sua vez, são mais abundantes que a olivina. Os glomeropórfitos variam em tamanho, de médio (1 mm - 3 mm) a grosso (1 mm - 5 cm), com textura *sineusis* e alterado por sericitização, no caso dos plagioclásios.

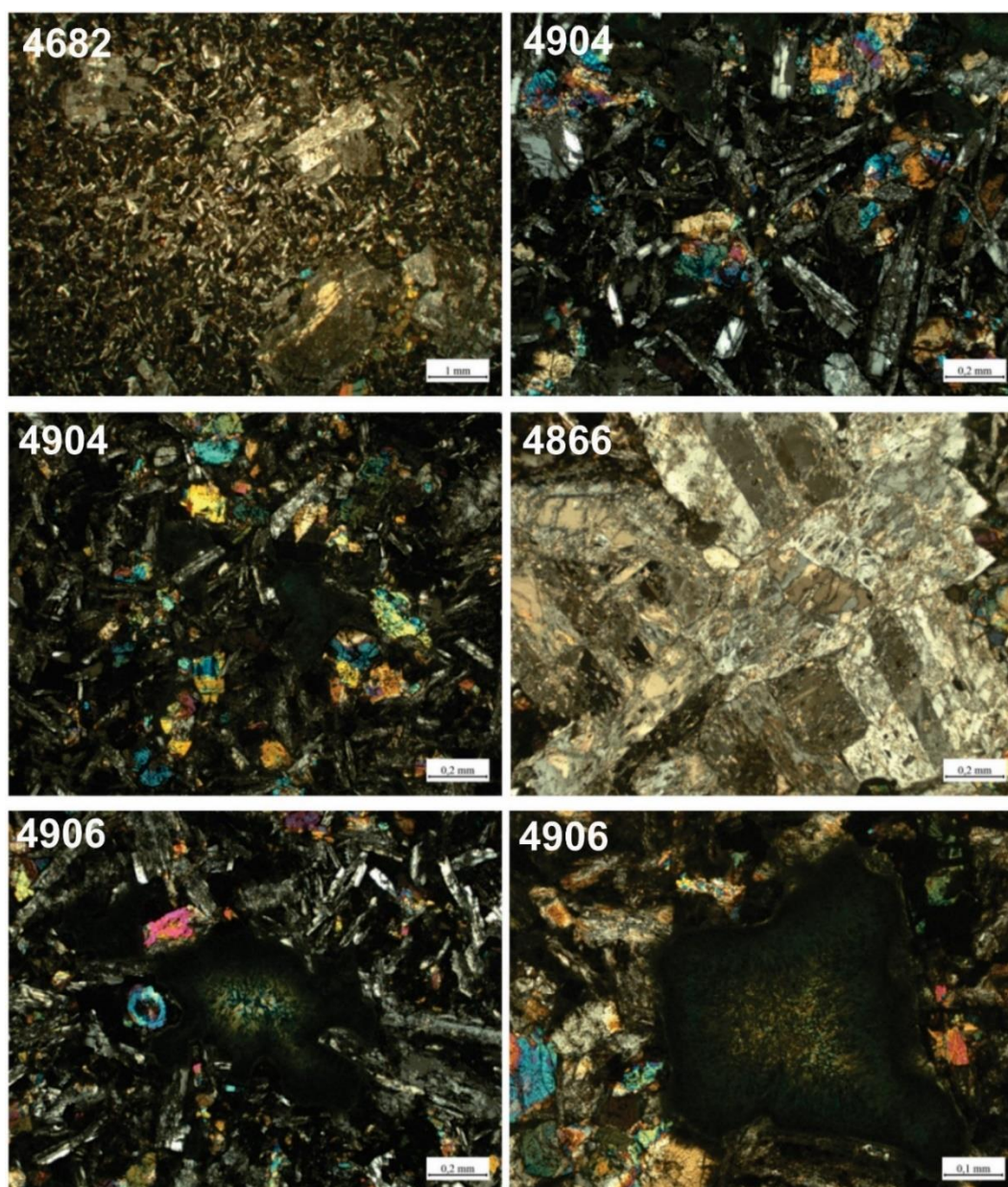


Figura 11 Prancha com fotomicrografias das texturas mais representativas das amostras da seção magmática do poço 3-BRSA-883-RJS.

Os cristais de augita e Ti-augita têm zonamento composicional em algumas

amostras. Cristais de olivina ocorrem em menor proporção, por vezes, alterada e associada a plagioclásio e clinopiroxênio. A presença de vesículas e amígdalas é comum nas amostras, com preenchimento por celadonita e carbonatos. Em algumas amostras, as amígdalas apresentam zonamento composicional, com celadonita e calcedônia nas bordas e centro com carbonato fibroradial. Vidro ocorre como material intersticial, frequentemente devitrificado. As amostras estão alteradas, com sericitização dos glomeropórfiros de plagioclásio. Os principais dados petrográficos das amostras dos poços 3-BRSA-1290-SPS e 3-BRSA-883-RJS são listados na **Tabela 2**.

Tabela 2 Principais dados petrográficos das amostras das seções magmáticas dos poços 3-BRSA-1290-SPS e 3-BRSA-883-RJS, à exceção das duas amostras de brecha vulcânica e da amostra 6235,50. Texturas listadas: Afr = afírica; Pfr = porfírica; Hhl = holohialina; Hcr = holocristalina. Estruturas listadas: Amg = amígdalas; Frt = fraturas; Frg = fragmentos. Fenocristal listado: Pg = plagioclásio. Vd = vidro vulcânico. Materiais de preenchimento de cavidades e veios: Cb =

carbonato; Clo = clorita. A descrição da coluna matriz também se aplica a toda rocha afíricas. Os produtos de alteração não foram incluídos na tabela.

Poço	Amostra	Textura	Estrutura	Matriz	Fenocristais	Class
3-BRSA-1290-SPS	6185	Afr	Amg (Cb) ¹ ; Frt	Hcr >> Hhl	Não há	Basalto
3-BRSA-1290-SPS	6200	Afr	Amg (Cb) ² ; Veios (Cb e Clo); Frg ³	Hcr ~ Hhl	Não há	Basalto
3-BRSA-1290-SPS	6216	Afr	Amg (Cb e Clo); Veios (Cb)	Hcr >> Hhl	Não há	Basalto
3-BRSA-1290-SPS	6244	Afr	Amg (Cb) ²	Hcr >> Hhl	Não há	Basalto
3-BRSA-1290-SPS	6262	Afr	Frg (Vd)	Hcr << Hhl	Não há	Hialoclastito (?)
3-BRSA-1290-SPS	6275	Pfr	Não há	Hcr >> Hhl	Pg ⁴	Basalto
3-BRSA-883-RJS	4866	Pfr	Amg (Cb e Clo); Frg	Hcr >> Hhl	Plg, Ol, Cpx	Basalto
3-BRSA-883-RJS	4890	Pfr	Amg (Cb e Clo); Frg	Hcr ~ Hhl	Plg, Ol, Cpx	Basalto
3-BRSA-883-RJS	4904	Pfr	Amg (Cb e Clo); Sf	Hcr >> Hhl	Plg, Ol, Cpx	Basalto
3-BRSA-883-RJS	4906	Afr	Amg (Cel e Cb); Veios (vd)	Hcr << Hhl	Não há	Basalto
3-BRSA-883-RJS	4916	Pfr	Amg (Cel e Cb) ¹ ; Veios (vd)	Hcr >> Hhl	Plg ⁴	Basalto
3-BRSA-883-RJS	4923	Pfr	Amígdalas (Cel, Cb) ¹ ; Veios (Vd)	Hcr << Hhl	Plg, Ol ⁴	Basalto
3-BRSA-883-RJS	4980	Vsc	Amg (Cb) ¹ ; Frg	Hcr >> Hhl	Cpx ⁴	Basalto
3-BRSA-883-RJS	4997	Pfr	Amg ¹	Hcr >> Hhl	Plg ⁴	Basalto
3-BRSA-883-RJS	5025	Prf	Amg ^{1,2}	Hcr >> Hhl	Plg ⁴	Basalto
3-BRSA-883-RJS	5075	Prf	Amg ^{1,2}	Hcr >> Hhl	Plg ⁴	Basalto
3-BRSA-883-RJS	5077	Prf	Amg ^{1,2} ; Veios	Hcr >> Hhl	Plg ⁴	Basalto
3-BRSA-883-RJS	5089	Prf	Amg ^{1,2}	Hcr >> Hhl	Plg ⁴	Basalto
3-BRSA-883-RJS	5123	Prf	Amg ^{1,2}	Hcr >> Hhl	Plg ⁴	Basalto

- 1. As amígdalas são predominantemente bem arredondadas e circulares e preenchidas por carbonato.**
- 2. Muitas microamígdalas (0,1 mm – 1 mm) preenchidas por carbonato.**
- 3. Os clastos são subcirculares e menores que 2 mm e composição basáltica.**
- 4. Euédrico zonado, por vezes em aglomerados (glomeroporfírica).**

4.3. LITOGEOQUÍMICA

Vinte e uma amostras foram selecionadas para análise litogeoquímica: 6 do poço 3-BRSA-1290-SPS (5 rochas ígneas coerentes + 1 brecha silicificada - amostra 6262) e 15 do poço 3-BRSA-883-RJS. Excluindo-se a brecha silicificada (6262, SiO₂ = 69,04%), as rochas do poço 3-BRSA-1290-SPS apresentam variação

composicional mais ampla, com teores de SiO₂ entre 43,41% e 52,30% (média = 47,18% ± 3,66%), abrangendo composições de ultrabásicas a básicas (**Tabela 3**). Em contraste, as amostras do poço 3-BRSA-883-RJS são todas básicas (SiO₂ = 49,45% ± 1,22%). (**Tabela 4**).

Tabela 3 Valores de média, desvio padrão, mínimo e máximo para todos os elementos maiores, na forma de óxidos, dos poços 3-BRSA-1290-SPS.

3-BRSA-1290-SPS	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O _{3t}	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	Total
Média	47,18	1,70	15,16	7,52	0,06	7,25	6,84	2,69	2,35	0,45	8,62	99,82
Desvio Padrão	3,66	0,17	0,75	1,16	0,02	1,53	1,71	0,29	0,76	0,11	3,06	0,86
Mínimo	43,41	1,53	14,46	6,79	0,05	5,35	5,57	2,21	1,18	0,27	4,82	98,70
Máximo	52,30	1,99	16,25	9,56	0,10	8,75	9,84	2,95	3,25	0,56	11,84	100,70

Tabela 4 Valores de média, desvio padrão, mínimo e máximo para todos os elementos maiores, na forma de óxidos, dos poços 3-BRSA-883-RJS.

3-BRSA-883-RJS	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O _{3t}	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	Total
Média	49,45	1,63	14,14	11,78	0,18	5,92	8,43	2,91	2,74	0,16	2,95	100,29
Desvio Padrão	1,22	0,09	1,41	0,92	0,04	0,78	1,62	0,69	1,60	0,02	1,90	0,64
Mínimo	46,66	1,46	11,42	9,98	0,13	4,66	5,39	1,98	0,92	0,14	0,35	98,80
Máximo	51,76	1,80	15,99	12,88	0,28	7,65	10,47	4,63	6,65	0,20	8,31	101,00

As rochas da seção magmática do poço 3-BRSA-1290-SPS apresentam uma variação de SiO₂ ampla, com teores de litologias básicas (43,41%) até intermediárias (52,30%), com média de 47,18%. A média do Fe₂O_{3t} é 7,52%, com variação entre 6,79% a 9,56%. A concentração média de MgO é 7,25%, variando entre 5,35% e 8,75%. O TiO₂ tem valores médios de 1,70%, com um desvio padrão de 0,17% e intervalo de variação entre 1,53% e 1,99%. O Na₂O tem média de 2,69%, com valores entre 2,21% e 2,95%, enquanto que o K₂O, com média de 2,35%, varia entre 1,18% e 3,25%. A perda ao fogo (LOI) tem valor médio de 8,62%, com um mínimo de 4,82% e um máximo de 11,84%, possivelmente como consequência do grau de alteração moderado a alto das amostras. Os teores dos óxidos somam, em média, 99,82%, dentro da margem esperada para análises geoquímicas, com valor máximo de 100,7% e valor mínimo de 98,70% (**Tabela 3**).

As concentrações de SiO₂ nas amostras do poço 3-BRSA-883-RJS variam entre 46,66% e 51,76% (média = 49,45%, n=15, σ=1,22%). No diagrama TAS (**Figura 12A**), estas amostras plotam nos campos de basalto e basalto traqui-andesítico. O TiO₂ tem valor médio de 1,63%, com um intervalo entre 1,46% e

1,80%. A concentração média de Al_2O_3 é 14,14%, variando entre 11,42% e 15,99%. Valores de $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\dagger}$ variam entre 9,98% e 12,88%, com média de 11,78%. O MgO tem concentração média de 5,92%, variando entre 4,66% e 7,65%. O Na_2O apresenta média de 2,91%, variando entre 1,98% e 4,63%, enquanto que o valor médio de K_2O é 2,74%, com variação ampla, entre 0,92% e 6,65%. A perda ao fogo apresenta média de 2,95%, variando entre 0,35% e 8,31%. Os teores dos óxidos somam, em média, 100,29%, dentro da margem esperada para análises geoquímicas, com valores variando entre 98,80% e 101,00% (**Tabela 4**).

As amostras do poço 3-BRSA-1290-SPS são menos evoluídas ($\text{MgO} = 5,35\% - 8,75\%$) que as do poço 3-BRSA-883-RJS ($\text{MgO} = 4,66\% - 7,65\%$). Os teores de TiO_2 são similares entre os poços (médias de $\cong 1,70\%$ e $\cong 1,63\%$, respectivamente). Os valores de Perda ao Fogo (LOI) são elevados e variáveis ($0,35\% - 11,84\%$), com média global próxima de 5,5%, refletindo alteração pós-magmática, especialmente nas amostras do poço 3-BRSA-1290-SPS.

As rochas magmáticas dos dois poços são básicas ($\text{SiO}_2 < 53\%$), com teores de TiO_2 consistentemente abaixo de 2% e valores de perda ao fogo elevados, conforme documentado anteriormente. Os coeficientes de variação para a maioria dos elementos maiores – com exceção dos álcalis (Na_2O , K_2O) e do Al_2O_3 – são geralmente superiores nas amostras do poço 3-BRSA-1290-SPS em relação às do poço 3-BRSA-883-RJS, refletindo maior heterogeneidade composicional no primeiro. (**ANEXO II**; ver **Figuras 12A-D** para detalhes da classificação).

No diagrama TAS (total alkalis x sílica; **Le Bas et al., 1986**), as amostras máficas do poço 3-BRSA-1290-SPS distribuem-se nos campos de basalto e basalto traqui-andesítico (**Figura 12A; Le Bas et al., 1986**). De modo similar, as amostras do poço 3-BRSA-883-RJS concentram-se nesses mesmos campos, apresentando uma única ocorrência alcalina (amostra 4923). A discriminação entre as séries toleítica e calci-alcalina é não conclusiva no diagrama AFM (**Figura 12B; Irvine & Baragar, 1971**), assim como para as amostras do poço 3-BRSA-1290-SPS no diagrama da Figura 12C (**Miyashiro, 1974**). Contudo, neste último diagrama, as amostras do poço 3-BRSA-883-RJS indicam uma tendência toleítica.

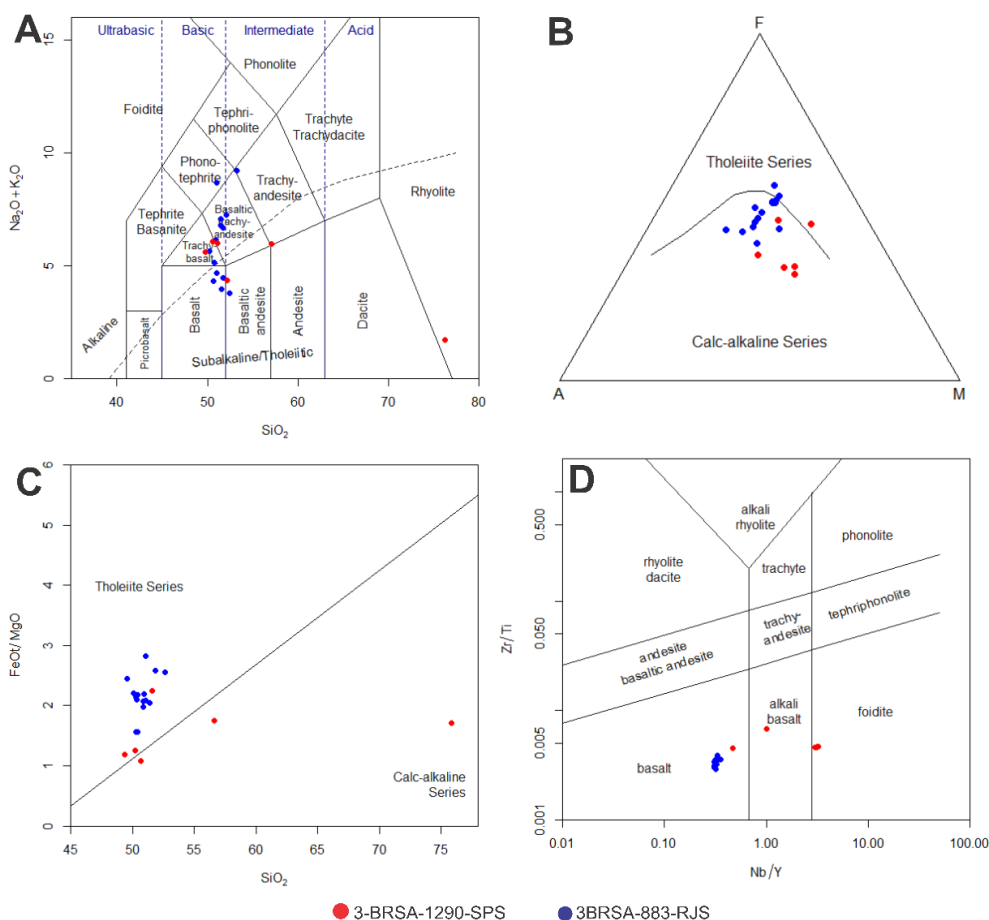


Figura 12 Diagramas litogeoquímicos gerados a partir do software R (i3.8.1 - 32bits) com pacote GCDKit (versão4.1). **(A)** Total Alcalis x Sílica (TAS; $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} \times \text{SiO}_2$; **Le Bas et al., 1986**) para classificação de amostras e discriminação de séries (curva de **Irvine & Barragar, 1971**); **(B)** Diagrama AFM ($A = \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$; $F = \text{FeO} + 0,8998\text{Fe}_2\text{O}_3$; $M = \text{MgO}$, em %peso; **Irvine & Barragar, 1971**) para discriminação entre séries calci-alcalina e toleítica; **(C)** Diagrama SiO_2 (%peso) x FeO/MgO , conforme **Miyashiro (1974)**, para discriminação entre as séries toleítica e calci-alcalina; **(D)** Nb/Y x Zr/Ti (modificado por **Pearce, 1996**) para classificar rochas magmáticas extrusivas com base em razões de elementos traço imóveis.

As amostras máficas 6185, 6200 e 6216 ($\text{SiO}_2 < 50\%$) do poço 3-BRSA-1290-SPS apresentam valores elevados de hiperstênio normativo (15% – 29%; **CIPW, 1909; Tabela 5**) e olivina normativa baixa ou ausente (0% – 10%; **CIPW, 1909; Tabela 5**). A amostra 6275 tem hiperstênio normativo de 24% e olivina normativa ausente (**CIPW, 1909; Tabela 5**). No poço 3-BRSA-883-RJS, a maioria das amostras apresenta hiperstênio normativo, com ocorrência de nefelina normativa apenas na amostra 4923. As amostras com hiperstênio normativo incluem 4866 e 4890 (topo da seção) e 5052 e 5123 (base).

Elementos móveis (Ba, Rb, K, Sr) apresentam distribuições irregulares. Valores de LOI variam entre 0,35% e 11,84%, com média global próxima de 5,5%

(Sun & McDonough, 1995; Figuras 13A e 13B). Em contraste, elementos imóveis (ETR, Nb, Ta, Zr, Hf) exibem padrões coerentes, com $\text{La/Nb}_n = 0,65 \pm 0,02$ para as amostras 6185, 6200 e 6216 do poço 3-BRSA-1290-SPS (Figura 13A). As amostras máficas deste poço são enriquecidas em ETR (10x – 100x condrito), com La/Yb_n variando entre 5,2 e 13,9, e apresentam maior enriquecimento em ETR leves ($\text{La/Sm}_n = 4,7 \pm 0,3$ e $\text{Gd/Lu}_n = 2,1 \pm 0,1$; Figura 13A). A amostra 6275 mostra padrão menos fracionado ($\text{La/Yb}_n = 5,5$).

Tabela 5 Padrão CIPW (1909) de amostras dos poços 3-BRSA-1290-SPS e 3-BRSA-883-RJS

Poço	Amostra	Nf	Hp	Classificação	Ol	Qtz	Classificação
3-BRSA-883-RJS	4866		29,36	Tholeiitic		2,66	Quartz-tholeiite
3-BRSA-883-RJS	4890		28,44	Tholeiitic		1,43	Quartz-tholeiite
3-BRSA-883-RJS	4904		15,80	Tholeiitic	10,12		Olivine-tholeiite
3-BRSA-883-RJS	4906		13,76	Tholeiitic	10,27		Olivine-tholeiite
3-BRSA-883-RJS	4916		17,05	Tholeiitic	4,68		Olivine-tholeiite
3-BRSA-883-RJS	4923	1,17		Alkaline	14,38		Alkaline basalt
3-BRSA-883-RJS	4980		16,45	Tholeiitic	7,41		Olivine-tholeiite
3-BRSA-883-RJS	4997		5,09	Tholeiitic	12,17		Olivine-tholeiite
3-BRSA-883-RJS	5025		32,39	Tholeiitic		5,57	Quartz-tholeiite
3-BRSA-883-RJS	5052		23,73	Tholeiitic		0,05	Quartz-tholeiite
3-BRSA-883-RJS	5066		25,94	Tholeiitic		0,34	Quartz-tholeiite
3-BRSA-883-RJS	5075		22,77	Tholeiitic		0,62	Quartz-tholeiite
3-BRSA-883-RJS	5077		18,70	Tholeiitic		0,14	Quartz-tholeiite
3-BRSA-883-RJS	5089		16,93	Tholeiitic		2,90	Quartz-tholeiite
3-BRSA-883-RJS	5123		21,51	Tholeiitic		0,42	Quartz-tholeiite
3-BRSA-1290-SPS	6185		28,32	Tholeiitic		22,37	Quartz-tholeiite
3-BRSA-1290-SPS	6200		29,13	Tholeiitic		24,29	Quartz-tholeiite
3-BRSA-1290-SPS	6216		27,33	Tholeiitic		15,87	Quartz-tholeiite
3-BRSA-1290-SPS	6244		20,26	Tholeiitic		21,56	Quartz-tholeiite
3-BRSA-1290-SPS	6262		17,07	Tholeiitic		58,89	Quartz-tholeiite
3-BRSA-1290-SPS	6275		24,22	Tholeiitic		7,51	Quartz-tholeiite

As amostras do poço 3-BRSA-883-RJS distinguem-se por anomalias negativas de Nb-Ta ($\text{La/Nb}_n = 1,3 \pm 0,1$) e menor fracionamento de ETR ($\text{La/Yb}_n = 2,4 - 3,2$; $\text{La/Sm}_n = 1,7 \pm 0,1$; $\text{Gd/Lu}_n = 1,6 \pm 0,1$; Figuras 13A e 13B). As amostras máficas do poço 3-BRSA-1290-SPS apresentam enriquecimento em elementos terras raras entre 10 e 100 vezes o condrito, com maior enriquecimento nos elementos leves em relação aos pesados (La/Yb_n entre 13,5 e 14,6; $\text{La/Sm}_n = 4,7 \pm 0,3$ e $\text{Gd/Lu}_n = 2,1 \pm 0,1$; Figura 13A).

As amostras máficas do poço 3-BRSA-883-RJS apresentam padrões irregulares para elementos móveis, semelhantes aos observados no poço 3-BRSA-1290-SPS, mas distinguem-se por exibirem anomalias negativas de Nb-Ta ($\text{La/Nb}_n = 1,3 \pm 0,1$; Figura 13B) e de P, além de menor fracionamento das ETRs

($\text{La/Yb}_n < 2,9 \pm 0,2$; $\text{La/Sm}_n = 1,7 \pm 0,1$; $\text{Gd/Lu}_n = 1,6 \pm 0,1$; **Figura 13A**).

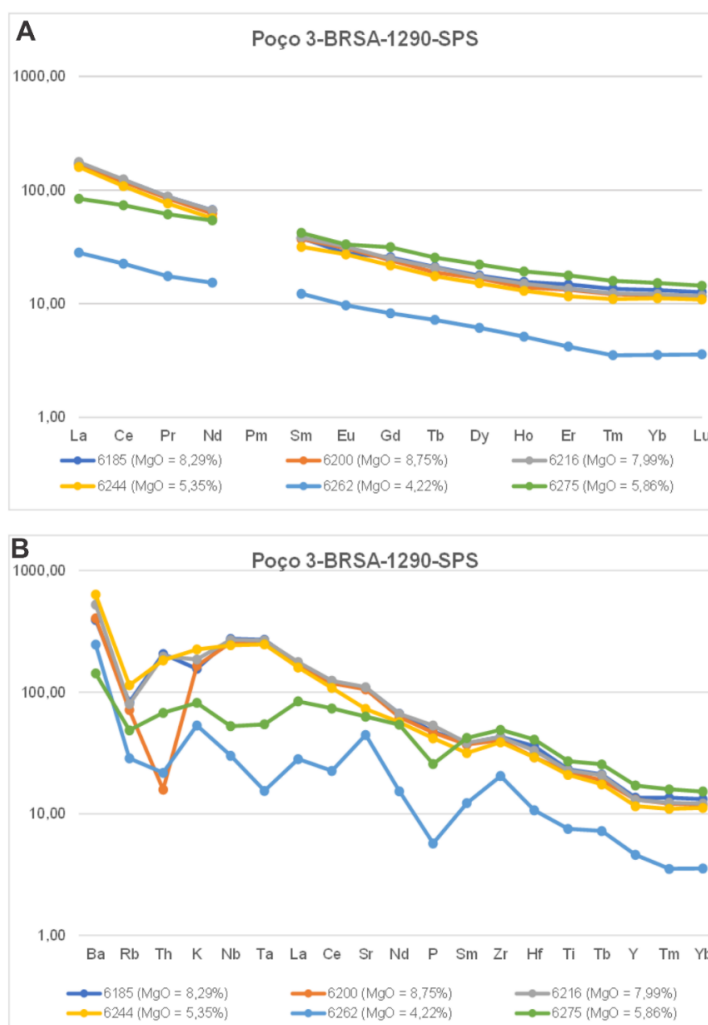


Figura 13 Diagramas ETRs e multielementar do poço 3-BRSA-1290-SPS gerados a partir do software Microsoft Office Excel 2019 Professional Edition. Fatores de normalização conforme **Sun & McDonough (1995)**.

Observa-se uma discrepância entre as classificações obtidas por diferentes métodos: enquanto a norma CIPW (**1909**) indica caráter toleítico para todas as amostras máficas de 3-BRSA-1290-SPS, diagramas baseados em elementos imóveis (**Pearce, 1996**) sugerem assinatura alcalina para esse mesmo conjunto. Essa divergência reforça a importância de priorizar elementos imóveis em rochas com alteração pós-magmática acentuada (LOI elevado).

As rochas máficas do poço 3-BRSA-883-RJS apresentam padrões multielementares com características geoquímicas distintas. Os elementos móveis (Ba, Rb, K, Sr) exibem distribuições irregulares, correlacionando-se com valores de

LOI entre 0,35% e 8,31%, indicando influência de processos secundários de alteração hidrotermal e substituição mineral por argilominerais e carbonatos (**Figura 14B**). Em contraste, os elementos imóveis (ETR, Nb, Ta, Zr, Hf) preservam assinaturas petrogenéticas bem definidas, caracterizadas por: anomalias negativas de Nb-Ta ($\text{La/Nb}_n = 1,3 \pm 0,1$; **Figura 14B**); anomalias negativas de P em todas as amostras; baixo fracionamento de ETR ($\text{La/Yb}_n = 2,4 - 3,2$; média $2,75 \pm 0,3$; **Figura 14A**); razões de ETR médias ($\text{La/Sm}_n = 1,7 \pm 0,1$; $\text{Gd/Lu}_n = 1,6 \pm 0,1$; **Figura 14A**).

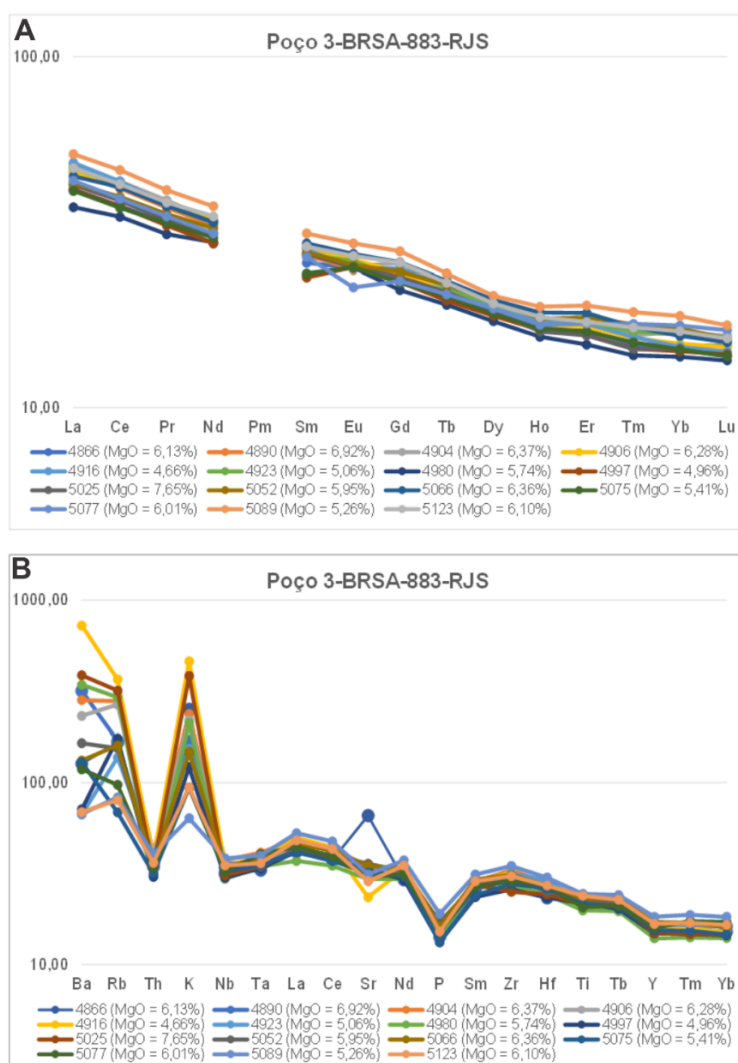


Figura 14 Diagramas ETRs e multielementar do poço 3-BRSA-883-RJS gerados a partir do software Microsoft Office Excel 2019 Professional Edition. Fatores de normalização conforme Sun & McDonough (1995).

A amostra 4923 destaca-se como única ocorrência com nefelina normativa

(Nf = 1,17%; **CIPW, 1909**), enquanto as demais amostras apresentam predominância de hiperstênio normativo. Os valores de La/Yb_n variam, com a amostra 4916 registrando o maior valor (3,17) e as amostras 5075 e 5077 os menores ($\cong$ 2,4).

Com base nos dados litogeoquímicos das rochas máficas, as seguintes inferências podem ser feitas:

- Poço 3-BRSA-1290-SPS: Magmatismo de caráter exclusivamente toleítico, representado por basaltos toleíticos (quartzo- e olivina-toleítos);
- Poço 3-BRSA-883-RJS: Magmatismo predominantemente toleítico, com ocorrência pontual de basalto alcalino (amostra 4923), evidenciando heterogeneidade mantélica em pequena escala (nefelina normativa de 1,17%; **CIPW, 1909; Tabela 5**).

As assinaturas geoquímicas apresentadas fornecem a base para a interpretação das fontes mantélicas que alimentaram o magmatismo Pré-Albiano. Cabe ressaltar que essas interpretações serão derivadas exclusivamente de elementos maiores e traços, sem o suporte de dados isotópicos. Consequentemente, as discriminações entre diferentes componentes mantélicos (ex.: EM1 vs. OIB, DMM vs. N-MORB) baseiam-se em analogias com assinaturas elementares documentadas na literatura, reconhecendo-se que a validação definitiva dessas inferências exigiria futuros estudos com Sr-Nd-Pb-Hf.

5. PRINCIPAIS DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

Esta seção apresenta, de forma resumida, as principais discussões e conclusões obtidas durante o projeto. A parte das discussões foi subdividida em: 1) Processos de diferenciação e fusão parcial; 2) Comparações regionais e 3) Modelo geodinâmico. As conclusões são apresentadas no último item desta seção. Todas as discussões e conclusões também podem ser consultadas, mais detalhadamente, no artigo submetido à publicação em revista científica especializada.

5.1. PROCESSOS DE DIFERENCIAÇÃO E FUSÃO PARCIAL

Antes de discutir os processos de diferenciação e fusão, é fundamental reafirmar o contexto metodológico que molda o alcance e as limitações das interpretações aqui apresentadas. Este estudo baseia-se exclusivamente em dados de elementos maiores e traços. A ausência de dados isotópicos (Sr-Nd-Pb-Hf) é uma limitação central que impede a validação independente de diversas hipóteses petrogenéticas. Consequentemente, as discussões sobre a natureza específica das fontes mantélicas (ex: EM1, OIB) e a quantificação de processos crustais (como a assimilação) são aqui tratadas como cenários quantitativamente plausíveis, mas não como conclusões definitivas. Os modelos numéricos apresentados (fusão parcial, AFC, RFC) devem ser interpretados como ferramentas para testar a consistência interna dos dados com processos petrogenéticos conhecidos, e não como provas absolutas de um cenário geodinâmico específico.

Feitas essas ressalvas, a análise integrada dos dados petrográficos, geoquímicos e de sua distribuição estratigráfica nos poços 3-BRSA-1290-SPS (Bacalhau) e 3-BRSA-883-RJS (Tupi) indica que a evolução magmática pós-fusão foi complexa. A hipótese central de que a heterogeneidade composicional deriva da fusão de domínios mantélicos distintos foi testada e é suportada pelos dados, mas com as nuances discutidas a seguir.

As rochas do poço 3-BRSA-883-RJS (Campo de Tupi) apresentam assinaturas geoquímicas de elementos traço, como razões La/Nb_n ($\cong 1,34$) e La/Yb_n ($\cong 2,9$), compatíveis com fontes mantélicas enriquecidas, frequentemente associadas ao Manto Litosférico Subcontinental (MLSC; **Hawkesworth et al., 1984**). Em contraste, as rochas do poço 3-BRSA-1290-SPS (Campo de Bacalhau) exibem razões La/Nb_n ($\cong 0,7$) e La/Yb_n ($\cong 14$) que, na literatura, são típicas de fontes mais férteis do tipo OIB (*Ocean Island Basalt*; **Sun & McDonough, 1995**). A coexistência de um basalto toleítico (amostra 6275) neste mesmo poço, com razões intermediárias ($\text{La/Nb}_n = 1,60$; $\text{La/Yb}_n = 5,5$), ilustra a complexidade do sistema.

A comparação entre os dois poços, distantes apenas $\cong 120$ km, revela duas diferenças fundamentais: (1) a variação no grau de enriquecimento em elementos incompatíveis (ETRL) e (2) a presença de anomalias negativas de Nb-Ta nos basaltos de Tupi, ausentes nas rochas de Bacalhau. Conforme destacado, é crucial investigar se tais diferenças refletem variados graus de fusão parcial de uma fonte homogênea ou, como a hipótese deste trabalho sugere, a fusão de fontes mantélicas composicionalmente distintas.

A Figura 15 apresenta diferenças na natureza das fontes mantélicas que deram origem às rochas máficas de cada poço. A amostra 6185 (3-BRSA-1290-SPS) exhibe um padrão fortemente enriquecido em elementos litófilos de grande raio iônico (LILE) e terras raras leves (LREE), com razões elevadas de La/Nb_n ($\cong 0,61$) e Nb/Y ($\cong 3,10$), típicas de fontes do tipo OIB ou manto litosférico enriquecido (EM-1; **Sun & McDonough, 1995; Pearce, 1996**). Esse enriquecimento, associado à ausência de anomalias negativas de Nb-Ta, indica fusão de um domínio mantélico previamente metasomatizado, possivelmente relacionado a eventos de subducção durante o Ciclo Brasileiro (610 Ma – 490 Ma; **Hawkesworth et al., 1984; Riccomini et al., 2005; Sial et al., 2008**).

Em contraste, a amostra 4890 (3-BRSA-883-RJS) apresenta padrão geoquímico mais próximo de E-MORB, com enriquecimento moderado em LREE, mas com anomalias negativas de Nb-Ta ($La/Nb_n \cong 1,35$) e razão Nb/Y $\cong 0,33$, possivelmente fusão de uma fonte mais depletada (DMM), com possível contribuição de componentes litosféricos ou discreta contaminação crustal (**Sun & McDonough, 1995; Pearce, 1996; Gibson et al., 2006; Pearce & Stern, 2006**).

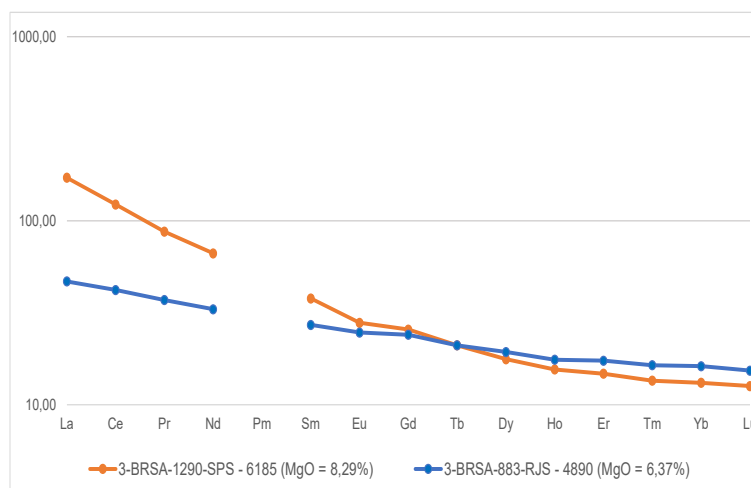


Figura 15 Diagrama multielementar normalizado ao condrito de Sun & McDonough (1995) das amostras 6185 (3-BRSA-1290-SPS) e 4890 (3-BRSA-883-RJS).

A Figura 16 ilustra a questão ao comparar os padrões de ETR das amostras 6185 (Bacalhau) e 4890 (Tupi). O forte fracionamento de ETR da amostra 6185 ($La/Yb_n \cong 13,2$) é, em princípio, consistente com a fusão em campo de granada, enquanto o padrão menos fracionado da amostra 4890 ($La/Yb_n \cong 2,9$) sugere fusão no campo do espinélio (**Wilson, 1989; McKenzie & O'Nions, 1991**). No entanto, essa interpretação deve ser qualificada.

A inferência da profundidade de fusão baseada unicamente na razão La/Yb_n carrega incertezas significativas. O valor dessa razão em um magma é controlado não apenas pela presença de granada ou espinélio como fases residuais, mas também pelo grau de fusão parcial, pela composição inicial da fonte (que pode ser enriquecida ou empobrecida) e pelos coeficientes de partição (K_d) utilizados (**Rollinson, 1993**). Por exemplo, a razão La/Yb_n de 5,5 do basalto toleítico 6275 (Bacalhau) poderia, teoricamente, ser explicada por um baixo grau de fusão (5%) de uma fonte em espinélio com $La/Yb_n = 3,8$, ou por um grau de fusão maior (15%)

de uma fonte em granada com $La/Yb_n = 0,9$, considerando-se um K_d para a granada (6167; **Arth, 1976; Fujimaki et al., 1984**). Portanto, a afirmação de que o magmatismo de Bacalhau ocorreu exclusivamente a 63 km - 68 km e o de Tupi a 44 km - 51 km é uma simplificação que não reflete a não-unicidade do modelo inverso. As profundidades apresentadas são estimativas baseadas em um cenário preferencial (fusão de lherzolitos com composição de fonte assumida), e não valores absolutos.

A disparidade nas condições de fusão e nas fontes entre os poços, separados por apenas $\cong 120$ km, reflete uma nítida segmentação litosférica em escala intra-bacinal (**Mohriak et al., 2021**). O setor Sul (3-BRSA-1290-SPS) acessou porções profundas e enriquecidas do manto litosférico, com profundidades de fusão estimadas em $63 \text{ km} \pm 5 \text{ km}$ (intervalo de confiança de 58 km - 68 km após análise de sensibilidade), consistentes com fusão no campo do espinélio. O setor Central (3-BRSA-883-RJS) caracteriza-se por fusão em profundidades menores, estimadas em $47 \text{ km} \pm 4 \text{ km}$ (intervalo de 43 km - 51 km), igualmente no campo do espinélio, mas sob maior grau de extensão crustal e maior contribuição astenosférica (**White & McKenzie, 1989; Pearce, 2008**). Estas estimativas incorporam as incertezas propagadas dos coeficientes de partição e da composição da fonte, conforme detalhado na análise de sensibilidade (Seção 3.4), e devem ser interpretadas como valores aproximados dentro de intervalos de confiança

petrologicamente realistas.

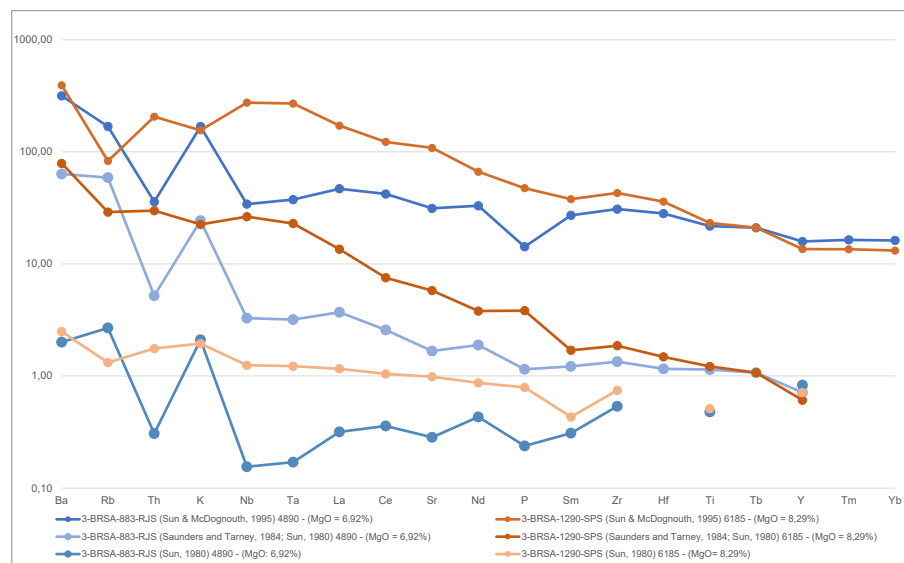


Figura 16 Comparação entre amostras 4890 (3-BRSA-883-RJS) e 6185 (3-BRSA-1290-SPS), destacando a influência de granada vs. espinélio.

As Figuras 15 e 16 demonstram que a diversidade composicional do magmatismo máfico Pré-Albiano deriva principalmente de variações na natureza e profundidade das fontes mantélicas, com a diferenciação magmática atuando como processo secundário (Wilson, 1989; Sckribelk & Valente, 2023). Essa heterogeneidade mantélica mapeia a interação entre litosfera, astenosfera e agentes termais durante a abertura do Atlântico Sul, mostrando que tais interações podem gerar assinaturas geoquímicas distintas mesmo em pequenas distâncias ($\cong 120$ km) (White & McKenzie, 1989; McKenzie & O’Nions, 1991; Gibson *et al.*, 2006).

Para avaliar a possibilidade de fusão no campo da granada *versus* espinélio, foram realizadas modelagens comparativas considerando ambas as mineralogias residuais. Utilizando o modelo de fusão parcial não-modal (Shaw, 1970), testaram-se fontes com 5% e 10% de granada residual (moda: Ol 55% - 60%, Opx 20% - 25%, Cpx 10% - 15%, Gt 5% - 10%) e fontes com proporções equivalentes de espinélio (Sp 5% - 10%). Os coeficientes de partição para granada variaram conforme compilação de Green (1994) e Fujimaki *et al.* (1984), considerando a elevada sensibilidade dos valores de Kd para ETR pesados em granada ($Kd_{Yb} = 6,17$ a 35,6). Os resultados indicam que, para reproduzir as razões La/Yb_n

observadas no poço 3-BRSA-1290-SPS (13,5 - 14,6) com fusão no campo da granada, seriam necessários graus de fusão extremamente baixos ($F < 1\%$) ou fontes com enriquecimento excepcionalmente alto ($\text{La/Yb}_n \text{ fonte} > 8$), cenários pouco compatíveis com a geração de magmas toleíticos em contexto de rifte continental. Adicionalmente, a ausência de fracionamento pronunciado entre ETR médios e pesados ($\text{Gd/Lu}_n = 2,1 \pm 0,1$) nas amostras do setor Sul é mais consistente com fusão no campo do espinélio, onde os coeficientes de partição para ETR pesados são baixos e relativamente uniformes ($\text{Kd}_{\text{Yb}} \approx 0,01 - 0,05$). Para o poço 3-BRSA-883-RJS, as baixas razões Gd/Lu_n ($1,6 \pm 0,1$) também favorecem interpretação de fusão no campo do espinélio. A análise de sensibilidade demonstra que, mesmo considerando os valores mínimos de Kd para granada (6,17), a razão La/Yb_n modelada para fusão a 10% - 20% no campo da granada seria 40% - 60% superior aos valores observados nas amostras do setor central. Portanto, o conjunto de evidências petrogenéticas —incluindo modelagem quantitativa, análise de sensibilidade e padrões de ETR— suporta consistentemente a interpretação de que a fusão ocorreu predominantemente no campo de estabilidade do espinélio para ambos os poços, com profundidades estimadas entre 44 km e 68 km.

As discussões que se seguem integram dados petrográficos, geoquímicos e de modelagem numérica dentro de um quadro interpretativo coerente. Para garantir objetividade científica, evita-se atribuir certeza absoluta a inferências que dependem de dados não disponíveis (especialmente isotópicos). Em vez disso, os modelos petrogenéticos e geodinâmicos são apresentados como construções lógicas que explicam adequadamente as assinaturas elementares observadas, cuja confirmação definitiva requereria investigações complementares. Logo, a discussão se concentra, portanto, na possível relação genética entre os toleítos registrados em ambos os poços. A amostra 6275, um basalto toleítico isolado no poço de Bacalhau, apresenta razões La/Nb_n (1,60) e La/Yb_n (5,5) significativamente mais altas que a média dos toleítos de Tupi ($\text{La/Nb}_n = 1,34 \pm 0,05$; $\text{La/Yb}_n = 2,9 \pm 0,2$). Estas diferenças podem refletir: (1) graus variáveis de fusão parcial de uma mesma fonte, ou (2) a derivação a partir de fontes mantélicas distintas.

A modelagem de fusão parcial para as amostras 6244 (parental, $\text{MgO} = 5,35\%$) e 6216 (diferenciada, $\text{MgO} = 7,99\%$) do poço 3-BRSA-1290-SPS baseou-

se no comportamento dos elementos Ce e Yb, conforme metodologia de Wilson (1989), utilizando coeficientes de partição de Arth (1976) e normalização de Sun & McDonough (1995). Ambas as amostras apresentam razões Ce/Yb_n elevadas (9,84 - 10,40) em relação ao valor condrítico (3,75), indicando derivação de fonte mantélica metassomatizada, com assinatura compatível com componentes enriquecidos (Hawkesworth et al., 1984). Adicionalmente, observa-se enriquecimento em ETRL (La/Sm_n $\cong$ 4,7 - 4,9).

A modelagem não-modal em sistema *P-alpha* (Ol 70%; Opx 20%; Cpx 10%) indica que a composição observada é compatível com fusão de até 5% de manto previamente enriquecido, para graus de fusão (F) entre 0,1 e 0,3 (Shaw, 1970). A análise dos processos de fusão evidencia diferenças no comportamento não-modal (Figura 17B), com enriquecimento pronunciado de Ce em baixos graus de fusão devido ao consumo preferencial de clinopiroxênio ($K_{dYb} = 0,62$; Fujimaki et al., 1984). A fusão ocorreu na zona de espinélio, em profundidade estimada de 64 km $\pm$ 5 km (McKenzie & O'Nions, 1991), sem evidências de granada residual.

A análise de sensibilidade aplicada aos modelos de fusão parcial demonstra que as estimativas de profundidade e grau de fusão devem ser interpretadas com cautela. Variações de $\pm$ 20% nos coeficientes de partição (K_d) para elementos terras raras em clinopiroxênio e granada resultam em alterações de até 15% nas razões modeladas Ce/Yb_n e La/Yb_n, o que se traduz em incertezas de aproximadamente $\pm$ 8 km nas estimativas de profundidade de fusão. Similarmente, modificações nas proporções modais da fonte dentro de intervalos petrologicamente realistas (olivina: 50% - 60%; ortopiroxênio: 20% - 30%; clinopiroxênio: 10% - 20%) produzem variações de até 12% nos graus de fusão calculados. Estas incertezas, inerentes ao método, não invalidam a distinção fundamental entre os dois poços: mesmo considerando os limites máximos das variações paramétricas, as amostras do poço 3-BRSA-1290-SPS (setor Sul) mantêm razões La/Yb_n sistematicamente superiores às do poço 3-BRSA-883-RJS (setor Central), com intervalos de confiança que não se sobrepõem (Sul: 13,5 - 14,6 $\pm$ 1,2; Central: 2,4 - 3,2 $\pm$ 0,3 após análise de sensibilidade).

5.2. COMPARAÇÕES REGIONAIS

A comparação regional aqui empreendida necessariamente considera a diferente natureza dos dados disponíveis. Enquanto estudos das bacias de Campos e da província Paraná-Etendeka frequentemente integram geoquímica elementar e isotópica, o presente trabalho baseia-se exclusivamente em elementos maiores e traços. Esta assimetria metodológica exige cautela nas comparações diretas, particularmente na discriminação de fontes mantélicas específicas. Não obstante, os padrões elementares observados mostram notável coerência com assinaturas regionais previamente caracterizadas isotopicamente, sugerindo que as inferências petrogenéticas aqui propostas são consistentes com modelos regionais consolidados.

Uma vez estabelecidas as diferenças petrogenéticas entre os poços em escala local, questiona-se se estes padrões se repetem em escala regional. A comparação com as bacias de Campos e Paraná-Etendeka fornece este contexto. Apesar da distância reduzida ($\cong 120$ km) entre os poços estudados, a heterogeneidade mantélica observada nas rochas máficas reflete processos que também se manifestam em escala regional, como registrado nas províncias vizinhas de Campos e Paraná-Etendeka. A análise contextualizada apresenta os resultados locais dentro do quadro magmático mais amplo da margem continental.

A geração de magmas máficos durante o Cretáceo Inferior na Bacia de Santos não constitui um evento isolado. Ela integra um sistema magmático regional associado à ruptura do Gondwana e à formação do Atlântico Sul (**Chang *et al.*, 1992; Mohriak *et al.*, 2021**). As assinaturas geoquímicas do magmatismo máfico Pré-Albiano na Bacia de Santos, particularmente as heterogeneidades entre os poços 3-BRSA-1290-SPS (Sul) e 3-BRSA-883-RJS (Central), encontram paralelos nas províncias adjacentes de Campos e Paraná-Etendeka, embora com distinções (**Marques & Ernesto, 2004**).

O magmatismo máfico da Formação Cabiúnas na Bacia de Campos, contemporâneo à Formação Camboriú (Santos), exhibe predominância de basaltos toleíticos de baixo TiO_2 derivados de fusão de manto litosférico subcontinental empobrecido (**Fodor & Vetter, 1984; Mizusaki *et al.*, 1992**). Os dados deste estudo revelam que a Bacia de Campos compartilha com o poço 3-BRSA-883-RJS assinaturas de fusão em profundidades moderadas (zona de espinélio: 60 km – 70 km) e graus de fusão parcial intermediários (10% – 20%; **McKenzie & O’Nions,**

1991). Ambas as áreas exibem anomalias negativas de Nb-Ta e enriquecimento moderado em LREE, sugerindo contribuição de componentes litosféricos herdados de eventos orogênicos pré-cambrianos (**Hawkesworth et al., 1984; Pearce, 1996**). Contudo, a Bacia de Campos apresenta menor variabilidade composicional que Santos, refletindo um regime de extensão crustal mais homogêneo e menor influência de fontes mantélicas enriquecidas (**Gibson et al., 2006**).

A interpretação da segmentação tectono-magmática em escala intra-bacinal, embora fundamentada em dados geoquímicos robustos, enfrenta limitações inerentes à ausência de dados geofísicos de alta resolução no escopo deste estudo. A literatura regional, entretanto, fornece subsídios estruturais que contextualizam as observações petrogenéticas. Mohriak *et al.* (**2021**) e Zalán *et al.* (**2011**) documentam, com base em sísmica de reflexão profunda e modelagem gravimétrica, a existência de descontinuidades crustais relevantes na porção Central da Bacia de Santos, incluindo zonas de transferência e lineamentos estruturais de direção NW-SE que segmentam a bacia em compartimentos com espessura crustal distinta. Estes lineamentos, possivelmente reativados durante o rifteamento cretáceo a partir de estruturas herdadas do embasamento Pré-Cambriano (Ciclo Brasileiro), podem ter atuado como condutos preferenciais para ascensão magmática e delimitado domínios mantélicos com diferentes histórias de fusão. A distância de 120 km entre os poços estudados é compatível com a escala destas descontinuidades, sugerindo que a segmentação observada nos dados geoquímicos reflete, em escala local, a mesma compartimentação crustal documentada regionalmente por métodos geofísicos. Estudos futuros integrando geoquímica e sísmica 3D de alta resolução poderão testar esta hipótese com maior detalhamento.

Embora este estudo não disponha de dados isotópicos próprios, a comparação com dados isotópicos publicados para bacias vizinhas oferece referência indireta para as interpretações sobre fontes mantélicas. Na Bacia de Campos, estudos isotópicos em basaltos da Formação Cabiúnas (**Fodor & Vetter, 1984; Mizusaki et al., 1992**) revelam valores de ϵ_{Nd} (130 Ma) entre -2 e -8 e razões $^{87}Sr/^{86}Sr$ iniciais entre 0,705 e 0,710, consistentes com contribuição do manto litosférico subcontinental enriquecido. Na Província Paraná-Etendeka, dados isotópicos compilados por Peate (**1997**) e Marques & Ernesto (**2004**) mostram que

basaltos de baixo TiO_2 apresentam ϵNd (130 Ma) entre 0 e -6, enquanto basaltos de alto TiO_2 exibem valores mais negativos (ϵNd até -12), interpretados como reflexo de heterogeneidades do manto litosférico e/ou contribuição de pluma mantélica (**Gibson et al., 1995, 2006**).

As assinaturas elementares observadas nos poços estudados são compatíveis com este quadro isotópico regional. O poço 3-BRSA-1290-SPS (setor Sul), com assinaturas enriquecidas ($\text{La/Yb}_n \approx 14$, $\text{La/Nb}_n \approx 0,7$), apresenta padrões análogos aos basaltos de alto TiO_2 da Província Paraná-Entendeka, que isotopicamente requerem fontes com longa história de enriquecimento (EM-1). O poço 3-BRSA-883-RJS (setor Central), com assinaturas moderadamente empobrecidas ($\text{La/Yb}_n \approx 2,9$, $\text{La/Nb}_n \approx 1,3$), assemelha-se aos basaltos de baixo TiO_2 da Província Paraná-Entendeka e aos toleítos da Bacia de Campos, cujas assinaturas isotópicas indicam mistura entre manto empobrecido (DMM) e componentes litosféricos enriquecidos. Esta correspondência entre padrões elementares nos poços estudados e assinaturas isotópicas documentadas regionalmente reforça a consistência das interpretações petrogenéticas aqui propostas, ainda que a confirmação definitiva exija análises isotópicas nas mesmas amostras.

A Província Magmática Paraná-Entendeka, representando o auge do vulcanismo continental associado à ruptura do Gondwana ($\cong 132 \text{ Ma} - 134 \text{ Ma}$), oferece um contraste elucidativo: seus basaltos toleíticos de alto e baixo TiO_2 são geneticamente ligados à fusão de domínios mantélicos heterogêneos, análogos aos identificados na Bacia de Santos (**Marques & Ernesto, 2004**). Os basaltos de alto TiO_2 do Paraná-Entendeka, gerados por fusão de manto enriquecido em profundidades $> 80 \text{ km}$ (zona de granada), apresentam assinaturas semelhantes à amostra 6185 (3-BRSA-1290-SPS), com $\text{La/Yb}_n > 10$ e forte enriquecimento em ETRL (**McKenzie & O'Nions, 1991**). Já os basaltos de baixo TiO_2 assemelham-se às amostras do 3-BRSA-883-RJS, com fusão de manto depletado em regime de espinélio e $\text{La/Yb}_n < 5$ (**Wilson, 1989**). Uma distinção fundamental reside na escala e contexto: enquanto Paraná-Entendeka reflete um evento de larga escala associado a uma pluma mantélica (Tristão da Cunha; **Gibson et al., 1995**), o magmatismo máfico de Santos e Campos registra a segmentação litosférica durante a subsidência de margens vulcânicas (**Mohriak et al., 2021**).

A comparação regional sustenta um modelo em que heterogeneidades mantélicas pré-existentes controlaram a diversidade do magmatismo máfico em todas as províncias (**Hawkesworth et al., 1984**). A profundidade de fusão (espinélio x granada) variou lateralmente, dependendo da espessura litosférica local e do gradiente geotérmico durante o rifteamento (**White & McKenzie, 1989**). A Bacia de Santos representa um caso intermediário entre o vulcanismo continental (Paraná-Etendeka) e o oceânico (MORB), com assinaturas transicionais herdadas de fusão do manto litosférico enriquecido (Sul) e da astenosfera depletada (Central; **Sun & McDonough, 1995; Pearce, 2008**).

Os dados demonstram que o magmatismo máfico estudado não pode ser dissociado do contexto regional, mas sua variabilidade composicional em $\cong 120$ km espelha, em escala local, os mesmos processos que geraram as províncias de Campos e Paraná-Etendeka: fusão parcial de domínios mantélicos distintos, modulada pela interação entre herança litosférica e dinâmica de rifteamento (**White & McKenzie, 1989; Scibek & Valente, 2023**).

5.3. MODELO GEODINÂMICO

O modelo geodinâmico proposto neste trabalho, que integra a segmentação tectono-magmática intra-bacinal com a atuação de domínios mantélicos distintos durante o rifteamento do Gondwana, fundamenta-se em padrões geoquímicos de elementos maiores e traços, complementados por modelagem petrogenética e contextualização regional. Cabe destacar, contudo, que a ausência de dados isotópicos (Sr–Nd–Pb–Hf) restringe a capacidade de discriminar com precisão a contribuição relativa de fontes mantélicas profundas (ex.: pluma de Tristão da Cunha) em relação a fontes litosféricas rasas (MLSC), bem como de quantificar eventuais interações crustais associadas aos processos de rifteamento.

A modelagem de fusão parcial, utilizando elementos terras raras (especialmente a razão La/Yb_n), foi empregada para investigar as condições de geração dos magmas parentais. Os resultados devem ser interpretados com cautela, dado que as estimativas de profundidade e grau de fusão são dependentes dos coeficientes de partição (K_d) e da composição da fonte assumida, parâmetros que carregam incertezas inerentes.

A análise de sensibilidade dos modelos AFC testou diferentes valores para a taxa de assimilação ($r = 0,1; 0,15; 0,2; 0,25; 0,3$) e diferentes composições de contaminante crustal (crosta superior média vs. crosta inferior). Os resultados indicam que, para $r \leq 0,2$, as variações nas razões elementares (ex: Th/Nb, La/Nb) permanecem dentro de 10% dos valores modelados sem assimilação. Para $r \geq 0,25$, as assinaturas começam a se desviar significativamente ($> 20\%$) dos padrões observados nas amostras, especialmente para elementos como Th e Rb. Contudo, a ausência de dados isotópicos impede a discriminação inequívoca entre cenários com baixa assimilação ($r \approx 0,2$) e heterogeneidades primárias da fonte. Esta limitação é particularmente relevante para as amostras 5066 e 4904 (poço 3-BRSA-883-RJS), onde modelos com $r = 0,2$ produzem ajustes comparáveis a modelos sem assimilação, mas com fontes ligeiramente distintas.

A modelagem de fusão parcial para as amostras 6244 (parental, MgO = 5,35%) e 6216 (diferenciada, MgO = 7,99%) do poço 3-BRSA-1290-SPS foi realizada com base no comportamento dos elementos Ce e Yb, seguindo a metodologia de Wilson (1989) com coeficientes de partição de Arth (1976) e normalização de Sun & McDonough (1995). Ambas as amostras apresentam razões Ce/Yb_n elevadas (9,84 - 10,40) em relação ao valor condrítico (3,75; **Sun & McDonough, 1995**), indicando que as amostras derivam de fusão de uma fonte mantélica metassomatizada (tipo EM-1; **Hawkesworth et al., 1984**). Além disso as amostras apresentam enriquecimento em ETRL (La/Sm_n $\cong$ 4,7 – 4,9). A modelagem não-modal em sistema *P-alpha* (Ol 70%; Opx 20%; Cpx 10%) mostrou que a composição observada é compatível com fusão de $\leq 5\%$ de um manto previamente enriquecido, em graus de fusão (F) entre 0,1 - 0,3 (**Shaw, 1970**). A análise dos processos de fusão revela diferenças na fusão não modal (Figura 17B), que produz enriquecimento pronunciado de Ce em baixos graus de fusão, devido ao consumo preferencial de clinopiroxênio ($K_{dYb} = 0,620$; **Fujimaki et al., 1984**). A fusão ocorreu na zona de espinélio, em profundidade intermediária ($\cong$ 64 km; **McKenzie & O'Nions, 1991**), sem evidências de granada residual, apesar do enriquecimento em ETRL.

A inversão nos teores de MgO (6244 = 5.35% x 6216 = 7.99%) infere que as amostras não formam um par parental-diferenciado direto, mas representam pulsos magmáticos distintos ou processos de acumulação mineral (**Wilson, 1989**).

Modelos de fractionation (**Figuras 17B E 17C**) indicam que a cristalização de clinopiroxênio e plagioclásio explica enriquecimentos sutis em ETRs, mas não justifica a variação anômala de MgO (**Rollinson, 1993**). A ausência de assimilação crustal é justificada pelas razões Th/Nb ($< 0,1$) e Ba/Nb, refutando processos de AFC relevantes (**DePaolo, 1981; Pearce, 1996**).

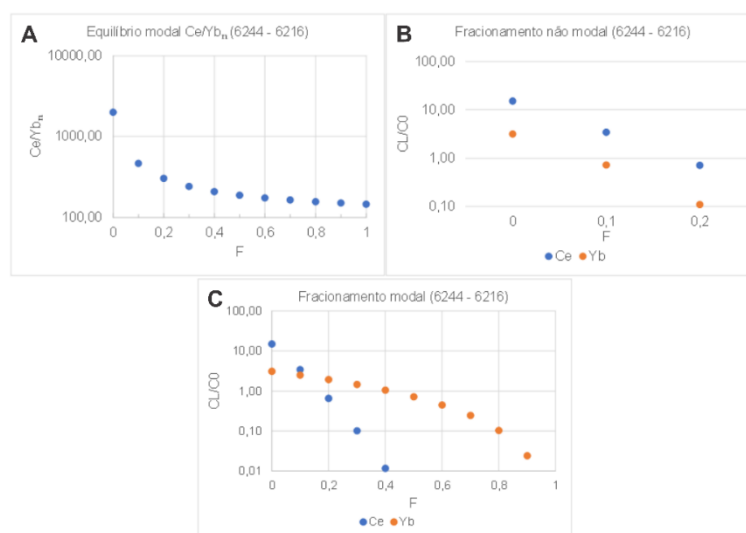


Figura 17 Modelagem de fusão parcial do poço 3-BRSA-1290-SPS de magmas parentais (6244) e diferenciados (6216) para os diferentes tipos de fusão da composição, no eixo X, do sistema olivina (0,4) - ortopiroxênio (0,2) - clinopiroxênio (0,4); em P alfa, para o sistema olivina (0,7) - ortopiroxênio (0,2) - clinopiroxênio (0,1), para os elementos altamente incompatíveis Ce e Yb (Wilson, 1989). (A) Razão Ce/Yb_m; (B) Fracionamento não modal; (C) Fracionamento modal. Valores de Kd de acordo com Arth (1976). Fatores de normalização de acordo com Sun & McDonough (1995).

As amostras refletem fusão de domínios mantélicos localizados e enriquecidos, com heterogeneidade mantélica no setor Sul, distintos das fontes depletadas do setor central (ex.: 3-BRSA-883-RJS; **Hawkesworth et al., 1984; Scribelk & Valente, 2023**). A fusão de baixo grau ($F \cong 5\%$) em profundidades moderadas (espinélio) sustenta um modelo de rifteamento com ativação termomecânica de litosfera enriquecida, com heranças do Ciclo Brasileiro (610 Ma – 490 Ma; **McKenzie & O'Nions, 1991; Riccomini et al., 2005**). Contrastes composicionais entre as amostras 6244 e 6216, do poço 3-BRSA1290-SPS (setor Sul), e amostras do setor central reforçam a segmentação litosférica da Bacia de Santos durante a abertura do Atlântico Sul (**Mohriak et al., 2021**).

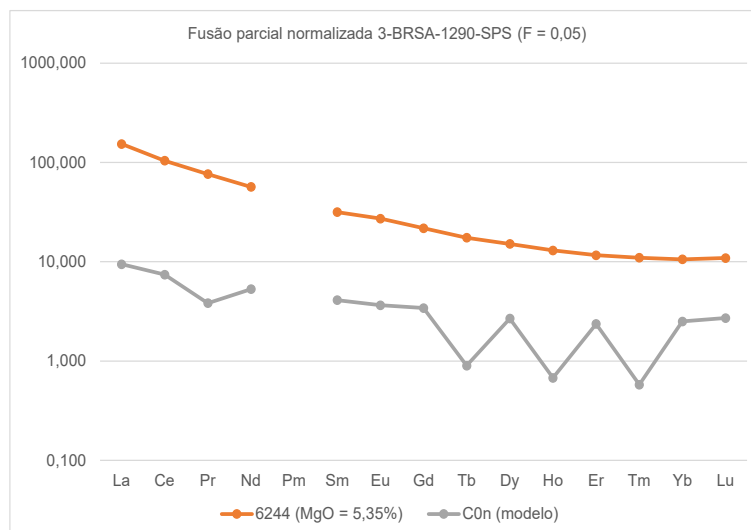


Figura 18 Modelo de fusão parcial normalizado ao condrito de Sun & McDonough (1995) para a amostra 6244 (3-BRSA-1290-SPS), mostrando fusão de 5% de uma fonte enriquecida (EM-1).

A aplicação do modelo de mistura binária entre componentes MORB (Magma A) e OIB (Magma B) às amostras 6244 (parental) e 6216 (diferenciada) demonstra limitações na explicação de sua gênese, indicando a atuação de processos petrogenéticos mais complexos (**DePaolo, 1981; Wilson, 1989**). Os elevados desvios percentuais ($df\% > 50\%$) para a maioria dos elementos incompatíveis (Ba, Rb, Th, K, Nb e Ta), demonstram a inadequação do modelo de mistura binária simples (**Rollinson, 1993**). As concentrações modeladas são inferiores às observadas, especialmente para os LILE (Ba, Rb, K), elementos altamente incompatíveis (Th, Nb, Ta) e LREE (La, Ce). As razões elementares La/Yb_n e La/Y_n são superiores nas amostras ($\cong 14$) em relação aos modelados (2,7 - 5,1), indicando fracionamento pronunciado entre terras raras leves e pesados. A relativa proximidade entre valores La/Nb_n observados e modelados (0,66 x 0,68 - 0,72) sugere alguma similaridade na fonte enriquecida (**Pearce, 1996**). A modelagem de mistura MORB-OIB (**Figura 19**) mostrou discrepâncias críticas ($df\% > 100\%$ para Ba, Th, Sm), invalidando a hipótese de hibridização simples. A assinatura geoquímica requer uma fonte mais enriquecida que um OIB típico, compatível com manto litosférico metassomatizado durante eventos Pré-cambrianos (Ciclo Brasileiro; 610 Ma – 490 Ma; **Hawkesworth et al., 1984; Gibson et al., 1995; Riccomini et al., 2005**).

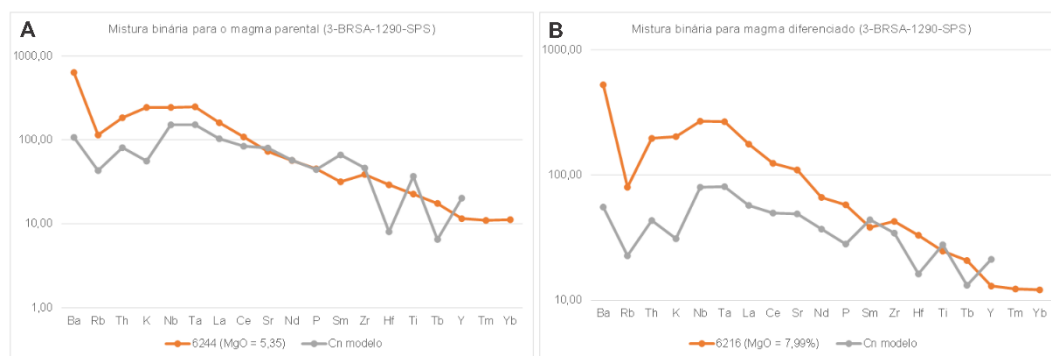


Figura 19 Modelo de mistura binária normalizado para fatores de Sun & McDonough (1995) da amostra 6244 (parental) e 6216 (diferenciada), do poço 3-BRSA-1290-SPS.

A modelagem de fusão parcial para as amostras parental (6200) e diferenciada (6185) do poço 3-BRSA-1290-SPS, utilizando os elementos Ce e Yb (**Wilson, 1989**), demonstra a influência do mecanismo de fusão e da composição da fonte mantélica. As amostras exibem razões Ce/Yb_n (9,45 - 10,17) superiores ao valor do condrito de Sun & McDonough (1995; 3,75), indicando geração a partir de fonte enriquecida. A pequena redução no MgO e o aumento no Ce/Yb_n são consistentes com um processo limitado de cristalização fracionada não-modal (**Figura 20B**), envolvendo a remoção de olivina e clinopiroxênio (**Arth, 1976; Fujimaki et al., 1984**). Ambas as amostras apresentam razões Ce/Yb_n elevadas (9,45 – 10,17), indicando uma fonte mantélica altamente enriquecida em elementos incompatíveis. A modelagem de fusão parcial não-modal (sistema P-alfa: Ol 70%; Opx 20%; Cpx 10%) indica que os magmas foram gerados por baixos graus de fusão parcial ($F \cong 2\% - 6\%$; **Shaw, 1970**), é típico de fusão de um manto litosférico previamente metasomatizado (**Hawkesworth et al., 1984**), em um contexto de rifte continental (**White & McKenzie, 1989**).

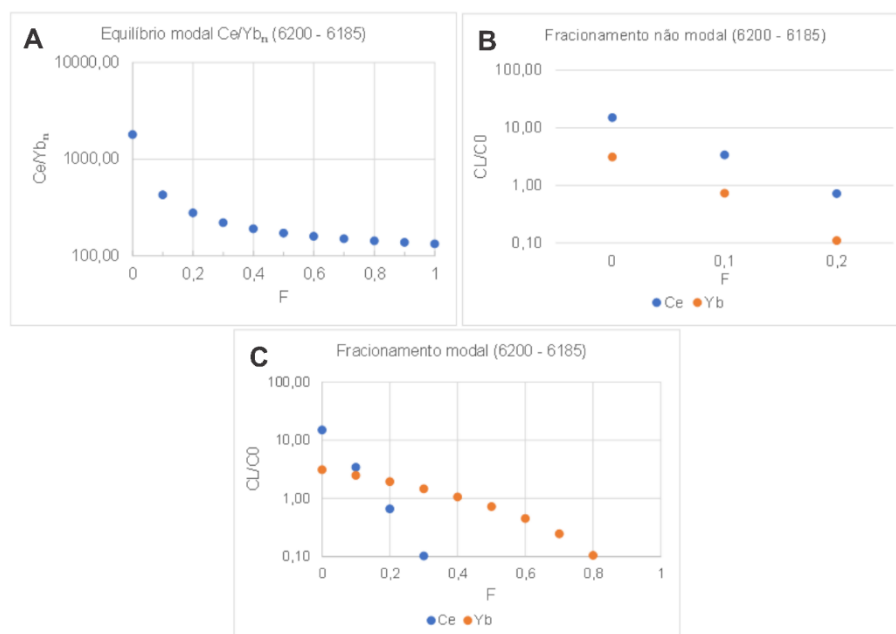


Figura 20 Modelagem de fusão parcial do poço 3-BRSA-1290-SPS de magmas parentais (6200) e diferenciados (6185) para os diferentes tipos de fusão da composição, no eixo X, do sistema olivina (0,4) - ortopiroxênio (0,2) - clinopiroxênio (0,4); em P alfa, para o sistema olivina (0,7) - ortopiroxênio (0,2) - clinopiroxênio (0,1), para os elementos altamente incompatíveis Ce e Yb (Wilson, 1989). (A) Razão Ce/Yb_n; (B) Fracionamento não modal; (C) Fracionamento modal. Valores de Kd de acordo com Arth (1976). Fatores de normalização de acordo com Sun & McDonough (1995).

A modelagem de fusão parcial para as amostras 6200 (parental) e 6185 (diferenciada) do poço 3-BRSA-1290-SPS, normalizada segundo Sun & McDonough (1995), confirma a origem mantélica dos magmas a partir de uma fonte enriquecida. O modelo testado considera uma fusão não modal a 5% ($F = 0,05$) de uma fonte com a moda: Olivina (55%), Ortopiroxênio (25%), Clinopiroxênio (15%) e Espinélió (5%; Shaw, 1970; Wilson, 1989). As amostras 6200 (MgO = 8,75%) e 6185 (MgO = 8,29%) representam pulsos magmáticos similares, derivados de uma fonte mantélica enriquecida e heterogênea (Figuras 21A e 21B; Hawkesworth et al., 1984). A pequena diferenciação entre elas é explicada por cristalização fracionada de baixa intensidade, sem assimilação crustal relevante (Arth, 1976; DePaolo, 1981). O magmatismo está associado ao riftonamento do Atlântico Sul, com forte influência de uma fonte do tipo OIB (White & McKenzie, 1989; Gibson et al., 1995).

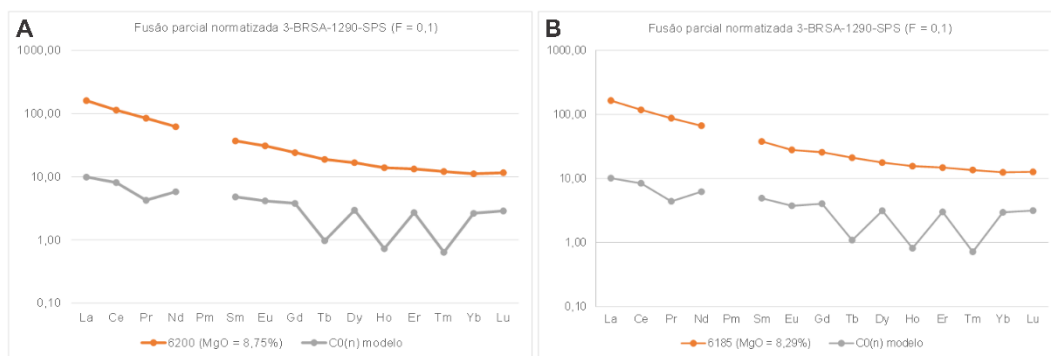


Figura 21 Modelo de fusão parcial normalizado para fatores de Sun & McDonough (1995) para amostras 6200 e 6185, poço 3-BRSA-1290-SPS.

A modelagem de mistura binária entre magmas de assinatura MORB (Magma A) e OIB (Magma B) visou investigar a gênese das amostras 6200 (parental) e 6185 (diferenciada) do poço 3-BRSA-1290-SPS (**Figura 22; Wilson, 1989; Sun & McDonough, 1995**). O modelo mostrou que a assinatura geoquímica é dominada pelo componente OIB ($f \cong 1,0$), reforçando a origem a partir de um manto enriquecido, possivelmente relacionado a uma pluma mantélica (ex.: Tristão da Cunha; **Gibson et al., 1995; Scribelk & Valente, 2023**) ou a um manto litosférico metasomatizado (Ciclo Brasileiro; 610 Ma – 490 Ma; **Hawkesworth et al., 1984; Riccomini et al., 2005**). As amostras foram geradas em profundidades na zona de espinélio ($\cong 63$ km – 68 km; **McKenzie & O'Nions, 1991**), interpretada como um manto litosférico fertilizado, enriquecido durante eventos prévios (ex.: Orogenia Brasileira; 610 Ma – 490 Ma).

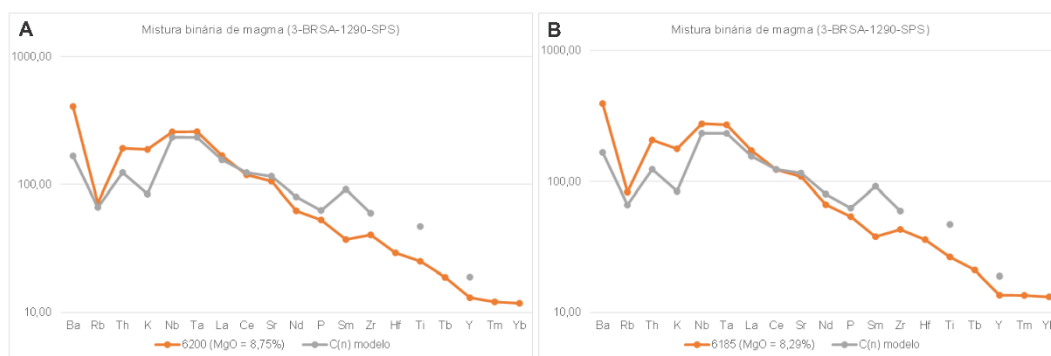


Figura 22 Modelo de mistura binária normalizado para fatores de Sun & McDonough (1995) da amostra 6216 (diferenciada) e 6244 (parental), do poço 3-BRSA-1290-SPS.

A modelagem de fusão parcial para as amostras 5123 (parental) e 5089

(diferenciada) do poço 3-BRSA-883-RJS revela uma assinatura geoquímica distinta, caracterizada por razões Ce/Yb_n excepcionalmente baixas (0,38) em comparação com o condrito (3,75; **Sun & McDonough, 1995**). Essas razões são compatíveis com altos graus de fusão parcial ($F > 20\%$) em ambos os modelos (modal e não-modal; **Figuras 23B e 23C; Wilson, 1989; Shaw, 1970**). As razões Ce/Yb_n extremamente reduzidas indicam uma fonte mantélica relativamente empobrecida em elementos incompatíveis (**McKenzie & O'Nions, 1991; Hawkesworth et al., 1984**). A modelagem não-modal (sistema P-alfa: Ol 70%; Opx 20%; Cpx 10%) indica que o magma parental foi gerado por fusão de um manto litosférico previamente empobrecido, em condições térmicas mais altas ou menor enriquecimento da fonte em comparação com outras amostras da bacia. A manutenção da razão Ce/Yb_n indica que o processo de diferenciação não alterou significativamente a fração entre terras raras leves e pesadas. A modelagem de fracionamento não-modal mostra que a cristalização de olivina e piroxênios pode explicar o enriquecimento observado sem alterar a razão Ce/Yb (**Figura 23B; Arth, 1976; Fujimaki et al., 1984**).

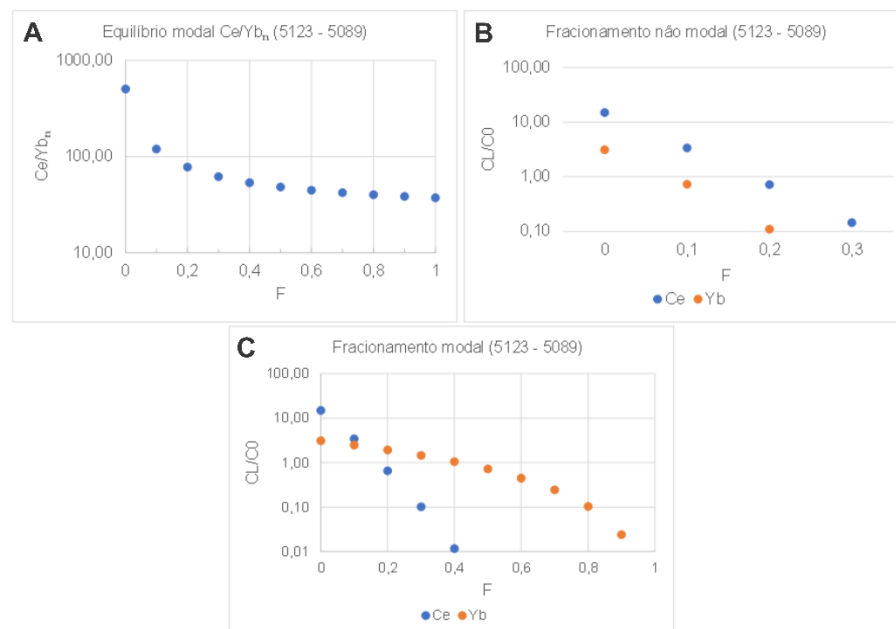


Figura 23 Modelagem de fusão parcial do poço 3-BRSA-883-RJS de magmas parentais (5123) e diferenciados (5089) para os diferentes tipos de fusão da composição, no eixo X, do sistema olivina (0,4) - ortopiroxênio (0,2) - clinopiroxênio (0,4); em P alfa, para o sistema olivina (0,7) - ortopiroxênio (0,2) - clinopiroxênio (0,1), para os elementos altamente incompatíveis Ce e Yb (Wilson, 1989). (A) Razão Ce/Yb_n ; (B) Fracionamento não modal; (C) Fracionamento modal. Valores de K_d de acordo com Arth (1976). Fatores de normalização de acordo com Sun & McDonough (1995).

A modelagem de fusão parcial a 25% ($F = 0,25$) para a amostra 5123, normalizada ao condrito de Sun & McDonough (1995), indica a geração do magma a partir de uma fonte mantélica empobrecida submetida a alto grau de fusão parcial (Figura 24; Wilson, 1989; Shaw, 1970). A redução no teor de MgO (6,10% para 5,26%) é consistente com cristalização fracionada de baixa intensidade (Arth, 1976). As amostras foram geradas em profundidades na zona de espinélio ($\cong 45$ km – 51 km; McKenzie & O'Nions, 1991). A assinatura geoquímica é compatível com uma fonte do tipo Manto Empobrecido (DMM) ou manto litosférico levemente contaminado (Hawkesworth *et al.*, 1984; Pearce, 2008), típica de ambientes de rifte continental (White & McKenzie, 1989).

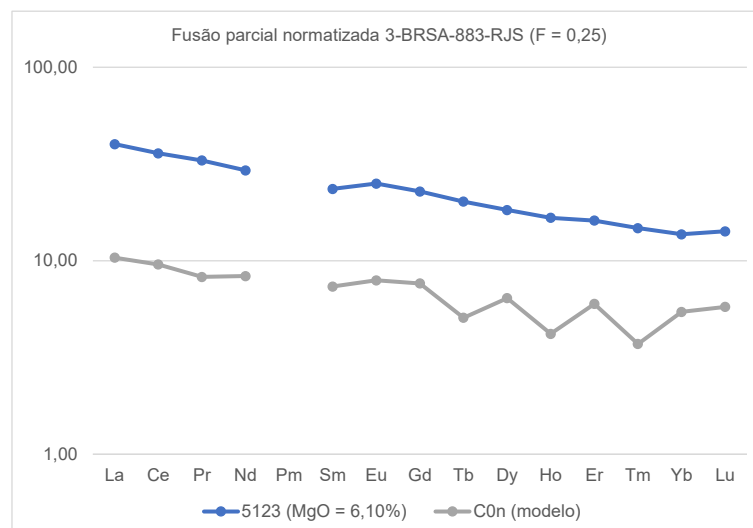


Figura 24 Modelo de fusão parcial normalizado para fatores de Sun & McDonough (1995) da amostras 5123, poço 3-BRSA-883-RJ.

A modelagem de fusão parcial para as amostras 5077 (parental) e 4866 (diferenciada) do poço 3-BRSA-883-RJS revela uma assinatura geoquímica distintamente empobrecida, com razões Ce/Yb_n (2,33 - 2,52) inferiores ao valor condritico (3,75; Sun & McDonough, 1995). A modelagem de cristalização fracionada (Figuras 21B e 21C) explica a evolução composicional entre as amostras pela remoção de olivina, clinopiroxênio e plagioclásio (Arth, 1976; Fujimaki *et al.*, 1984). O baixo Grau de Cristalização gera uma pequena variação em elementos traço ($Ce/Yb_n \cong 2.33 - 2.52$) e MgO (6.01% - 6.13%),

indicando cristalização limitada (F líquido $\cong 0.9$), típica de sistemas fechados com baixa eficiência de fracionamento (**Rollinson, 1993**). A cristalização não-modal (**Figura 21C**) mostrou-se mais realista, com enriquecimento suave de ETRs no líquido residual (**Wilson, 1989; Shaw, 1970**).

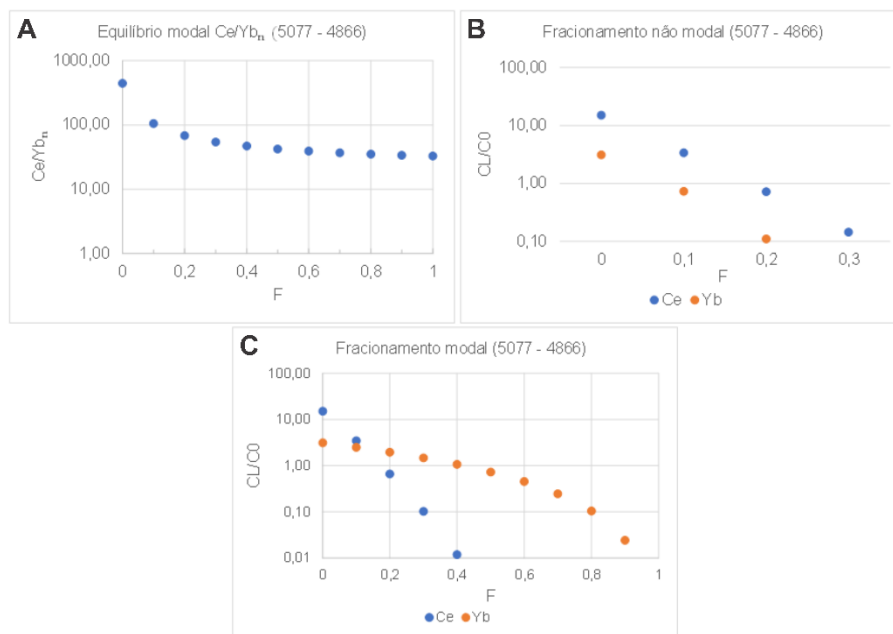


Figura 25 Modelagem de fusão parcial do poço 3-BRSA-883-RJS de magmas parentais (5077) e diferenciados (4866) para os diferentes tipos de fusão da composição, no eixo X, do sistema olivina (0,4) - ortopiroxênio (0,2) - clinopiroxênio (0,4); em P alfa, para o sistema olivina (0,7) - ortopiroxênio (0,2) - clinopiroxênio (0,1), para os elementos altamente incompatíveis Ce e Yb (Wilson, 1989). (A) Razão Ce/Yb_n ; (B) Fracionamento não modal; (C) Fracionamento modal. Valores de K_d de acordo com Arth (1976). Fatores de normalização de acordo com Sun & McDonough (1995).

A modelagem de fusão parcial (**Figura 26**) para a amostra 5077 ($MgO = 6,01\%$) indica que seu magma parental foi gerado por baixo grau de fusão ($F = 5\%$) de uma fonte mantélica enriquecida (tipo EM-1), meta-somatizada previamente durante eventos orogênicos (ex.: Ciclo Brasileiro; 610 Ma – 490 Ma; **Hawkesworth et al., 1984; Riccomini et al., 2005**). A amostra exibe enriquecimento em ETRL ($La/Sm_n = 1,58$) e razões $Ce/Yb_n \cong 2,33$, compatíveis com fusão em zona de espinélio (profundidade $\cong 60$ km – 70 km; **McKenzie & O'Nions, 1991**). A ausência de fracionamento pronunciado HREE ($Gd/Lu_n = 1,38$) corrobora que a fusão ocorreu sem granada residual. Os modelos de assimilação com cristalização fracionada não reproduziram satisfatoriamente as assinaturas geoquímicas, sugerindo contribuição crustal insignificante ($r < 0,2$; **DePaolo, 1981**). O

comportamento conservativo de Cr e Ni ($CL/C0 \cong 1$) reforça a predominância da cristalização fracionada sobre a assimilação (Arth, 1976; Fujimaki *et al.*, 1984). A diferenciação dominada por cristalização fracionada em sistemas fechados reflete um contexto de rifteamento com mínima interação crustal (White & McKenzie, 1989). A incompatibilidade com modelos de mistura simples (MORB-OIB) corrobora a necessidade de fontes mantélicas previamente processadas (Gibson *et al.*, 1995; Pearce, 2008).

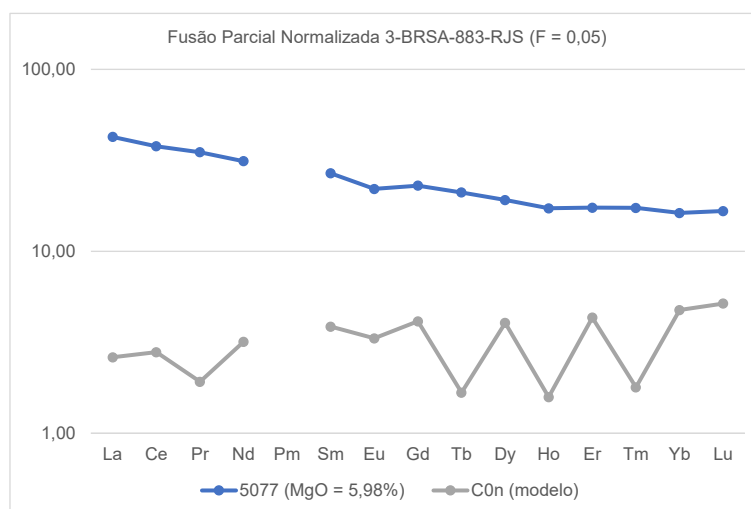


Figura 26 Modelo de fusão parcial normalizado para fatores de Sun & McDonough (1995) para amostra 5077, poço 3-BRSA-883-RJS.

A modelagem de fusão parcial para as amostras 5066 (parental; MgO = 6,36%) e 4904 (diferenciada; MgO = 6,67%) do poço 3-BRSA-883-RJS revela uma assinatura geoquímica distintamente empobrecida, com razões Ce/Ybn praticamente idênticas ($\cong 2,7$) inferiores ao valor condrítico (3,75; Sun & McDonough, 1995). Essa razão propõe uma fusão parcial de grau moderado a alto ($F \cong 10\% - 20\%$; Wilson, 1989). A modelagem indica que a fonte real tinha razão Ce/Yb inicial mais baixa que o manto primitivo, compatível com manto empobrecido (DMM; Hawkesworth *et al.*, 1984). O cenário mais coerente indica fusão parcial não-modal (Figura 27B) a partir de uma fonte do tipo P-alfa (Ol 70%; Opx 20%; Cpx 10%; Shaw, 1970).

A modelagem de fusão parcial (Figura 28) para a amostra 5066 (MgO = 6,36%) indica que seu magma parental foi gerado por grau de fusão moderado ($F = 10\%$), com assinatura geoquímica compatível com Manto Empobrecido (DMM).

As Baixas razões Nb/Y (0,33 - 0,35), Zr/Nb e o Padrão de ETR pouco fracionado são característicos de manto empobrecido com magmatismo do estágio avançado de Rifte (**Figura 28**), com maior contribuição astenosférica (**White & McKenzie, 1989; Pearce, 1996; Gibson et al., 2006**).

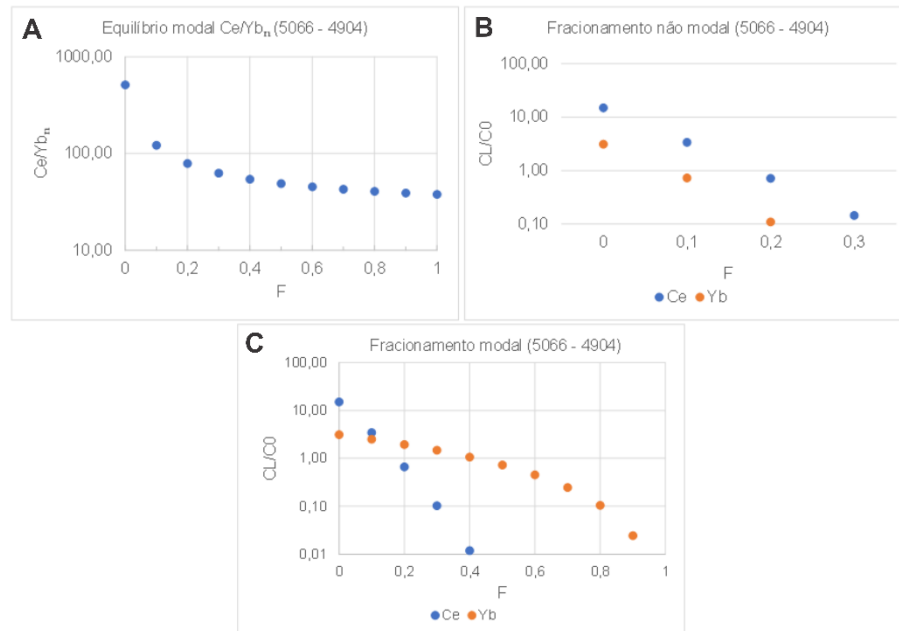


Figura 27 Modelagem de fusão parcial do poço 3-BRSA-883-RJS de magmas parentais (5066) e diferenciados (4904) para os diferentes tipos de fusão da composição, no eixo X, do sistema olivina (0,4) - ortopiroxênio (0,2) - clinopiroxênio (0,4); em P alfa, para o sistema olivina (0,7) - ortopiroxênio (0,2) - clinopiroxênio (0,1), para os elementos altamente incompatíveis Ce e Yb (Wilson, 1989). (A) Razão Ce/Yb_n; (B) Fracionamento não modal; (C) Fracionamento modal. Valores de Kd de acordo com Arth (1976). Fatores de normalização de acordo com Sun & McDonough (1995).

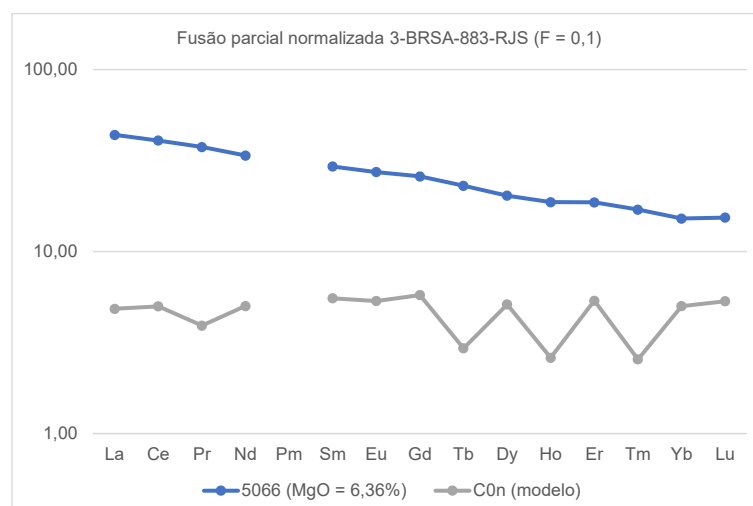


Figura 28 Modelo de fusão parcial normalizado para fatores de Sun & McDonough (1995) para amostra 5066, poço 3-BRSA-883-RJS.

O modelo AFC (Assimilação com Cristalização Fracionada; **Figura 29**) reproduz as pequenas variações composicionais entre as amostras 5066 e 4904 com taxa de assimilação de $r = 0,2$ (**DePaolo, 1981**). A cristalização fracionada constitui o processo dominante, com remoção preferencial de fases máficas (olivina e piroxênios; **Arth, 1976; Fujimaki et al., 1984**). A baixa eficiência do processo combinado resulta em variação composicional limitada.

O contexto petrogenético indica graus de fusão parcial moderados a altos (10% - 20%; **Wilson, 1989**), a partir de fonte mantélica empobrecida (**Hawkesworth et al., 1984**). Este cenário é consistente com magmatismo toleítico empobrecido, típico de estágios maduros de rifteamento (**White & McKenzie, 1989; Pearce, 1996; Gibson et al., 2006**).

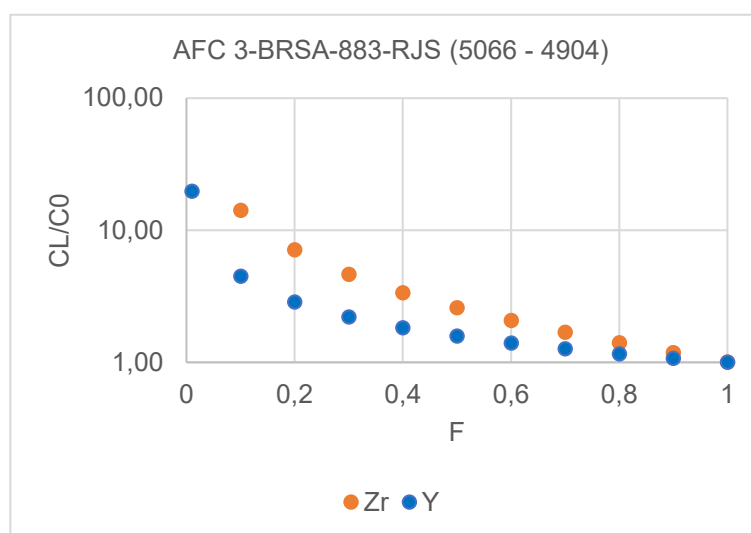


Figura 29 Modelo de assimilação com cristalização fracionada das amostras 5066 ($Y = 26,9$ ppm; $Zr = 119$ ppm; parental) e 4904 ($Y = 25,1$ ppm; $Zr = 126$ ppm; diferenciada), do poço 3-BRSA-883-RJS.

A modelagem de fusão parcial para as amostras 5025 (parental; $MgO = 7,65\%$) e 4916 (diferenciada; $MgO = 4,66\%$) do poço 3-BRSA-883-RJS apresenta razões Ce/Y_{bn} (2,65 - 2,95) inferiores ao valor condrítico (3,75; **Sun & McDonough, 1995**), apontando para enriquecimento relativo em ETR leves durante a diferenciação (**Figura 29**). A redução de MgO indica extenso processo de cristalização fracionada (**Arth, 1976**).

A modelagem de fusão parcial (**Figura 31**) para a amostra 5025 ($MgO =$

7,65%) indica grau de fusão moderado-alto compatível com geração de magmas toleíticos em contextos de rifte ($F = 20\%$; **Wilson, 1989; White & McKenzie, 1989**), a partir de uma fonte mantélica interpretada como Manto Empobrecido (DMM) com componente enriquecido (EM-1; **Hawkesworth et al., 1984**). A assinatura sugere manto litosférico metasomatizado durante a Orogenia Brasileira (610Ma - 490 Ma; **Riccomini et al., 2005**). A profundidade de fusão ocorre na zona de espinélio ($\cong 45\text{km} - 51\text{ km}$; **McKenzie & O'Nions, 1991**), com uma assinatura geoquímica de transição entre DMM e EM-1. A heterogeneidade mantélica reflete a complexa história geológica do manto subcontinental. A integração da análise de sensibilidade aos modelos geodinâmicos permite qualificar as estimativas de profundidade de fusão. Considerando as incertezas propagadas dos coeficientes de partição ($\pm 15\%$), das proporções modais da fonte ($\pm 10\%$) e da composição assumida para o manto ($\pm 8\%$), as profundidades estimadas para o poço 3-BRSA-1290-SPS (setor Sul) situam-se no intervalo de 58 km a 74 km, enquanto para o poço 3-BRSA-883-RJS (setor Central) o intervalo é de 39 km a 56 km. Estes intervalos, embora ampliados em relação às estimativas pontuais, mantêm a distinção entre os dois domínios e continuam consistentes com fusão no campo do espinélio para ambos os setores. A não sobreposição destes intervalos (diferença mínima de 2 km entre o limite superior do setor central e o limite inferior do setor sul) reforça a interpretação de segmentação litosférica em escala intra-bacinal, mesmo considerando as incertezas paramétricas.

O modelo de cristalização fracionada aplicado aos elementos Zr e Nb (**Figura 32**) para as amostras 5025 (parental; MgO = 7,65%) e 4916 (diferenciada; MgO = 4,66%) demonstra enriquecimento de Zr (96 ppm para 123 ppm) e Nb (7,4ppm para 8,4 ppm). Os baixos coeficientes de distribuição ($D_{\text{Zr}} = 0,05$; $D_{\text{Nb}} = 0,04$) podem ser explicados por proporções entre 10% - 20% de cristalização (**Fujimaki et al., 1984; Pearce, 1996**).

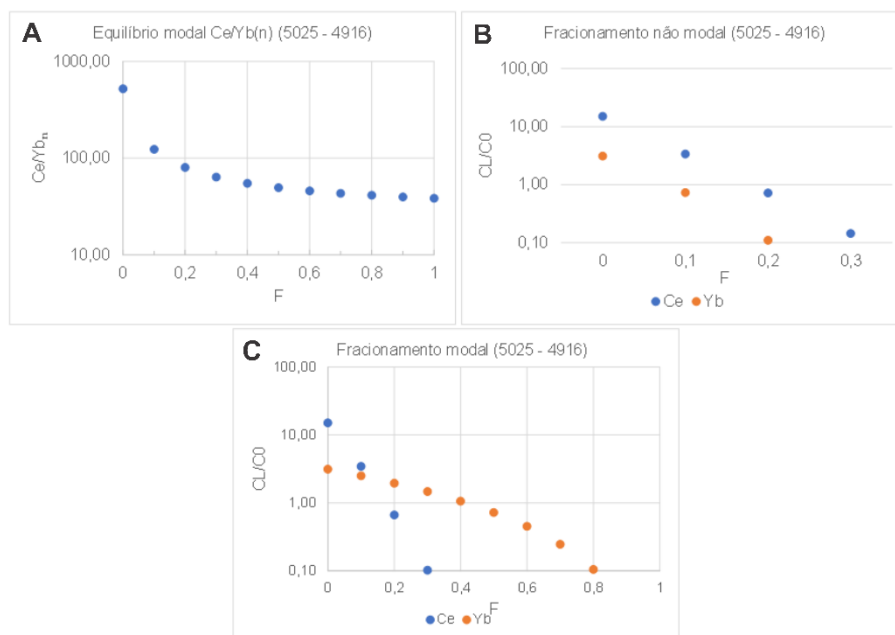


Figura 30 Modelagem de fusão parcial do poço 3-BRSA-883-RJS de magmas parentais (5025) e diferenciados (4916) para os diferentes tipos de fusão da composição, no eixo X, do sistema olivina (0,4) - ortopiroxênio (0,2) - clinopiroxênio (0,4); em P alfa, para o sistema olivina (0,7) - ortopiroxênio (0,2) - clinopiroxênio (0,1), para os elementos altamente incompatíveis Ce e Yb (Wilson, 1989). (A) Razão Ce/Yb_n; (B) Fracionamento não modal; (C) Fracionamento modal. Valores de Kd de acordo com Arth (1976). Fatores de normalização de acordo com Sun & McDonough (1995).

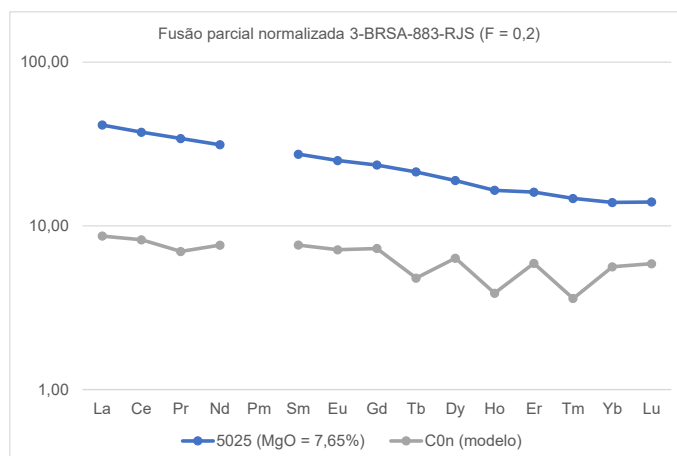


Figura 31 Modelo de fusão parcial normalizado para fatores de Sun & McDonough (1995) para amostra 5025, poço 3-BRSA-883-RJS.

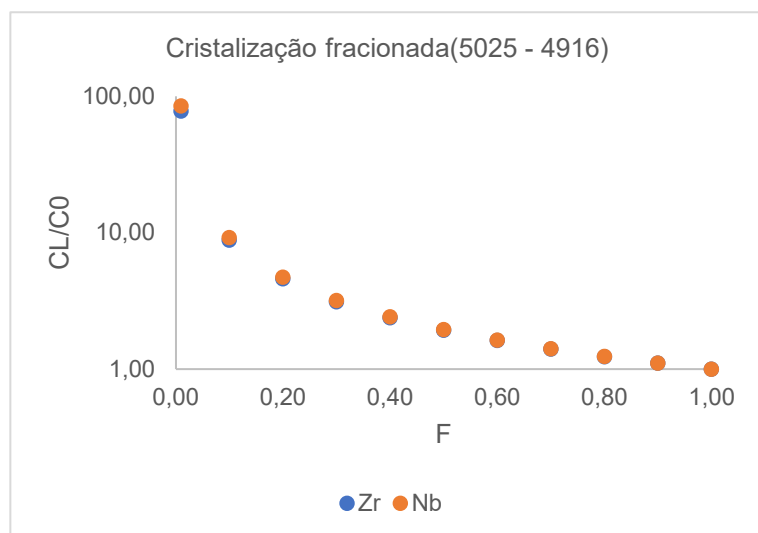


Figura 32 Modelo de cristalização fracionada entre a amostra parental 5025 (parental) e 4916 (diferenciada) com base nos elementos Zr e Nb.

O modelo de recarga, cristalização fracionada e assimilação (RFC) aplicado às amostras 5025 (parental) e 4916 (residual) do poço 3-BRSA-883-RJS realizou uma análise multivariada dos elementos traço Cr, Ni, Ce e Yb ao longo da evolução do magma (**Figura 33**; O'Hara, 1977; O'Hara & Mathews, 1981; Rollinson, 1993).

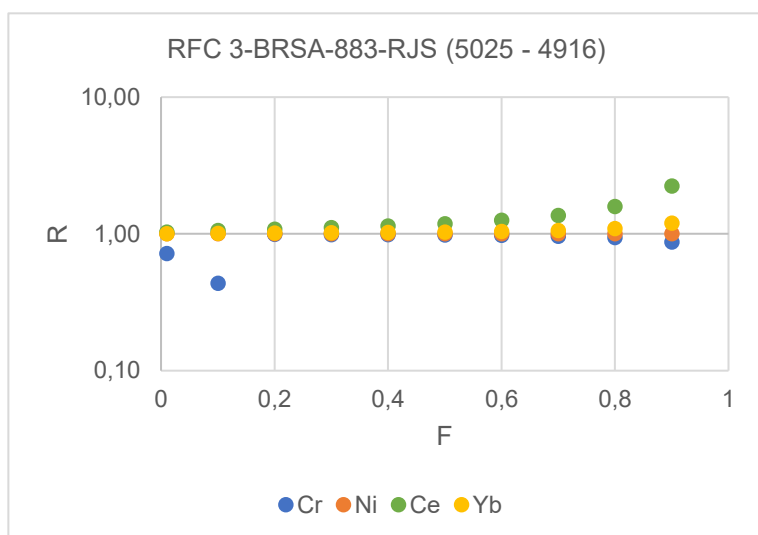


Figura 33 Modelo de recarga, cristalização fracionada e assimilação (RFC) aplicado às amostras 5025 (parental) e 4916 (diferenciada) do poço 3-BRSA-883-RJS, com base na análise multivariada de elementos traço Cr, Ni, Ce e Yb.

Os elementos compatíveis (Cr, Ni) mostram remoção eficiente de fases

máficas, enquanto os padrões diferenciados de Ce e Yb apontam para processos assimilativos seletivos associado a um sistema com recarga intermitente alimentando câmara magmática em evolução (**O'Hara, 1977; Arth, 1976; Fujimaki et al., 1984**). O magmatismo apresenta natureza toleítica com fonte moderadamente empobrecida, com intenso processo de cristalização fracionada ($\cong$ 80% de líquido remanescente), em um sistema polifásico com recarga e assimilação crustal limitada durante o estágio intermediário de evolução do Rifte.

A Bacia de Santos, formada durante o processo de rifteamento do Gondwana e a subsequente abertura do Atlântico Sul no Cretáceo Inferior, representa um contexto geológico fundamental para a compreensão da evolução de margens continentais passivas (**Chang et al., 1992; Mohriak et al., 2021**). A investigação petrogenética do magmatismo máfico Pré-Albiano, com foco nos poços 3-BRSA-1290-SPS (setor Sul) e 3-BRSA-883-RJS (setor Central), apresenta um sistema geodinâmico marcado por heterogeneidade mantélica em escala regional e por distintos estágios de evolução do Rifte, com vulcanismo fissural policíclico e superposição de derrames provenientes de múltiplos centros eruptivos, cada um vinculado a seu próprio sistema de alimentação magmática raso. Esta hipótese permite testar, em escala local, relações petrogenéticas por diferenciação dentro de grupos específicos de amostras (pares estratigrafia camente próximos) e propor uma linha do tempo para os episódios eruptivos

Os dados litogeoquímicos e sua disposição estratigráfica nos poços 3-BRSA-1290-SPS (Bacalhau) e 3-BRSA-883-RJS (Tupi) fornecem evidências contra a cogeneticidade simples por cristalização fracionada dentro de cada sequência vulcânica. No poço 3-BRSA-1290-SPS, a pequena amostragem (4 amostras de rochas ígneas coerentes) já indica disparidades. As rochas menos evoluídas ($8,0 < \text{MgO} < 8,8$ % em peso) apresentam concentrações mais elevadas de elementos traços incompatíveis (Sr, Nb, Zr, Y e ETR) em comparação com a amostra 6244 ($\text{MgO} = 5,35$ %). Este enriquecimento relativo nos magmas menos evoluídos é inconsistente com um processo de diferenciação por cristalização fracionada contínua a partir de um único líquido parental. Portanto, é provável que os basaltos deste poço tenham sido derivados de câmaras magmáticas subvulcânicas distintas, alimentadas por pulsos independentes. No poço 3-BRSA-883-RJS, que intercepta uma espessa sequência toleítica, a aparente uniformidade em elementos maiores

(e.g., $\text{TiO}_2 = 1,63 \pm 0,09 \%$) mascara uma heterogeneidade composicional subjacente. Diagramas de variação de elementos maiores e traços não mostram correlações, com nível de confiança inferior a 95% para 15 amostras.

A interpretação geoquímica é corroborada pela disposição estratigráfica das rochas máficas. Pares de amostras com teores de MgO bastante similares estão separados por intervalos verticais consideráveis (ex.: amostras 4904/4906 x 5066, separadas por $\cong 60$ m; amostras 4866 x 5077, separadas por $\cong 210$ m). Essa observação inviabiliza um modelo simples de derrames sucessivos a partir de uma única câmara magmática em evolução. Da mesma forma, a ocorrência de lavas menos evoluídas (ex.: 4890, MgO = 6,92%) sobrejacentes a lavas mais evoluídas (ex.: 5123, MgO = 6,10%) não pode ser explicada por um empilhamento estratigráfico ordenado, a menos que se considere uma paleotopografia complexa que canalizou fluxos de diferentes centros eruptivos para um mesmo local de acumulação.

O poço 3-BRSA-1290-SPS exhibe assinaturas geoquímicas que apontam para a fusão de uma fonte mantélica enriquecida, do tipo E-MORB/OIB (**Sun & McDonough, 1995**). Os modelos petrogenéticos indicam que os magmas máficos foram gerados por baixos graus de fusão parcial (3% – 10%), em profundidades estimadas entre 58 km e 68 km (média de $63 \text{ km} \pm 5 \text{ km}$), correspondentes à zona de estabilidade do espinélio (**McKenzie & O'Nions, 1991**). Esta assinatura enriquecida é consistente com a fusão de um manto litosférico previamente metassomatizado.

Em contraste, o poço 3-BRSA-883-RJS, posicionado no setor Central da bacia, apresenta uma assinatura geoquímica distinta, característica de fontes mantélicas empobrecidas a transicionais (N-MORB a E-MORB; **Sun & McDonough, 1995; Pearce, 1996**). Os modelos indicam graus de fusão parcial significativamente mais elevados (10% – 25%), em profundidades estimadas entre 44 km e 51 km (média de $47 \text{ km} \pm 4 \text{ km}$), também na zona do espinélio (**Wilson, 1989; McKenzie & O'Nions, 1991**).

A aplicação dos critérios estabelecidos na Seção 3.5 permitiu identificar suítes de magmas toleíticos geneticamente relacionadas por processos de diferenciação em câmaras magmáticas subvulcânicas. A discussão é organizada cronologicamente, seguindo a sucessão de episódios eruptivos inferidos:

- Episódio Eruptivo 1 - Diferenciação em Sistema Fechado: o fluxo basáltico inicial da seção é representado pela amostra 5123 (base da sequência magmática). Sua composição ($\text{MgO} = 6,10\%$; $\text{La/Yb}_n = 2,9$) serve como o magma primário de referência. Uma ligação cogenética com a amostra mais evoluída 5089 ($\text{MgO} = 5,26\%$) é suportada pelas razões de ETR similares ($\text{La/Sm}_n = 1,7$; $\text{Gd/Lu}_n = 1,6$). A modelagem geoquímica demonstra que essa variação composicional é reproduzida por $\cong 10\%$ de cristalização fracionada. Este processo ocorreu em um sistema fechado, gerando o primeiro pacote eruptivo registrado.
- Episódio Eruptivo - Erupções Sincrônicas de Múltiplas Câmaras: o segundo episódio envolveu a atividade sincrônica em câmaras distintas. As erupções em um curto espaço de sucessão, como atestam as amostras 5077 e 5052, que possuem teores muito semelhantes de MgO ($6,01\%$ e $5,95\%$, respectivamente) e concentrações de ETR, indicam um intervalo menor que o tempo necessário para diferenciação relevante. Os fluxos das câmaras que originaram as amostras 5066 e 5075 estão intercalados a esses produtos. A espessura total do pacote, comparável à do primeiro episódio, sugere taxas eruptivas menores ou direcionamento dos fluxos para longe do local poço.
- Episódio Eruptivo 3 - Retorno a um Sistema Simples: padrão semelhante ao primeiro episódio. A espessura reduzida dos fluxos reforça a inferência de taxas eruptivas moderadas ou baixas.
- Episódio Eruptivo 4 - Sistema Aberto e Processos Complexos: este episódio foi o mais volumoso e envolveu mais de uma câmara. As composições das amostras 4997 ($\text{MgO} = 4,96\%$), 4980 ($\text{MgO} = 5,74\%$) e 4923 ($\text{MgO} = 5,06\%$) são consistentes com reabastecimento seguido de cristalização fracionada, análoga a sistemas RFC ou cristalização em sistema aberto. A modelagem indica que a amostra 4923 pode ser derivada de um líquido primitivo representado pela 4980 após $15\% - 20\%$ de cristalização.
- Episódio Eruptivo 5 - Reativação e Evolução de Câmaras Pré-existentes: O episódio final marca a reativação de câmaras antigas, agora reabastecidas por novos pulsos de magma com evidência de evolução contínua: a modelagem via equação de Rayleigh mostra que o basalto 4890 ($\text{MgO} = 6,92\%$) pode ser

gerado a partir do basalto 5025 ($\text{MgO} = 7,65\%$) por $\cong 10\%$ de cristalização fracionada.

A comparação entre os dois poços, distantes apenas $\cong 120$ km, evidencia uma nítida segmentação tectono-magmática em escala intra-bacinal (**Scibek & Valente, 2023**). O poço do setor sul (3-BRSA-1290-SPS) é dominado por um magmatismo máfico derivado de fontes enriquecidas, enquanto o poço do setor central (3-BRSA-883-RJS) é caracterizado por magmas com assinaturas mais empobrecidas. Essa variação composicional em distância tão reduzida sugere que descontinuidades litosféricas locais ou heterogeneidades mantélicas em pequena escala delimitam domínios com histórias e composições distintas (**Mohriak et al., 2021**).

Embora a discussão geodinâmica seja frequentemente estruturada em termos dicotômicos — pluma mantélica *versus* herança litosférica — os dados apresentados neste estudo sugerem que modelos intermediários ou mistos merecem consideração. A literatura recente sobre magmatismo em margens continentais vulcânicas tem avançado para além desta dicotomia, propondo cenários onde múltiplos processos atuam simultaneamente ou sequencialmente durante a evolução do rifteamento (**Heilbron et al., 2020**). Para a Bacia de Santos, pelo menos três modelos alternativos podem ser considerados:

(i) Modelo de interação pluma-litosfera com fusão progressiva: neste cenário, a pluma de Tristão da Cunha teria atuado como fonte termal primária, mas os magmas gerados refletiriam contribuições variáveis da litosfera metassomatizada à medida que o rifteamento progredia. As assinaturas mais enriquecidas do setor Sul representariam estágios iniciais de fusão, com maior contribuição litosférica, enquanto as assinaturas mais empobrecidas do setor Central refletiriam estágios mais avançados, com maior contribuição astenosférica (**Gibson et al., 2006; Scibek & Valente, 2023**).

(ii) Modelo de heterogeneidades mantélicas pré-existentes reativadas: neste cenário, a pluma não seria necessária como fonte de calor ou material; em vez disso, heterogeneidades composicionais do manto litosférico, herdadas de eventos tectônicos pré-cambrianos (Ciclo Brasileiro), teriam sido fundidas diferencialmente durante a descompressão associada ao rifteamento (**Hawkesworth et al., 1984; Riccomini et al., 2005**). As diferenças entre os setores refletiriam a fusão de

domínios litosféricos com histórias metassomáticas distintas.

(iii) Modelo de fusão em dois estágios com contribuição variável de componentes litosféricos e sublitosféricos: proposto por estudos recentes na Bacia de Campos (**Louback et al., 2023**), este modelo sugere que magmas toleíticos podem resultar da fusão de uma astenosfera empobrecida que ascende e incorpora seletivamente componentes litosféricos enriquecidos durante a ascensão. A variação composicional entre os poços refletiria diferentes taxas de assimilação de material litosférico, controladas pela geometria do sistema de *plumbing* magmático em cada setor.

A análise de sensibilidade realizada neste estudo (**Seção 3.4**) não permite discriminar inequivocamente entre estes modelos na ausência de dados isotópicos. No entanto, os resultados são quantitativamente compatíveis com os três cenários dentro das margens de incerteza consideradas. O modelo de interação pluma-litosfera com fusão progressiva oferece a explicação mais parcimoniosa para a coexistência de assinaturas enriquecidas e empobrecidas em distâncias reduzidas, mas a hipótese de reativação de heterogeneidades pré-existentes não pode ser descartada. Estudos futuros com geoquímica isotópica (Sr-Nd-Pb-Hf) e geocronologia de alta resolução serão essenciais para testar estas alternativas e refinar o modelo geodinâmico da Bacia de Santos.

Os dados são consistentes com a interpretação de que a sequência vulcânica no campo de Tupi resulta da superposição de derrames provenientes de múltiplos centros eruptivos, cada um vinculado a seu próprio sistema de alimentação magmática raso (câmara subvulcânica). Estas câmaras podem ter sido alimentadas por sistemas de *plumbing* transcrustais mais profundos. No poço 3-BRSA-1290-SPS, a amostragem reduzida (4 amostras) limita interpretações detalhadas, mas o contexto regional sugere vulcanismo fissural policíclico, com múltiplos centros de emissão atuando de forma sincrônica ou diacrônica. Este padrão é compatível com rifteamento continental em estágio avançado, onde a extensão litosférica é acomodada por rede de falhas que proporcionam caminhos preferenciais para ascensão magmática.

Os termos exploratórios informalmente conhecidos como “Tupi” e “Parati” podem ser redefinidos com base nesses achados (**Mello et al., 2021**). Eles não representam categorias mutuamente excludentes (toleítico x alcalino), mas sim

os *end-members* de um espectro contínuo de enriquecimento mantélico.

Assim, o cenário geodinâmico aqui delineado — que associa o setor sul da bacia a fusão de manto enriquecido (EM1/OIB) e o setor central a fontes mais empobrecidas (DMM/E-MORB) — representa uma interpretação coerente e plausível com base nas assinaturas elementares disponíveis, mas que carece de confirmação isotópica independente. A segmentação proposta em escala de $\cong 120$ km, embora sugestiva e alinhada a modelos estruturais regionais, deverá ser testada futuramente por meio de dados sísmicos de alta resolução e estudos isotópicos comparativos entre diferentes setores da bacia.

Em conclusão, o magmatismo máfico Pré-Sal da Bacia de Santos é o produto da interação entre um manto litosférico heterogêneo e os processos de rifteamento continental (**Hawkesworth *et al.*, 1984; White & McKenzie, 1989; Scibek & Valente, 2023**). A heterogeneidade composicional observada em escala de 120 km é um reflexo direto da fusão de domínios mantélicos distintos em diferentes profundidades e condições (**Wilson, 1989; McKenzie & O’Nions, 1991**), com os processos de diferenciação crustal atuando como modificadores secundários das assinaturas primárias (**Arth, 1976; DePaolo, 1981**). Este modelo não apenas avança a compreensão acadêmica sobre a evolução de margens continentais, mas também oferece subsídios para a exploração no Pré-Sal, ao condicionar a distribuição de rochas geradoras e a arquitetura do sistema petrolífero (**Mello *et al.*, 2021; Mohriak *et al.*, 2021; Louback *et al.*, 2021, 2023**).

6. CONCLUSÕES

Esta dissertação investigou os processos petrogenéticos e a geodinâmica mantélica do magmatismo máfico Pré-Albiano na porção centro-sul da Bacia de Santos, com base na análise integrada de dados petrográficos, geoquímicos e de modelagem numérica de amostras dos poços 3-BRSA-1290-SPS (setor sul) e 3-BRSA-883-RJS (setor central). Os resultados obtidos permitem responder afirmativamente ao problema central da pesquisa, demonstrando que a diversidade composicional observada em escala intra-bacinal ($\cong 120$ km) é fundamentalmente controlada pela fusão de domínios mantélicos distintos sob regimes de fusão parcial variados, condicionados pela segmentação litosférica durante o rifteamento do Gondwana (**Hawkesworth et al., 1984; White & McKenzie, 1989; Scibek & Valente, 2023**). A investigação cumpriu integralmente seus objetivos específicos, gerando contribuições concretas:

- Quanto à caracterização petrográfica e geoquímica, as amostras foram sistematicamente descritas e classificadas segundo métodos petrográficos consolidados (**Mackenzie et al., 1982; Le Maitre, 2002**). As diferenças texturais e mineralógicas observadas, como maior grau de alteração e assembleias secundárias no poço sul *versus* melhor preservação das fases primárias no poço central, refletem distintos ambientes vulcânicos e históricos pós-magmáticos, contextualizando adequadamente as subsequentes interpretações geoquímicas.
- Na identificação dos processos de diferenciação magmática, a modelagem

numérica aplicada (**Arth, 1976; DePaolo, 1981; O'Hara, 1977**) revelou que a evolução pós-fusão foi predominantemente governada por cristalização fracionada em sistemas fechados ou com recarga limitada (RFC). Processos de assimilação crustal (AFC) foram identificados apenas de forma pontual e com baixas taxas ($r = 0,2$), indicando que a contaminação crustal não foi um mecanismo primário na modificação das assinaturas magmáticas.

- As conclusões relativas às fontes mantélicas - especificamente a distinção entre domínios enriquecidos (setor sul) e empobrecidos (setor central) - baseiam-se exclusivamente em assinaturas de elementos maiores e traços, sem confirmação isotópica independente. Esta abordagem permite identificar padrões geoquímicos consistentes com heterogeneidade mantélica intra-bacinal, mas a identificação específica dos componentes mantélicos (ex.: EM1 vs. OIB, DMM vs. N-MORB) permanece inferencial. Futuros estudos isotópicos serão essenciais para validar e refinar estas interpretações. Embora a caracterização das fontes mantélicas tenha sido baseada exclusivamente em elementos maiores e traços – o que constitui uma limitação interpretativa face à ausência de dados isotópicos –, as assinaturas geoquímicas obtidas são compatíveis com a fusão de domínios enriquecidos (sul) e empobrecidos (central) do manto litosférico. A confirmação desses modelos requererá, em estudos futuros, a obtenção de dados isotópicos (Sr–Nd–Pb–Hf) que permitam discriminar com maior precisão as contribuições mantélicas e crustais.
- A modelagem das fontes e condições de fusão parcial constitui a principal contribuição petrogenética deste trabalho. Os resultados quantificam que o poço 3-BRSA-1290-SPS (sul) derivou de uma fonte mantélica enriquecida (tipo EM-1/E-MORB/OIB) por fusão de baixo grau (3% – 10%) em profundidades de 63 km – 68 km (zona de espinélio; **Wilson, 1989; McKenzie & O'Nions, 1991**). Em contraste, o poço 3-BRSA-883-RJS (central) originou-se de uma fonte mais empobrecida (DMM transicional para E-MORB) por fusão de alto grau (15% – 25%) em profundidades menores (44 km – 51 km, também em espinélio; **Sun & McDonough, 1995; Pearce, 1996**). Esta nítida distinção, em uma distância de apenas 120 km, valida a hipótese de heterogeneidade mantélica intra-bacinal.

- A análise comparativa regional confirmou que os processos identificados nos poços estudados espelham, em escala local, a diversidade magmática observada em províncias vizinhas (**Fodor & Vetter, 1984; Marques & Ernesto, 2004**). A assinatura enriquecida do setor sul apresenta analogias com os basaltos de alto TiO_2 do Paraná-Etendeka, enquanto a assinatura mais empobrecida do setor central assemelha-se aos toleitos da Bacia de Campos e aos basaltos de baixo TiO_2 do Paraná (**Gibson et al., 1995, 2006**). Isso sustenta um modelo unificado onde heterogeneidades mantélicas pré-existent, herdadas de eventos orogênicos pré-cambrianos (ex.: Ciclo Brasileiro; **Riccomini et al., 2005**), foram reativadas e fundidas diferencialmente durante o rifteamento.
- A integração final em um modelo geodinâmico sustenta que a Bacia de Santos evoluiu sob um regime de rifteamento assistido por heterogeneidades litosféricas (**Chang et al., 1992; Mohriak et al., 2021**). A contribuição de uma pluma mantélica (ex.: Tristão da Cunha) teria sido modulada por estas heterogeneidades, resultando na segmentação observada. Este modelo oferece um paradigma refinado para a evolução de margens continentais vulcânicas, no qual a arquitetura e a história térmica do manto litosférico subcontinental exercem controle fundamental na localização e na natureza do magmatismo.
- Os termos exploratórios “Tupi” e “Parati” devem ser redefinidos como membros de um espectro contínuo de enriquecimento mantélico (**Louback et al., 2021, 2023; Mello et al., 2021**). O poço 3-BRSA-883-RJS, por exemplo, exibe assinaturas majoritariamente “Tupi” (toleíticas), mas com pulsos localizados (“Parati”), refletindo a complexidade do manto litosférico em escala local (**Hawkesworth et al., 1984; Riccomini et al., 2005**).

As implicações exploratórias dos resultados obtidos estendem-se para além da redefinição dos termos 'Tupi' e 'Parati'. A segmentação mantélica identificada em escala intra-bacinal ($\cong 120$ km) tem consequências diretas para a evolução térmica da bacia e, conseqüentemente, para a maturação das rochas geradoras. O setor sul (3-BRSA-1290-SPS), com magmatismo derivado de fontes mais profundas (58 km - 68 km) e assinaturas enriquecidas, pode ter experimentado gradientes térmicos distintos durante o rifteamento, potencialmente antecipando a

janela de geração de hidrocarbonetos nas sequências sobrejacentes. O setor central (3-BRSA-883-RJS), com magmatismo mais raso (44 km - 51 km) e maior contribuição astenosférica, pode refletir estágio mais avançado de afinamento crustal, com implicações para a geometria dos grábens e a distribuição de fácies sedimentares.

Adicionalmente, a identificação de múltiplos pulsos magmáticos e sistemas de câmaras subvulcânicas no poço 3-BRSA-883-RJS (**Seção 5.3**) sugere que a arquitetura do sistema magmático pode controlar a distribuição de fraturas e a permeabilidade secundária em rochas reservatório. A intercalação de derrames com diferentes graus de cristalinidade e alteração (**Tabela 2**) pode gerar heterogeneidades de porosidade e permeabilidade em escala de reservatório, influenciando a migração e acumulação de hidrocarbonetos. Estudos petrofísicos integrados à caracterização geoquímica aqui apresentada poderão, no futuro, quantificar estas relações e refinar modelos exploratórios na província Pré-Sal.

Esta pesquisa avança o conhecimento geocientífico em duas frentes principais, demonstrando quantitativamente que heterogeneidades mantélicas podem ocorrer e ser discriminadas em escala intra-bacinal. Isto valida a importância de estudos de alta resolução espacial para compreender a geodinâmica de rifteamento e a abertura de oceanos (**White & McKenzie, 1989; Scibek & Valente, 2023**). Além disso, os resultados fornecem critérios petrogenéticos para a redefinição dos termos exploratórios "Tupi" e "Parati" (**Louback et al., 2021, 2023; Mello et al., 2021**). Estes não devem ser vistos como categorias litológicas mutuamente excludentes (toleítico x alcalino), mas como *end-members* de um espectro contínuo de enriquecimento mantélico. Esta redefinição tem implicações diretas para: O mapeamento de sistemas petrolíferos, com rochas com assinatura "Parati" (fontes enriquecidas) atuando como elementos intrusivos, influenciando a maturação térmica de rochas geradoras e a geração de armadilhas; rochas com assinatura "Tupi" (fontes empobrecidas), frequentemente mais espessas e contínuas, podem ter potencial como unidades selantes ou mesmo reservatórios não-convencionais. A segmentação magmática mapeada auxilia na identificação de compartimentos tectônicos e na previsão da arquitetura do subsolo (**Mohriak et al., 2021**).

O modelo geodinâmico aqui apresentado, baseado em dados geoquímicos

elementares e modelagem petrogenética, sugere uma clara segmentação mantélica intra-bacinal durante o rifteamento do Gondwana. No entanto, a ausência de dados isotópicos e de imagens geofísicas de alta resolução impede uma validação independente das fontes profundas e da arquitetura litosférica proposta. Assim, o cenário geodinâmico delineado constitui uma hipótese de trabalho sólida, que deverá ser testada e refinada por investigações futuras

As conclusões apresentadas devem ser compreendidas dentro do contexto metodológico que as gerou. A ausência de dados isotópicos (Sr-Nd-Pb-Hf) constitui a principal limitação deste estudo, impedindo a validação independente das interpretações sobre fontes mantélicas e processos assimilativos. Adicionalmente, a falta de datações radiométricas de alta precisão restringe a correlação temporal detalhada dos eventos magmáticos com estágios específicos do rifteamento. Estas limitações, contudo, não invalidam os resultados obtidos, mas antes os posicionam como uma base necessária e sólida para investigações futuras que poderão empregar técnicas isotópicas e geocronológicas para testar e refinar os modelos aqui propostos.

6.1. TRABALHOS FUTUROS

Para avançar nas descobertas aqui apresentadas e superar as limitações inerentes a este estudo, recomenda-se pesquisas futuras estruturada em quatro eixos:

- Geocronologia de Alta Precisão e Isotopia: datação por métodos como Ar/Ar em minerais máficos ou U-Pb em zircão (se presente) é crucial para vincular os eventos magmáticos a estágios específicos do rifteamento (**Gibson et al., 2006; Sial et al., 2008**). Análises isotópicas de Sr-Nd-Pb-Hf em amostras selecionadas permitiriam discriminar com maior acurácia as fontes mantélicas e quantificar eventuais contribuições crustais (**Hawkesworth et al., 1984**);
- Ampliamento da Amostragem Intra-Bacinal: amostragem sistemática e análise geoquímica de rochas magmáticas em outros poços, cobrindo um raio de 100 km – 150 km ao redor da área estudada, testaria se a heterogeneidade mantélica observada constitui um padrão regional ou uma feição pontual, permitindo o mapeamento de domínios mantélicos na bacia;
- Modelagem Termomecânica da Litosfera, com integração dos resultados

petrogenéticos (profundidades e graus de fusão) com modelos numéricos da evolução termomecânica da litosfera durante o rifteamento poderia simular a interação entre fusão, extensão crustal e heterogeneidades mantélicas, testando cenários geodinâmicos em maior profundidade (**White & McKenzie, 1989; McKenzie & O'Nions, 1991**);

- Caracterização Geofísica de Alta Resolução: estudos de sísmica de reflexão 3D focados nas seções magmáticas do Pré-Sal poderiam mapear a geometria e a distribuição espacial dos corpos ígneos, correlacionando suas assinaturas geofísicas com as assinaturas geoquímicas aqui definidas (**Zalán et al., 2011; Mohriak et al., 2021**). Isto criaria uma ferramenta poderosa para a previsão exploratória.
- As limitações metodológicas identificadas neste estudo diretamente informam as prioridades para pesquisas futuras. A obtenção de dados isotópicos (Sr-Nd-Pb-Hf) para as mesmas amostras aqui analisadas constituiria o avanço mais significativo, permitindo validar as inferências sobre fontes mantélicas e quantificar processos crustais. Similarmente, datações Ar/Ar ou U-Pb seriam essenciais para posicionar os eventos magmáticos com precisão na evolução do rifte. Estas abordagens complementares transformariam os modelos petrogenéticos aqui propostos - atualmente baseados em evidências elementares - em interpretações robustas e multidimensionalmente validadas.

Em síntese, este trabalho não apenas elucida os processos petrogenéticos do magmatismo Pré-Albiano em uma das bacias mais importantes do mundo, mas também estabelece uma metodologia integrada e multiescala que pode ser aplicada ao estudo de margens continentais vulcânicas e províncias magmáticas em contextos análogos globalmente (**Wilson, 1989; Rollinson, 1993**). As conclusões reforçam que a compreensão da evolução geodinâmica de uma bacia sedimentar passa necessariamente por decifrar os processos mantélicos profundos que a condicionaram.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ARTH, J. G. (1976). ***Behavior of trace elements during magmatic processes.*** Journal of Research of the U.S. Geological Survey, 4(1), 41–47.
- CAROFF, M. (1995). ***Imperfect fractional crystallization: Experimental constraints and applications.*** Journal of Petrology, 36(5), 1397–1414.
- CHANG, H.K.; KOWSMAN, R.O.; FIGUEIREDO, A.M.; BENDER, A.A. (1992). ***Tectonics and stratigraphy of the East Brazil Rift System - An overview.*** Tectonophysics, 213, 97-138.
- COMIN-CHIARAMONTI, P.; CURDANI, A.; PICCIRILLO, E. M.; GOMEZ, C. B.; CASTORINA, F.; CENSI, P.; DE MIM, A.; MARZOLI, A.; SPEZIALE, S.; VELÁZQUEZ, V. F (1997). ***Potassic and sodic igneous rocks from Eastern Paraguay: their origin from the lithospheric mantle and genetic relationships with the associated Paraná flood tholeiites.*** Journal of Petrology, 38(4), 495-528.

- CONDIE, K.C. (2005) ***High Field Strength Element Ratios in Archean Basalts: A Window to Evolving Sources of Mantle Plumes?*** LITHOS, 79, 491-504.
- COX, K. G. (1988). ***The Karoo Province***. In: MACDOUGALL, J. D. (Ed.) Continental Flood Basalts. Springer, p. 239–271.
- DePAOLO, D. J. (1981). ***Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization***. Earth and Planetary Science Letters, 53. p. 189 – 202.
- ERNST, R. E.; BUCHAN, K. L. (2001) ***Mantle Plumes: Their Identification Through Time***. Geological Society of America Special Papers, v. 352, 2001
- ERNST, R. E., & BELL, K. (2010). ***Large igneous provinces (LIPs) and carbonatites***. Mineralogy and Petrology, 98(1-4), 55-76.
- FODOR, R. V.; & VETTER, S. K. (1984). ***Cretaceous basaltic rocks of the Brazil continental margin and the seaward dipping reflectors***. Geology, 12(3), 143-146.
- FUJIMAKI, H.; TATSUMOTO, M.; AOKI, K.-I. (1984). ***Partition coefficients of Hf, Zr, and REE between phenocrysts and groundmasses***. Journal of Geophysical Research 89. p 662 - 672.
- GIBSON, S.A.; THOMPSON, R.N.; DAY, J.A. (2006). ***Timescales and mechanisms of plume–lithosphere interactions: 40Ar/39Ar geochronology and geochemistry of alkaline igneous rocks from the Paraná–Etendeka large igneous province***. Earth and Planetary Sciences Letters 251. p 1 – 17.
- GREEN, T. H. (1994) ***Experimental studies of trace-element partitioning applicable to igneous petrogenesis m Sedona - 16 years later***. Chemical Geology 117. p 1 - 36.
- GIBSON, S. A., THOMPSON, R. N., LEONARDOS, O. H., DICKIN, A. P., & MITCHELL, J. G. (1995). ***The Late Cretaceous impact of the Trindade mantle plume: evidence from large-volume, mafic, potassic magmatism in SE Brazil***. Journal of Petrology, 36 (1), 189 - 229.
- HAWKESWORTH, C. J.; MARSH, J. S.; DUNCAN, A. R.; ERLANK, A. J.; NORRY, M. J. (1984). ***The role of continental lithosphere in the generation***

- of the Karoo volcanic rocks: evidence from combined Nd- and Sr-isotope studies.** South African Journal of Geology, 87(4), 341 - 359.
- IRVINE, T. N.; BARRAGAR, W. R. A. (1971). **A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks.** Canadian Journal of Earth Sciences, 8(5), 523–548.
 - LOUBACK, V.S.; VALENTE, S.C.; ALMEIDA, C.N.; ROSS, J. & BORGHI, L. (2021). **Petrogenesis and geodynamics of Eocene alkaline intrusions in the pre-salt sedimentary sequence of Santos Basin, Brazil.** Lithos, 400–401, 106400.
 - LOUBACK, V. S.; VALENTE, S.C.; ALMEIDA, C. N.; ROSS, J.; BORGHI, L. (2023) **Aptian flood basalts in Bacalhau oil and gas field: petrogenesis and geodynamics of post-rift tholeiites in the pre-salt sequence of Santos Basin, Brazil.** Contributions to Mineralogy and Petrology 178:15.
 - MCKENZIE, D.; O'NIONS, R. K. (1991). **Partial Melt Distributions from Inversion of Rare Earth Element Concentrations.** Journal of Petrology, 32. p. 1021 – 1091.
 - MARQUES, L. S.; ERNESTO, M. (2004) **O magmatismo toleítico da Bacia do Paraná.** Anais Do 42º Congresso Brasileiro de Geologia. Araxá: SBG, 2004.
 - MESCHEDE, M. (1986) **A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram.** Chemical Geology, v. 56, n. 3-4, p. 207-218.
 - MELLO, M.R.; PERES, W.; ROSTIROLLA, S.P.; PEDROSA JR., O.A.; PIQUET, A.; BECKER, S. & YILMAZ, P.O. (2021). **The Santos Basin Pre-Salt Super Giant Petroleum System: An Incredible Journey from Failure to Success.** Memoir 124: The Supergiant Lower Cretaceous Pre-Salt Petroleum Systems of the Santos Basin, Brazil, p. 1-34. DOI: <https://doi.org/10.1306/13722313MSB.1.1853>.
 - MIYASHIRO, A. (1974). **Volcanic rock series in island arcs and active continental margins.** American Journal of Science, 274(4), 321–355.
 - MOREIRA, J.L.P.; MADEIRA, C.L.; GIL, J.A.; MACHADO, M.A.P. (2007). **Bacia de Santos.** Boletim de Geociências da Petrobras, Rio de Janeiro, 15, 531-549.
 - MOHRIAK, W. U.; NOBREGA, M.; ODEGARD, M. E.; GOMES, B. S.;

- DICKSON, W. (2000). **Geological and geophysical interpretation of the Rio Grande Rise, South Atlantic**. AAPG Memoir, 73, 365–379.
- MOHRIAK, W. U. (2003). **Basin-forming mechanisms and tectono-sedimentary evolution of the Brazilian marginal basins**. Geological Society of London, Special Publications, 272(1), 13–32.
 - MOHRIAK, W.; GORDON, A.; MELLO, M. (2021). **Origin and Petroleum System of the Cabo Frio High Between the Santos and Campos Basins: Reviewed Integration of Structural and Paleogeographic Reconstruction with the Oil and Gas Systems**. In: Mello, M., Yilmaz, P, Katz, B. (Eds.), The Supergiant Lower Cretaceous Pre-Salt Petroleum System of the Santos Basin in the Brazilian South Atlantic Margin. AAPG Memoir 124, pp. 273–324. Doi: 10.1306/13722323MSB.11.1853.
 - MOYEN, J. F. (2009). **High Sr/Y and La/Yb ratios: The meaning of the “adakitic signature”**. Lithos, 112(3–4), 556–574.
 - O'HARA, M. J. (1977). **Geochemical evolution during fractional crystallisation of a periodically refilled magma chamber**. Nature, 266(5602), 503–507.
 - O'HARA, M. J.; MATHEWS, R. E. (1981). **Geochemical evolution in an advancing, periodically replenished, periodically tapped, continuously fractionated magma chamber**. Journal of the Geological Society, 138(3), 237–277.
 - OREIRO, S.G.; CUPERTINO, A.; SZATMARI, P., FILHO, A.T. (2008). **Influence of pre-salt alignments in post-Aptian magmatism in the Cabo Frio High and its surroundings, Santos and Campos basins, SE Brazil: An example of non-plume-related magmatism**. Journal of South American Earth Sciences, 25, 116–131.
 - PEARCE, J.A. (1983) **Role of the Sub-Continental Lithosphere in Magma Genesis at Active Continental Margins**. In: Hawkesworth, C.J. and Norry, M.J., Eds., Continental Basalts and Mantle Xenoliths, Shiva Cheshire, UK, 230–249.
 - PEARCE, J.A. AND CANN, J.R. (1973) **Tectonic Setting of Basic Volcanic Rocks Determined Using Trace Element Analyses**. Earth and Planetary

Science Letters, 19,290-300.

- PEARCE, J. A. (1996). **A user's guide to basalt discrimination diagrams. In: WYMAN, D. A. (Ed.) Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration.** Geological Association of Canada, Short Course Notes, 12, p. 79–113.
- PEARCE, J. A.; STERN, R. J. (2006). **Origin of Back-Arc Basin Magmas: Trace Element and Isotope.** Geophysical Monograph Series: Back-Arc Spreading Systems: Geological, Biological, Chemical, and Physical Interactions, Orgs: Christie, D. M.; Fisher, C. R.; Lee, Sang-Mook; Givens, S. Vol. 166. p 63 - 86
- PEARCE, J. A. (2008). **Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust.** LITHOS, 100(1 - 4), 14 – 48.
- PEARSON, K. (1901) **On lines and planes of closest fit to systems of points in space.** *Philosophical Magazine*, 2(11), 559–572.
- PEATE, D. W. (1997). **The Paraná-Etendeka Province.** In J. J. Mahoney & M. F. Coffin (Eds.), *Large Igneous Provinces* (pp. 217–245). American Geophysical Union.
- PETROBRÁS (2011) **Perfil composto 3-BRSA-883-RJS (3-RJS-660) Petrobras Submarino - 883.** Versão oficial - UO- BS
- PETROBRÁS (2015) **Perfil composto 3-BRSA-1290-SPS (3-SPS-105) Petrobras Submarino - 1290.** Versão oficial - UO- BS
- REN, K.; ZHAO, J.; LIU, Q., ZHAO, J. (2020). **Hydrocarbons in igneous rock of Brazil: A review.** *Petroleum Research*. doi:10.1016/j.ptlrs.2020.06. 001
- RICCOMINI, C.; VELÁZQUEZ FERNANDEZ, Victor; GOMES, C. B. (2005). **Tectonic controls of the mesozoic and cenozoic alkaline magmatism in central-southeastern Brazilian platform. Mesozoic to cenozoic alkaline magmatism in the Brazilian platform.** Tradução. São Paulo: EDUSP/FAPESP, 2005. p. 31-55.
- ROLLINSON, H. R. (1993). **Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation.** Longman Group UK Limited. ISBN 0.582.06701.4

- RUDNICK, R. L.; GAO, S. (2003). ***Composition of the continental crust***. Treatise on Geochemistry, 3, 1–64.
- SCRIBELK, L.S. & VALENTE, S.C. (2023). ***Petrogenesis of Early Cretaceous volcanic rocks in Santos Basin, offshore SE Brazil: evidence for the Tristan da Cunha plume***. International Geology Review, DOI: 10.1080/00206814.2023.2201928.
- SAUNDERS, A. D.; TARNEY, J. (1984). ***Geochemical characteristics of basaltic volcanism within back-arc basins***. In: KOKELAAR, B. P.; HOWELLS, M. F. (Eds.) Marginal Basin Geology. Geological Society of London, Special Publications, 16, p. 59–76.
- SHAW, D. M. (1970). ***Trace element fractionation during anatexis***. Geochimica and Cosmochimica Acta, Vol. 34. p 237 – 243.
- SIAL, A.N.; VASCONCELOS, P.M.; FERREIRA, V.P.; PESSOA, R.R.; BRASILINO, R.G.; MORAIS NETO, J.M. (2008) ***Geochronological and mineralogical constraints on depth of emplacement and ascension rates of epidote-bearing magmas from northeastern Brazil***. Lithos 105, 225 – 238.
- STRECKEISEN, A. (1976). ***To each plutonic rock its proper name***. Earth-Science Reviews, 12(1), 1-33.
- SUN, S. S. (1980). ***Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and island arcs***. Philosophical Transactions of the Royal Society of London, A297(1431), 409–445.
- SUN, C.; LIANG, Y. (2014) ***A REE-in-Garnet-Clinopyroxene Thermobarometer for Eclogites, Granulites and Garnet Peridotites***. Chemical Geology.
- SUN, S.S. & MCDONOUGH, W.F. (1989) ***Chemical and Isotopic Systematics of Oceanic Basalts: Implications for Mantle Composition and Processes***. In: Saunders, A.D., Norry, M.J., Eds., Magmatism in the Ocean Basins, Geological Society, London, Special Publications, 42, 313-345.
- TAYLOR, S. R.; McLENNAN, S. M. (1981). ***The composition and evolution of the continental crust: Rare earth element evidence from sedimentary rocks***. Philosophical Transactions of the Royal Society of London, A301(1461), 381–399.

- THOMAZ FILHO, A.; MIZUSAKI, A. M. P.; MILANI, E. J. (2008). ***Magmatism in the sedimentary basins of South America and its relationship to tectonics.*** In: Geological Society, London, Special Publications, 294(1), 31-53.
- THOMAZ FILHO, A.; MIZUSAKI, A.M.P.; ANTONIOLI, L. (2008). ***Magmatismo nas bacias sedimentares brasileiras e sua influência na geologia do petróleo.*** Revista Brasileira de Geociências, 38(2 - suplemento), 128-137.
- WHITE, R. S.; MCKENZIE, D. (1989) ***Magmatism at rift zones: The generation of volcanic continental margins and flood basalts.*** Journal of Geophysical Research: Solid Earth, v. 94, n. B6, p. 7685–7729, 1989.
- WILSON, M. (1989). ***Igneous Petrogenesis.*** Springer. 352p.
- ZALÁN, P.; SEVERINO, M.; RIGOTI, C.; MAGNAVITA, L.; DE OLIVEIRA, J.; VIANNA, A. (2011). ***An entirely new 3-D view of the crustal and mantle structure of a South Atlantic Passive Margin, Santos, Campos and Espírito Santo Basins, Brazil.*** Adapted from expanded abstract presentation at AAPG Annual Convention and Exhibition, Houston, Texas, USA, April 10-13, 2011

ANEXO I: Procedimentos adotados na compilação de dados litogeoquímicos obtidos para rochas magmáticas das bacias de Santos e Campos.

Dados de amostras laterais de rochas magmáticas das sequências Pré-Sal das bacias de Santos e Campos, apresentados em outros estudos (**Fodor & Vetter, 1984; Mizusaki et al., 1992; Dani et al., 2017; Louback et al., 2023; Scribelk & Valente, 2023; Gordon et al., 2023**), foram compilados para análise e comparação com os dados primários apresentados nesta dissertação. As amostras de **Gordon et al. (2023)** já são oriundas de uma compilação de dados de poços e da literatura feita por aqueles autores. Os artigos científicos utilizados cobrem um longo período (1984 a 2023, ou 39 anos), de modo que os dados litogeoquímicos foram obtidos a partir de métodos analíticos diferentes. No entanto, dados litogeoquímicos das rochas magmáticas das bacias de Santos e Campos são escassos e os artigos listados acima são as únicas fontes de dados litogeoquímicos secundários possíveis de utilização em trabalhos de comparação. Os procedimentos adotados na compilação foram os seguintes:

1. Recálculo dos valores de óxidos para 100% em base anídrica;
2. Derivação de valores de FeO e Fe₂O₃ a partir de dados de Ferro total, tanto sob a forma de Ferro ferroso (FeO^t) quanto de Ferro férrico (Fe₂O₃^t).
3. Preferência por dados gerados por ICP (*Inductively Coupled Plasma*) a dados gerados por Fluorescência de Raios X, quando ambos os métodos foram utilizados para medir o mesmo elemento.

Os dados de óxidos em **Fodor & Vetter (1984)** e **Mizusaki et al. (1992)** foram apresentados após recálculos feitos pelos autores. O método de recálculo utilizado pelos autores não é citado nos artigos. No entanto, foi possível encontrar os dados originais das amostras de **Mizusaki et al. (1992)**, mas não para as amostras de **Fodor & Vetter (1984)**. Por conta desta dificuldade, os dados de elementos maiores deste último não foram incluídos na compilação.

O Fe foi medido de diferentes formas pelos autores dos artigos usados na compilação, conforme mostrado na **Tabela I.1**.

Tabela I.1 Diferentes procedimentos para medidas de Fe utilizados nos artigos com dados litogeoquímicos de rochas magmáticas nas bacias de Santos e Campos. FeO e Fe₂O₃ são dados obtidos por volumetria, enquanto FeO^t e Fe₂O₃^t são valores de Ferro total sob as formas de Ferro

ferroso e Ferro férrico, respectivamente.

Artigo	Bacias	FeO e Fe ₂ O ₃	FeO ^t	Fe ₂ O ₃ ^t
Fodor & Vetter, 1984	Campos e Santos	x	x	
Mizusaki <i>et al.</i> , 1992	Campos	x	x	
Dani <i>et al.</i> , 2017	Campos			x
Louback <i>et al.</i> , 2023	Santos			x
Gordon <i>et al.</i> , 2023	Santos	x	x	x
Scribelk & Valente, 2023	Santos			x

O recálculo para 100% em base anídrica utiliza a seguinte equação:

$$Ox^r = (Ox^o / ((\Sigma - PF))) * 100, \text{ onde: (equação I.1)}$$

Ox^r = valor recalculado (em %peso) do óxido;

Ox^o = valor original (em %peso) do óxido;

Σ = soma original dos óxidos;

PF = valor original da perda ao fogo.

O cálculo para estimar os valores originais de FeO e Fe₂O₃ das amostras a partir dos valores de Fe₂O₃^t usa as seguintes equações:

$$Fe_2O_3^t = Fe_2O_3 + 1,1FeO \text{ (equação I.2).}$$

$$Fe_2O_3 = 0,2FeO \text{ (equação I.3).}$$

A **equação I.2** mostra que o Fe₂O₃^t medido é igual a soma do Fe₂O₃ que a rocha tinha originalmente com a quantidade de FeO também original mais a quantidade de FeO oxidado (equivalente a 11% do valor de FeO) durante a preparação da amostra. A **equação I.3** é retirada de **Middlemost (1989)**. Substituindo Fe₂O₃ da **equação I.2** pelo Fe₂O₃ da **equação I.2** tem-se:

$$FeO = Fe_2O_3^t / 1,31 \text{ (equação I.4).}$$

O valor de Fe₂O₃ é obtido pela substituição do resultado da **equação I.4** na **equação I.3**.

O cálculo para estimar os valores originais de FeO e Fe₂O₃ das amostras a partir dos valores de FeO^t usa as seguintes equações:

$$FeO^t = FeO + 1,8998Fe_2O_3 \text{ (equação I.5)}$$

$$\text{Fe}_2\text{O}_3 = 0,2\text{FeO} \text{ (equação I.3).}$$

Similarmente ao que foi feito no caso do Fe_2O_3^t , tem-se:

$$\text{FeO} = \text{FeO}^t / 0,38 \text{ (equação I.6)}$$

O valor de Fe_2O_3 é obtido pela substituição do resultado da **equação I.6** na **equação I.3**.

A compilação listou 251 amostras que foram plotadas nos diagramas da **Figura I.1**. Nove amostras têm $61,65 < \text{SiO}_2 < 73,73\%$ peso (valor recalculado; **Figura I.1A**), ou seja, são rochas intermediárias a ácidas. A grande maioria das amostras plotou nos campos subalcalino toleítico nos diagramas de discriminação de séries, com algumas amostras alteradas plotando fora desses campos (**Figura I.1A, B, C**). Do total compilado, 51 amostras têm $\text{PF} > 5\%$, o que indica elevado grau de alteração. Assim, 191 amostras foram incluídas na versão final da compilação. Os dados de óxidos de **Fodor & Vetter (1984)** não foram incluídos na compilação porque não puderam ser recalculados, como mencionado anteriormente. Assim, foram compilados valores de óxidos (recalculados para 100% peso em base anídrica) para 170 amostras e valores de elementos traço (originais, em ppm) para as 191 amostras. Os valores máximos, mínimos, médias e desvios-padrões para os valores de óxidos compilados são listados na **Tabela I.2**, e para os elementos traço na **Tabela I.3**.

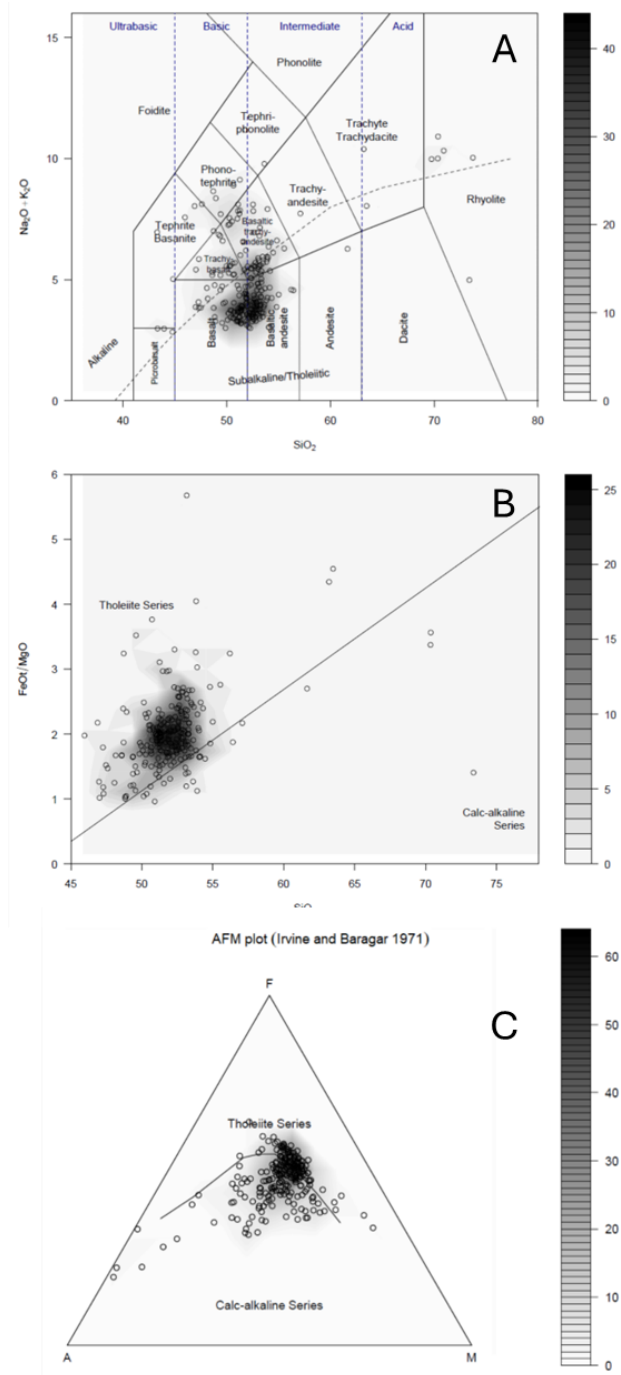


Figura I.1 Amostras de rochas magmáticas das bacias de Santos e Campos compiladas ($n = 251$) nesta dissertação plotadas em diagramas de classificação e discriminação de séries. A - Total de Álcis x Silica (TAS; Le Bas *et al.*, 1986); B - Diagrama de discriminação de séries (Miyashiro, 1974). C - Diagrama AFM de discriminação de séries ($A = \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$; $F = \text{FeO} + 0,8998\text{Fe}_2\text{O}_3$; $M = \text{MgO}$; Irvine & Baragar, 1971). Os tons de cinza correspondem às quantidades de amostras plotadas mostradas na barra à direita dos diagramas.

Tabela I.2 Valores máximos, mínimos, médias e desvios-padrões de óxidos (em %peso) de 170 amostras de rochas magmáticas Pré-Aptianas das bacias de Campos e Santos.

	SiO₂	TiO₂	Al₂O₃	FeO	Fe₂O₃	MnO	MgO	CaO	Na₂O	K₂O	P₂O₅
Máximo	57,09	3,89	17,79	13,07	2,61	0,31	20,19	13,03	5,02	5,69	0,50
Mínimo	43,96	1,05	9,85	5,72	1,14	0,09	3,17	3,03	1,31	0,30	0,08
Média	52,15	1,81	15,17	8,72	1,74	0,17	6,11	9,54	2,93	1,45	0,22
Desvio-padrão	1,62	0,44	1,16	1,17	0,23	0,03	1,51	1,54	0,56	1,00	0,06

Tabela I.3 Valores máximos, mínimos, médias e desvios-padrões de elementos traço (em ppm) de 191 amostras de rochas magmáticas Pré-Aptianas das bacias de Campos e Santos.

	Sc	Co	Cr	Ni	V	Ba	Rb	Sr	Nb	Ta	Y	Zr	Hf	U	Th	Pb
Máximo	52	170	1090	520	476	1460	124	1080	100	4	52	343	6,40	5,30	5,10	24,00
Mínimo	17	17	20	20	168	80	4	95	3	0	13	47	1,30	0,08	0,20	1,90
Média	32	42	147	67	277	349	24	354	11	1	26	141	3,19	0,54	1,58	6,57
Desvio-padrão	5	19	112	48	47	224	19	116	9	0	5	41	0,71	0,75	0,82	4,43
	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu		
Máximo	64,90	86,00	6,87	122,00	14,70	2,62	7,08	1,40	6,30	1,21	3,43	0,49	3,50	0,59		
Mínimo	4,46	10,50	1,43	6,81	2,18	0,83	2,74	0,47	0,50	0,55	1,18	0,19	0,99	0,18		
Média	15,77	34,12	4,23	20,10	4,72	1,53	4,84	0,81	4,56	0,89	2,45	0,35	2,25	0,34		
Desvio-padrão	6,90	11,79	0,96	10,14	1,20	0,29	0,84	0,13	0,76	0,12	0,37	0,05	0,41	0,07		

ANEXO II: Dados litogeoquímicos (óxidos e elementos traço selecionados) das amostras laterais dos poços da Bacia de Santos.

II.1: 3-BRSA-1290-SPS

Amostra	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3t	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	LOI	Total
6185	43,41	1,71	15,58	7,15	0,06	8,29	6,36	2,63	2,25	0,50	11,33	99,27
6200	44,59	1,61	14,87	6,83	0,06	8,75	5,57	2,85	2,38	0,49	11,84	99,84
6216	46,11	1,67	16,25	7,26	0,05	7,99	6,43	2,82	2,69	0,56	8,77	100,60
6244	52,30	1,53	14,46	6,79	0,05	5,35	5,99	2,21	3,25	0,44	6,33	98,70
6262	69,04	0,55	3,99	5,24	0,07	4,22	6,32	0,77	0,77	0,06	7,30	98,32
6275	49,47	1,99	14,62	9,56	0,10	5,86	9,84	2,95	1,18	0,27	4,82	100,70

Amostra	Sc	Co	Cr	Ni	V	Ba	Rb	Sr	Nb	Ta	Y	Zr	Hf	U	Th	Pb
6185	27	43	210	150	218	946	29	787	66	3,67	21,3	164	3,7	2,03	5,98	<5
6200	24	31	170	110	200	978	25	766	61,5	3,5	20,5	154	3	3,43	5,53	<5
6216	26	14	160	80	213	1267	28	797	64,6	3,63	20,4	163	3,4	2,58	5,7	<5
6244	22	19	140	80	193	1534	40	528	58,4	3,36	18,1	148	3	7,88	5,31	<5
6262	7	9	30	20	106	594	10	323	7,2	0,21	7,2	78	1,1	3,08	0,63	<5
6275	31	49	70	60	262	344	17	456	12,6	0,74	26,8	187	4,2	1,89	1,96	<5

Amostra	La	Ce	Pr	Nd	Pm	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
6185	40,6	75,2	8,1	30,4		5,6	1,57	5,1	0,76	4,35	0,85	2,36	0,334	2,12	0,311
6200	39,7	72,5	7,85	28,4		5,48	1,74	4,81	0,68	4,11	0,76	2,13	0,299	1,9	0,285
6216	41,9	76,1	8,11	30,3		5,66	1,79	4,97	0,75	4,24	0,82	2,17	0,304	1,95	0,288
6244	37,9	66,5	7,08	25,9		4,68	1,53	4,33	0,63	3,72	0,71	1,86	0,271	1,8	0,268
6262	6,67	13,8	1,62	6,99		1,81	0,545	1,64	0,26	1,51	0,28	0,67	0,087	0,57	0,088
6275	19,9	45,1	5,69	24,7		6,22	1,87	6,26	0,92	5,44	1,05	2,84	0,392	2,45	0,354

II.2: 3-BRSA-883-RJS

Amostra	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3t	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	LOI	Total
4866	48,43	1,71	14,18	12,46	0,22	6,13	7,20	2,23	3,61	0,15	4,24	100,60
4890	48,52	1,60	15,24	10,25	0,16	6,92	8,85	2,47	2,43	0,15	3,86	100,40
4904	49,91	1,71	13,19	12,37	0,16	6,37	6,31	3,53	3,41	0,17	3,22	100,30
4906	50,19	1,63	13,91	12,45	0,18	6,28	7,01	3,32	3,17	0,17	2,50	100,80
4916	49,91	1,54	11,42	11,30	0,16	4,66	7,00	1,98	6,65	0,18	4,44	99,24
4923	49,82	1,62	15,16	9,98	0,28	5,06	8,92	4,63	2,22	0,17	3,10	101,00
4980	49,27	1,46	15,67	10,78	0,25	5,74	7,07	3,44	3,04	0,15	3,13	99,97
4997	48,30	1,59	15,99	11,50	0,19	4,96	9,30	3,67	1,76	0,14	2,32	99,74
5025	46,66	1,58	11,67	11,39	0,13	7,65	5,39	2,42	5,52	0,16	8,31	100,90
5052	49,56	1,64	14,56	12,31	0,17	5,95	9,38	2,43	2,12	0,18	1,80	100,10
5066	49,74	1,69	14,19	12,70	0,17	6,36	9,21	2,42	2,13	0,17	2,15	100,90
5075	48,99	1,59	15,86	11,31	0,13	5,41	10,26	2,81	1,35	0,14	2,49	100,30
5077	51,18	1,52	14,54	12,49	0,20	6,01	10,47	2,56	1,36	0,16	0,35	100,90
5089	51,76	1,80	13,77	12,88	0,18	5,26	10,32	2,81	0,92	0,20	0,53	100,40
5123	49,52	1,76	12,77	12,47	0,18	6,10	9,81	2,89	1,36	0,16	1,79	98,80

Amostra	Sc	Co	Cr	Ni	V	Ba	Rb	Sr	Nb	Ta	Y	Zr	Hf	U	Th	Pb
4866	36	42	50	60	353	306	58	477	8	0,5	25	110	2,4	0,17	1	< 5
4890	36	44	70	70	306	762	59	227	8	0,5	25	118	2,9	0,26	1	< 5
4904	38	45	90	70	323	678	97	248	9	0,6	25	126	2,9	0,22	1,2	< 5
4906	37	42	90	70	318	555	93	220	8	0,5	25	122	2,8	0,18	1,2	< 5
4916	33	37	80	50	275	1744	128	170	8	0,5	26	123	2,7	0,25	1,1	< 5
4923	37	42	80	60	322	161	48	232	9	0,5	26	121	3	0,32	1,2	< 5
4980	34	42	100	60	302	824	102	214	7	0,5	22	104	2,5	0,24	0,9	< 5
4997	32	38	70	60	290	172	61	241	7	0,5	23	99	2,4	0,16	0,9	< 5
5025	35	41	70	50	301	928	111	222	7	0,5	23	96	2,5	0,17	1	< 5
5052	37	40	100	60	312	396	54	260	8	0,5	25	114	2,6	0,16	1	< 5
5066	38	44	100	60	325	318	56	253	8	0,5	27	119	2,8	0,17	1	< 5
5075	36	40	110	60	303	311	24	232	8	0,5	24	106	2,7	0,22	0,9	< 5
5077	38	45	110	50	317	285	34	221	8	0,6	25	110	2,8	0,23	1	< 5
5089	38	40	90	60	343	162	29	227	9	0,5	29	133	3,1	0,26	1,2	< 5
5123	38	42	170	70	332	166	28	208	8	0,5	26	117	2,8	0,2	1,1	< 5

Amostra	La	Ce	Pr	Nd	Pm	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
4866	10	23	3,1	13		3,82	1,4	4,7	1	4,6	1	2,7	0,4	2,43	0,4
4890	11	26	3,4	15		4,02	1,4	4,8	1	4,8	1	2,8	0,4	2,61	0,4
4904	12	27	3,6	16		4,24	1,4	5,1	1	4,9	1	2,8	0,4	2,65	0,4
4906	11	26	3,5	16		4,22	1,5	4,8	1	5	1	2,7	0,4	2,45	0,4
4916	12	27	3,5	15		4,17	1,4	5	1	4,7	1	2,8	0,4	2,4	0,4
4923	11	26	3,5	15		4,03	1,5	4,6	1	4,9	1	2,8	0,4	2,6	0,4
4980	9	21	2,9	14		3,53	1,4	4,3	1	4,3	1	2,4	0,3	2,25	0,3
4997	10	23	3,1	13		3,48	1,4	4,5	1	4,5	1	2,6	0,4	2,33	0,3

Poco	Amostra	Mg#	MgO	SiO2	Ce/Yb	Rb/Ba	Zr/Hf	Nb/Ta	Nb/Y	Zr/Y	Zr/Nb	La/Nb	Ba/Nb	Ba/Th	Rb/Nb	Th/Nb	Th/La	Ba/La	Nb/Ta	Th/Yb	Th/Ta	Sm/Yb	Nb/Yb	La/Yb	La/Yb(n)	Mg#	Sm/Yb(n)	La/Sm	Eu*
3-BRSA-883-RJS	4866	39,19	6,13	50,26	9,47	0,19	45,83	133,33	0,31	4,47	14,47	1,30	40,26	306,00	7,63	0,13	0,10	30,88	0,77	0,41	2,22	1,57	3,13	4,08	2,81	29,20	1,37	2,59	2,21
3-BRSA-883-RJS	4890	46,93	6,92	50,26	9,89	0,08	40,69	137,25	0,33	4,74	14,39	1,35	92,93	732,69	7,20	0,13	0,09	68,65	0,74	0,40	2,04	1,54	3,14	4,25	2,83	30,13	1,34	2,76	2,12
3-BRSA-883-RJS	4904	40,28	6,37	51,41	10,19	0,14	43,45	125,00	0,36	5,02	14,00	1,29	75,33	565,00	10,78	0,13	0,10	58,45	0,78	0,45	2,14	1,60	3,40	4,38	3,01	33,64	1,39	2,74	2,03
3-BRSA-883-RJS	4906	39,79	6,28	51,06	10,69	0,17	43,57	140,00	0,33	4,84	14,70	1,34	66,87	474,36	11,20	0,14	0,11	50,00	0,75	0,48	2,34	1,72	3,39	4,53	3,12	29,00	1,50	2,63	2,19
3-BRSA-883-RJS	4916	35,07	4,66	52,65	11,25	0,07	45,56	94,34	0,33	4,80	14,64	1,40	207,62	1557,14	15,24	0,13	0,09	147,80	0,71	0,47	2,11	1,74	3,50	4,92	3,38	32,36	1,51	2,83	2,06
3-BRSA-883-RJS	4923	39,91	5,06	50,89	10,15	0,30	40,33	125,00	0,34	4,67	13,91	1,31	18,51	138,79	5,52	0,13	0,10	14,12	0,76	0,45	2,42	1,55	3,35	4,38	3,02	34,75	1,35	2,83	2,28
3-BRSA-883-RJS	4980	41,09	5,74	50,88	9,51	0,12	41,60	127,66	0,32	4,75	14,65	1,24	116,06	915,66	14,37	0,13	0,10	93,53	0,81	0,40	1,91	1,57	3,16	3,92	2,69	32,58	1,37	2,50	2,41
3-BRSA-883-RJS	4997	36,10	4,96	49,58	9,83	0,35	41,25	130,43	0,31	4,25	13,75	1,37	23,89	195,45	8,47	0,12	0,09	17,39	0,73	0,38	1,91	1,49	3,09	4,24	2,92	32,49	1,30	2,84	2,37
3-BRSA-883-RJS	5025	46,80	7,65	50,39	10,08	0,12	38,40	106,38	0,32	4,10	12,97	1,38	125,41	946,94	15,00	0,13	0,10	90,98	0,73	0,42	2,09	1,72	3,14	4,32	2,97	32,85	1,49	2,52	2,16
3-BRSA-883-RJS	5052	38,77	5,95	50,42	9,00	0,14	43,85	127,66	0,31	4,49	14,25	1,29	49,50	404,08	6,75	0,12	0,10	38,45	0,78	0,36	2,09	1,51	2,95	3,80	2,82	32,97	1,31	2,52	2,14
3-BRSA-883-RJS	5066	39,61	6,36	50,37	10,08	0,18	42,50	115,38	0,31	4,42	14,34	1,30	38,31	314,85	6,75	0,12	0,09	29,44	0,77	0,39	1,94	1,68	3,22	4,19	2,88	33,53	1,46	2,49	2,18
3-BRSA-883-RJS	5075	38,52	5,41	50,09	9,62	0,08	39,26	125,00	0,32	4,38	13,59	1,26	39,87	338,04	3,08	0,12	0,09	31,70	0,80	0,39	1,92	1,51	3,31	4,16	2,86	33,37	1,31	2,76	2,35
3-BRSA-883-RJS	5077	38,66	6,01	50,90	8,73	0,12	39,29	90,91	0,31	4,40	14,10	1,35	36,54	287,88	4,36	0,13	0,09	27,14	0,74	0,36	1,80	1,44	2,83	3,80	2,62	33,99	1,25	2,64	1,94
3-BRSA-883-RJS	5089	34,85	5,26	51,83	9,90	0,18	42,90	111,11	0,32	4,63	14,46	1,36	17,61	138,46	3,15	0,13	0,09	12,96	0,74	0,40	2,17	1,57	3,13	4,25	2,93	40,30	1,37	2,70	2,18
3-BRSA-883-RJS	5123	39,05	6,10	51,05	9,96	0,17	41,79	142,86	0,32	4,45	13,93	1,36	19,76	158,10	3,33	0,13	0,09	14,56	0,74	0,39	2,14	1,60	3,16	4,29	2,95	40,18	1,39	2,68	2,17
3-BRSA-1290-SPS	6185	60,30	8,29	49,36	35,47	0,03	44,32	40,87	3,10	7,70	2,48	0,62	14,33	158,19	0,44	0,09	0,15	23,30	1,63	2,82	1,63	2,64	31,13	19,15	13,18	40,18	2,30	7,25	1,96
3-BRSA-1290-SPS	6200	62,66	8,75	50,67	38,16	0,03	51,33	31,43	3,00	7,51	2,50	0,65	15,90	176,85	0,41	0,09	0,14	24,63	1,55	2,91	1,58	2,88	32,37	20,89	14,38	56,16	2,51	7,24	2,26
3-BRSA-1290-SPS	6216	59,05	7,99	50,21	39,03	0,02	47,94	23,81	3,17	7,99	2,52	0,65	19,61	222,28	0,43	0,09	0,14	30,24	1,54	2,92	1,57	2,90	33,13	21,49	14,79	52,39	2,53	7,40	2,25
3-BRSA-1290-SPS	6244	50,79	5,35	56,62	36,94	0,03	49,33	23,81	3,23	8,18	2,53	0,65	26,27	288,89	0,68	0,09	0,14	40,47	1,54	2,95	1,58	2,80	32,44	21,06	14,49	38,00	2,26	8,10	2,27
3-BRSA-1290-SPS	6262	51,34	4,22	75,85	24,21	0,02	70,91	95,24	1,00	10,83	10,83	0,93	82,50	942,86	1,39	0,09	0,09	89,06	1,08	1,11	3,00	3,18	12,63	11,70	8,05	39,00	2,76	3,69	2,11
3-BRSA-1290-SPS	6275	44,54	5,86	51,60	18,41	0,05	44,52	81,08	0,47	6,98	14,84	1,58	27,30	175,51	1,35	0,16	0,10	17,29	0,63	0,80	2,65	2,54	5,14	8,12	5,59	44,07	2,21	3,20	2,00
3-BRSA-883-RJS	Média	39,64	5,92	50,80	9,89	0,16	42,02	122,16	0,32	4,56	14,14	1,33	64,56	498,22	8,19	0,13	0,10	48,40	0,75	0,41	2,08	1,59	3,19	4,23	2,91	33,42	1,38	2,67	2,19
3-BRSA-1290-SPS	Média	54,78	6,74	55,72	32,04	0,03	51,39	49,08	2,33	8,20	5,95	0,84	30,99	327,43	0,78	0,10	0,13	37,50	1,33	2,25	2,00	2,79	24,47	17,07	11,75	44,97	2,43	6,15	2,14

Elemento	MLSC (EM1)	MORB	OIB
Ba	50	12,00	380
Rb	43862,00	1,00	22
Th	0,1	0,20	3,4
K	500	830,00	9600
Nb	11079,00	2,50	53
Ta	0,3	0,16	3
La	42036,00	3,00	35
Ce	14732,00	10,00	72
Sr	50	136,00	800
Nd	43891,00	8,00	35
P	100	570,00	2760
Sm	45870,00	3,30	13
Zr	20	88,00	220
Hf	45778,00	2,50	
Ti	1000	8400	20000
Tb	0,2	0,71	
Y	11232,00	35	30
Tm	0,1		
Yb	45809,00		

Element	Kd Spl (min)	Kd Spl (max)	Kd (avg)
La			
Ce	0,001	0,005	0,003
Pr	0,002	0,008	0,005
Nd	0,003	0,015	0,009
Pm			
Sm	0,006	0,025	0,0155
Eu	0,007	0,03	0,0185
Gd	0,01	0,04	0,025
Tb	0,012	0,05	0,031
Dy	0,015	0,06	0,0375
Ho	0,018	0,07	0,044
Er	0,02	0,08	0,05
Tm	0,022	0,09	0,056
Yb	0,025	0,1	0,0625
Lu	0,027	0,11	0,0685

	Kd	Kd	Kd	Kd
	Olivina	OPX	CPX	SPL
La	0,0067		0,0560	
Ce	0,0060	0,02	0,0920	0,003
Pr				0,0050
Nd	0,0059	0,03	0,2300	0,009
Pm				
Sm	0,0070	0,05	0,4450	0,0155
Eu	0,0074	0,05	0,4740	0,019
Gd	0,0100	0,09	0,5560	0,025
Tb				0,0310
Dy	0,0130	0,15	0,5820	0,038
Ho				0,044
Er	0,0256	0,23	0,5830	0,050
Tm				0,0560
Yb	0,0491	0,34	0,5420	0,063
Lu	0,0454	0,42	0,5060	0,069

ANEXO III: Artigo científico e respectivo material suplementar

The Pre-salt magmatism within theTupi and Bacalhau oil fields, Santos Basin: petrogenetic and geodynamic models.

Silva, C. V. C.¹; Valente, S. C.¹; Rossetti, M. M. M.²

¹Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, cynthiavargasufralrj@gmail.com; labmeg.ufrj@gmail.com.

²Laboratório de Geologia Sedimentar da UFRJ, mrossetti@geologia.ufrj.br.

Abstract

Santos Basin in SE Brazil comprises voluminous hydrocarbon reservoirs whose petroleum systems formed during the rifting of West Gondwana. These oil and gas reservoirs are limestones and coquinas interbedded with volcanic sequences below an Albian thick salt layers, the so-called Pre-salt reservoirs. The Pre-salt related volcanism in Santos Basin has been only recently studied, revealing its important role on source-rock maturation and reservoir formation in the basin. In addition, the Pre-salt magmatic processes in Santos may shed light on the mantle-crust interactions during the geodynamic processes that gave rise to the basin and its further evolution. This paper presents new petrographic and geochemical data obtained from magmatic rocks recovered from the Pre-salt sequence along two wells in central Santos Basin. Well 3-BRSA-1290-SPS and 3-BRSA-883-RJS are located in the Bacalhau and Tupi oil fields, respectively. The former records both alkaline and tholeiitic mafic rocks whereas the tholeiites in the latter were attributed to the Early Cretaceous volcanism of the Camboriú Formation. The results of petrogenetic modeling are consistent with derivation of the tholeiites in both oil fields during the interaction between the shallow-seated, subcontinental lithospheric mantle and the deep-seated, plume-like sublithospheric mantle. However, trace element ratios (La/Nb and La/Yb) of the Bacalhau and Tupi tholeiites cannot be explained by different amounts of partial melting from the same mantle source. More likely, their distinctive trace element ratios are a consequence of small scale (hundreds of kilometers wide), geochemical heterogeneities found in the local subcontinental lithosphere below Santos Basin.

Introduction

Magmatic processes in sedimentary basins have become increasingly studied since they play a relevant role in hydrocarbon generation and reservoir quality (Sruoga & Rubstein, 2007; Delpino & Bermúdez, 2009; Farouki *et al.*, 2009; Rateau *et al.*, 2013; Schofield *et al.*, 2015; Wang *et al.*, 2015; Jiang *et al.*, 2017; Miranda *et al.*, 2017; Muirhead *et al.*, 2017; Senger *et al.*, 2017; Kutovaya *et al.*, 2019; Descovi *et al.*, 2021; Yet *et al.*, 2022; Millet *et al.*, 2021; Fornero *et al.*, 2023; Martins *et al.*, 2023). Volcanic hydrocarbon reservoirs have been found in sedimentary basins offshore Brazil since the early 1980's (Mizusaki *et al.*, 1988, 1992; Marins *et al.*, 2022; Braga *et al.*, 2023). However, the study of magmatism in sedimentary basins became particularly relevant in Brazil only after the discovery of the so-called Pre-salt petroleum reservoirs (Neves *et al.*, 2019; Mello *et al.*, 2021) given the frequent association between Pre-Albian magmatic rocks and the limestone and coquina reservoirs below the thick salt sequence in Santos Basin (Szatmari & Milani, 2016; Fornero *et al.*, 2017; Wang *et al.*, 2018; Oliveira *et al.*, 2019; Ren *et al.*, 2019; Wan *et al.*, 2019; Louback *et al.*, 2021; 2023; Magee *et al.*, 2021; Scribelk &

Valente, 2023; Gordon *et al.*, 2023; Liu *et al.*, 2023; Mohriak & Szameitat, 2023; Zhao *et al.*, 2023; Oliveira *et al.*, 2024; Queiroz *et al.*, 2024, 2025; He *et al.*, 2025; Sun *et al.*, 2025).

The origin and evolution of Santos Basin and its related petroleum systems were controlled by the Gondwana breakup and further opening of the South Atlantic ocean (Moreira *et al.*, 2007). The approach often used in the investigation of the tectonic processes that led to basin formation has been mostly based on stratigraphic, structural and seismic data (*e.g.*, Chang *et al.*, 1988, 1992, 2008; Cainelli & Mohriak, 1991; Mohriak, 1999; Mio *et al.*, 2005; Stanton *et al.*, 2014; Adriano *et al.*, 2022). However, magmatic processes are recorded along the chronostratigraphic chart of Santos Basin and they may shed light on mantle-crust interactions during basin evolution (*e.g.*, Louback *et al.*, 2021; 2023; Matos, 2021; Queiroz *et al.*, 2025). Such interactions involve either the ascent of the asthenosphere during lithospheric rifting or the advection and impingement of deep-seated, plume-like sublithospheric mantle below the subcontinental lithospheric mantle as proposed for the Early Cretaceous Paraná-Etendeka continental flood basalt province adjoining Santos Basin, for instance (Hawkesworth *et al.* 1983, 2000; Ewart *et al.*, 2004; Beccaluva *et al.*, 2020; Zhou *et al.*, 2020). Mantle-crust interactions can also control the geothermal gradient during basin evolution due to thermal conduction from the underlying asthenosphere or the deep-seated sublithosphere (Turner *et al.*, 1996), playing a role in hydrocarbon source-rock maturation (Beglinger *et al.*, 2012) and diagenetic processes of petroleum reservoirs in rift-related sedimentary basins such as Santos in SE Brazil (Muirhead *et al.*, 2017; Lima & DeRos, 2019).

This paper presents new petrographic and geochemical data on magmatic rocks sampled from the Pre-salt sequence along two boreholes around 120 km apart from each other within the Bacalhau and Tupi oil fields in central Santos Basin. The magmatic rocks are related to interactions between shallow-seated, subcontinental lithospheric mantle and deep-seated, plume-like, sublithospheric mantle sources in Santos Basin. The results of simple petrogenetic models demonstrated that the tholeiitic magmatism in these two areas is related to partial melting of different mantle sources due to the small scale (10² km) chemical heterogeneity of the local subcontinental lithospheric mantle underlying Santos Basin.

Geological setting

The Santos Basin, located along the southeastern margin of Brazil, is a rift basin formed in the Early Cretaceous as a result of the West Gondwana breakup that evolved to a passive margin basin during the opening of the South Atlantic Ocean (Chang *et al.*, 1988, 1992, 2008; Cainelli & Mohriak, 1991). It is bounded by the Campos Basin to the north and the Pelotas Basin to the south, along the Cabo Frio Structural High and the Florianópolis Structural High, respectively (Fig. 1). The basin covers an area of approximately 350,000 km² and is characterized by a thick sedimentary succession exceeding 10 km in its depocenter (Mohriak *et al.*, 2000; Moreira *et al.*, 2007).

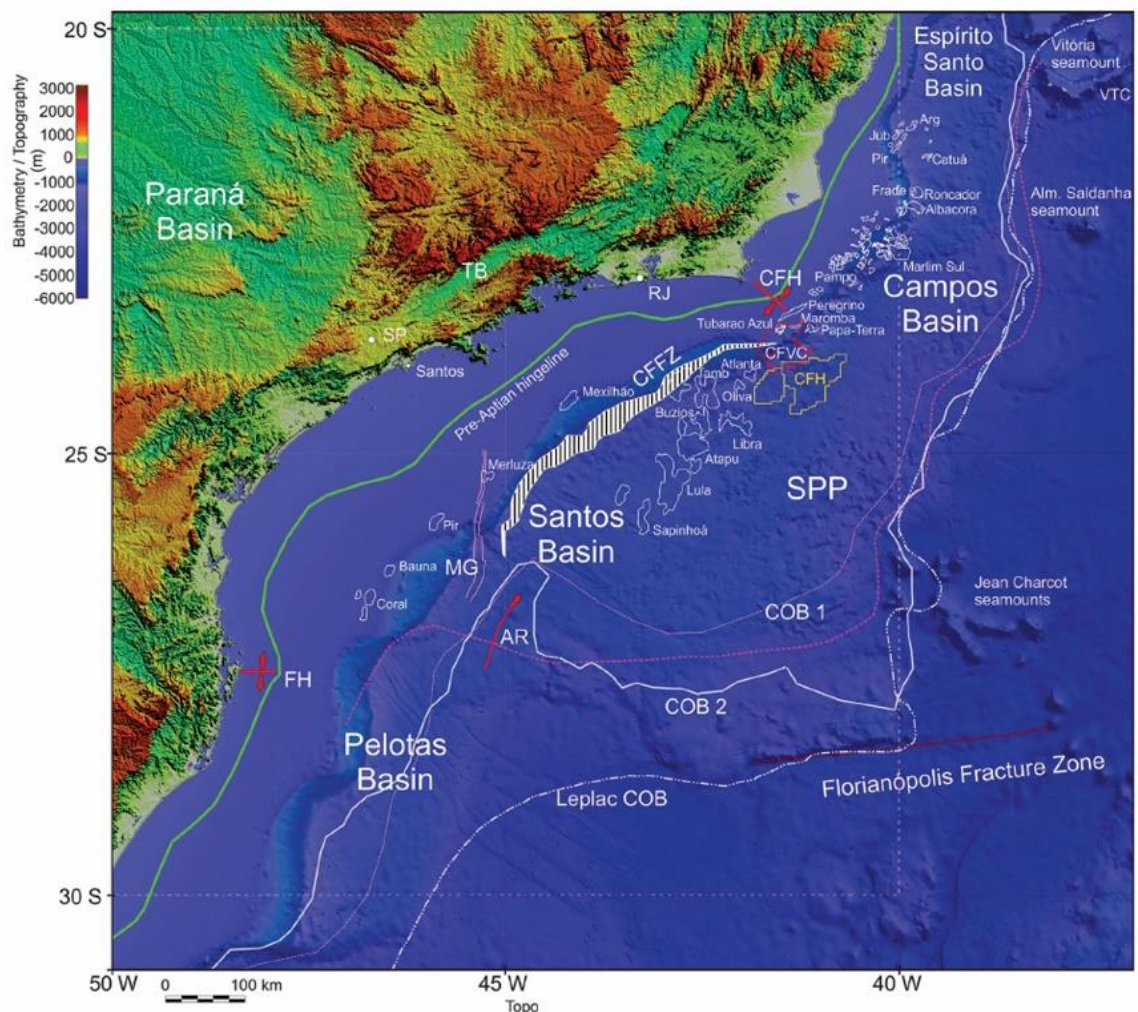


Figure 1: Topobathymetric map of part of the southeastern region of Brazil, showing the location of the Santos, Campos and Espírito Santo basins. The white-lined polygons are the main oil fields. The Pre-Aptian hinge is marked by the green line. The hatched area represents the Albian discontinuity. COB 1, COB 2 and Leplac COB are continental crust-oceanic crust boundaries proposed by different authors. The distal salt boundary is indicated by a magenta dashed line. The Paraná and Taubaté basins (BT) are indicated. Main structural features are: SSP = São Paulo Plateau, CFVC = Cabo Frio Volcanic Complex, CFFZ = Cabo Frio Fracture Zone, AH = Florianópolis Structural High, AR = Abimael Ridge, VTC = Vitória-Trindade Chain, MG = Merluza Graben. Other acronyms are: RJ = Rio de Janeiro city; SP = São Paulo city. Source: **Mohriak *et al.*, 2021.**

The tectonostratigraphic evolution of the Santos Basin is divided into three main phases: (i) the Rift Phase (Hauterivian to Early Aptian), marked by intense faulting, crustal thinning, and volcanic activity; (ii) the Post-Rift Phase (Aptian), characterized by thermal subsidence and evaporite/carbonate deposition; and (iii) the Drift Phase (Albian onwards), marked by open marine sedimentation and the development of oceanic crust. The Rift Phase includes the emplacement of tholeiitic basalts (Camboriú Formation) and respective volcanoclastic rocks, whereas alkaline magmatic rocks occur in Santonian and Eocene times (Moreira *et al.*, 2007; Fig. 2).

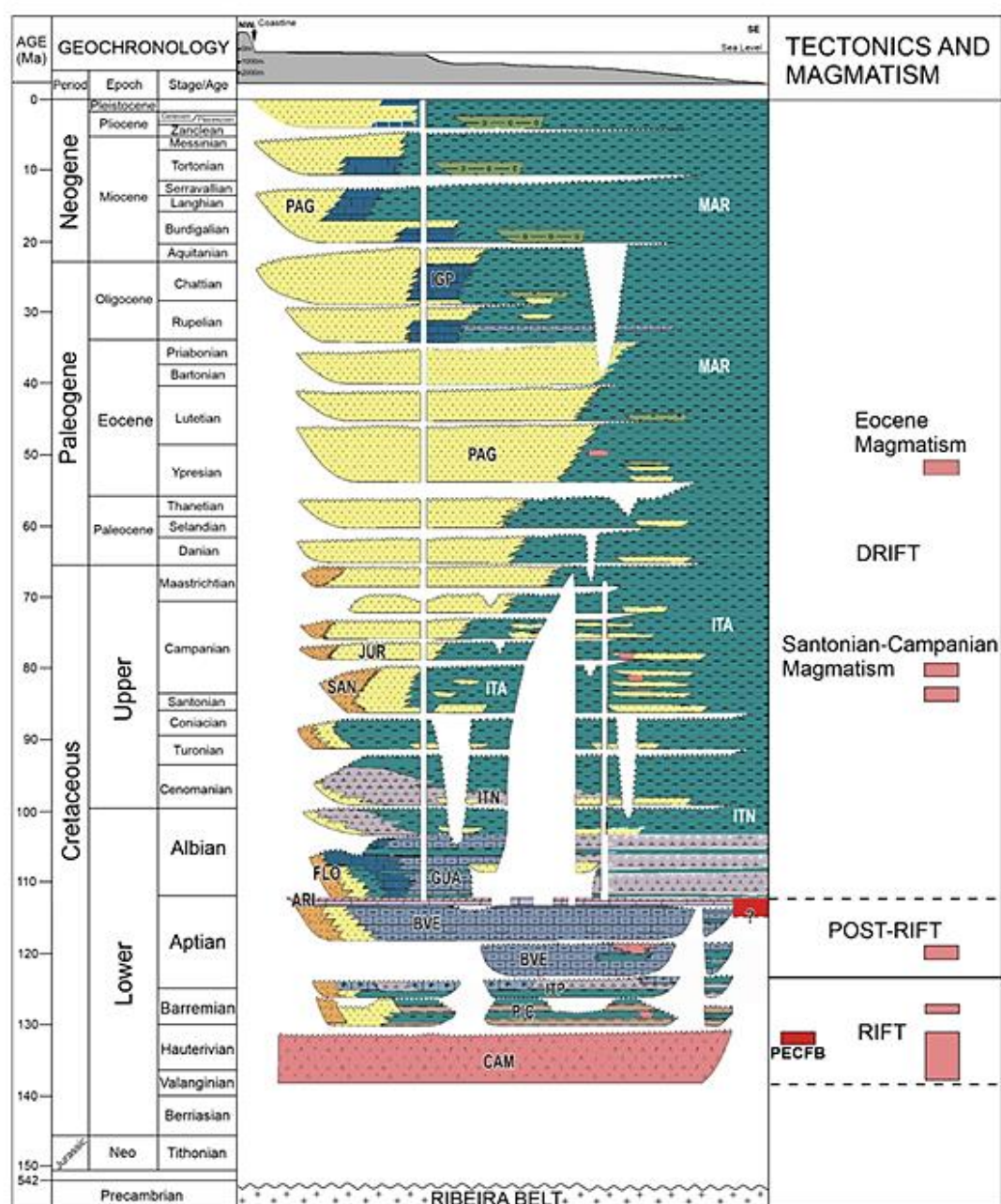


Figure 2: Chronostratigraphic chart of the Santos Basin with its three main megasequences or Rift, Post-Rift and Drift phases. The acronyms for the lithostratigraphic units are: CAM = Camboriú; PIÇ = Piçarras; BVE = Barra Velha; ARI = Ariri; FLO = Florianópolis; GUA = Guaratiba; ITN = Itanhaém; ITA = Itajaí-Açu; SAN = Santos; JUR = Jureia; PAG = Ponta Aguda; IGP = Iguape; MAR = Marambaia. PECFB = Paraná-Etendeka Continental Flood Basalt Province. The question mark indicates the possible appearance of oceanic crust. Symbols and colors of the lithostratigraphic units according to **Milani, 2007**. Source: **Moreira et al., 2007**.

The Rift Phase comprises continental siliciclastic sedimentary sequences that include the hydrocarbon source rocks of the Piçarras Formation. This sedimentary sequence is underlain by the Valanginian and Hauterivian tholeiitic basalts of the Camboriú Formation and may be interbedded with the poorly studied Post-Rift basalts (**Fig. 2**). The Piçarras shales are overlain by the Itapema coquinas that along with the Barra Velha limestones constitute the main hydrocarbon reservoirs below the Albian salt layer of the Ariri Formation. The

Drift Phase comprises marine sedimentary rocks that are interbedded with alkaline rocks of magmatic events that occurred in the Santonian and Eocene (**Fig. 2**). The chronostratigraphic chart of Santos Basin records the sedimentary and magmatic processes that took place from the early rift stage through the post-rift, transitional sag stage to the drift, marine stage of basin evolution due to the West Gondwana breakup and further opening of the South Atlantic ocean (**Moreira *et al.*, 2007**).

The studied wells, 3-BRSA-1290-SPS and 3-BRSA-883-RJS, are located in the central part of the Santos Basin, within the São Paulo Plateau (**Fig. 1** and **3**). These wells drilled mafic magmatic rocks that underlie the Barra Velha Formation along the Pre-salt sequence of Santos Basin (**Fig. 2**).

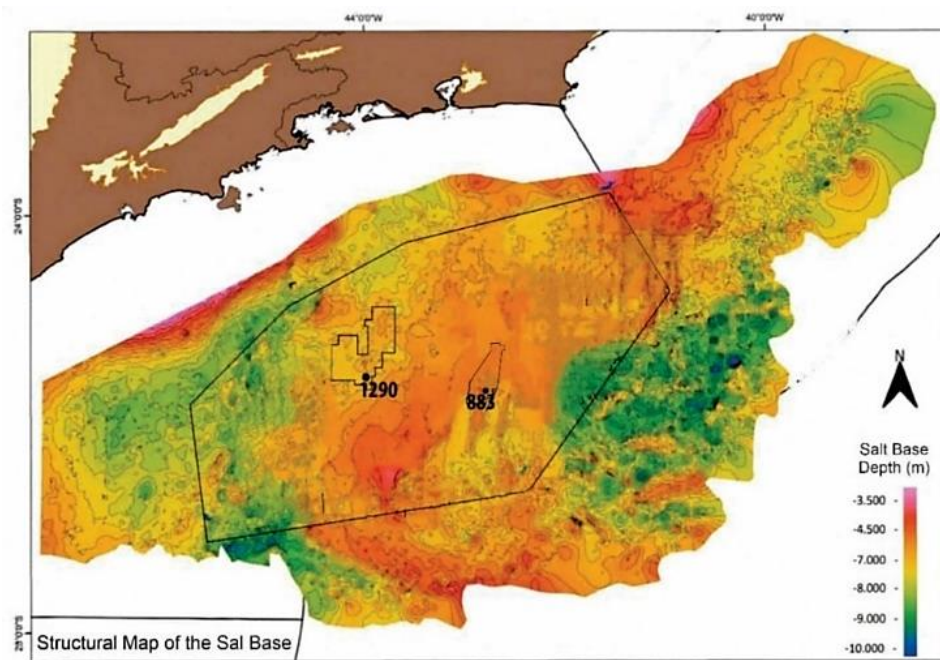


Figure 3: Structural map of the salt base with the location of wells 3-BRSA-1290-SPS and 3-BRSA-883-RJS, respectively within the Bacalhau and Tupi oil fields in Central Santos Basin. The map shows the Pre-salt polygon in Santos Basin. Source: ANP (National Petroleum Agency of Brazil).

Results

Well data

Well 3-BRSA-1290-SPS in the Bacalhau oil field comprises a thick (167 m) sequence of magmatic rocks below the Barra Velha limestones and the Ariri salt layer (**Fig. 4**). This magmatic sequence spans from 6172 m to 6339 m and can be divided into two segments with a thin (4m) layer of silicified volcanic breccia at 6268 and 6262 m. The upper and lower magmatic segment display different electrofacies as depicted by their higher and lower gamma ray and resistivity values as well as distinctive sonic, neutron and density patterns (**Fig. 4**). Four sidewall core samples of coherent lithotypes were recovered from the upper magmatic segment and one from the lower magmatic segment along well 3-BRSA-1290-SPS. These samples were described as non-identified massive, gray to dark gray-green rocks, with a predominantly aphanitic to finely crystalline texture, some showing carbonate-infilled amygdalae. A sidewall core sample of limestone was recovered at 6237,60 m and two sidewall core samples of volcanic breccia were recovered from the layer at 6262-6268 m (**Fig. 4**).

Well 3-BRSA-883-RJS in the Tupi oil field comprises a thick (328 m) and continuous sequence of magmatic rocks from 4862 m to 5190 m below the Barra Velha limestones and the Ariri salt formation (**Fig. 4**). Fifteen sidewall core samples were recovered at different depths, being described as grey, variably altered aphanitic rocks, some of which displaying carbonate-infilled amydales. These rocks were taken as representative of the Early Cretaceous Camboriú Formation (**Fig. 2**). The irregular electrofacies patterns with many gamma ray peaks and variable porosity and density values may be reflecting the stacking of individual lava flows. The drilling recorded the occurrence of oil between 4973 m and 4986 m, as well as between 5056 m and 5093 m. The oil at shallower depth lies just below a breakout zone at 4863 m that may mark an abrupt change in rheological parameters likely to represent the occurrence of fractured rocks.

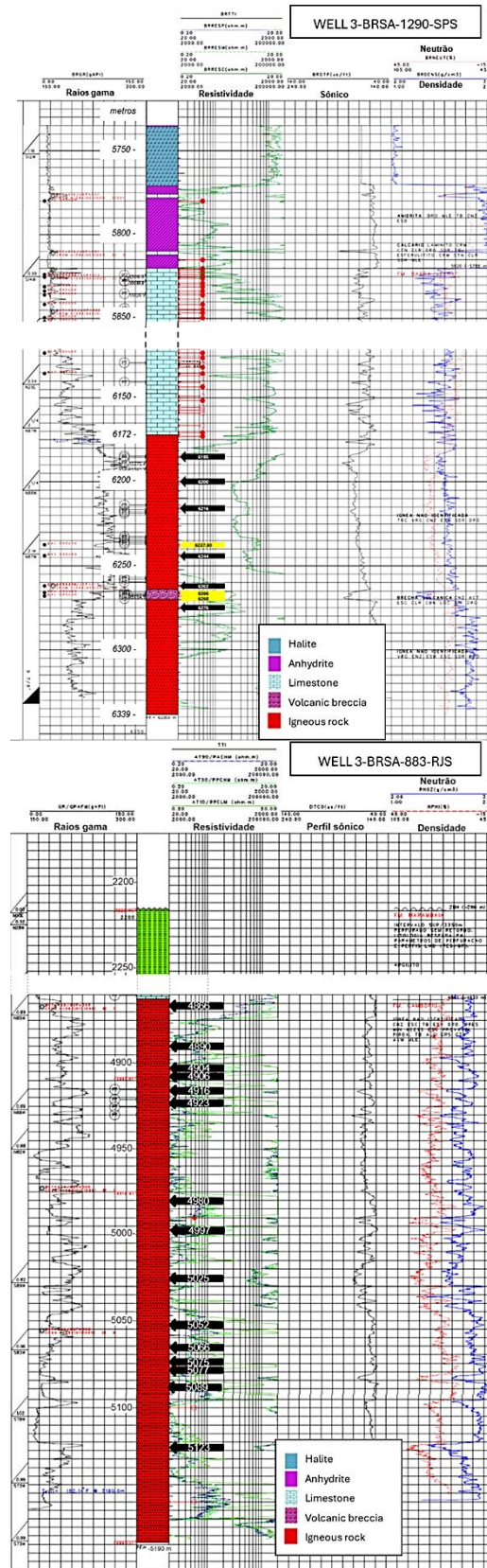


Figure 4: Well profiles with magmatic sections along wells 3-BRSA-1290-SPS and 3-BRSA-883-RJS within the Bacalhau and Tupi oil fields in central Santos Basin, respectively. Sidewall core sampling indicated by arrows.

Petrography

The sidewall core samples of magmatic rocks from wells 3-BRSA-1290-SPS (9 samples) are limestone, volcanic breccias as well as altered greyish to greenish aphyric and porphyritic basalts with variable amounts of carbonate infilled amygdalae and veins (**Fig. 4**). The volcanic breccias are composed of subangular to angular basaltic lithoclasts embedded in carbonate-rich and clay-altered matrix. The phenocryst assemblage of the basalts are mostly composed of euhedric plagioclase with complex textures such as synneusis and sieve involved by a devitrified and altered glassy matrix with plagioclase, augite, apatite and opaque minerals as microliths (**Fig. 5a**). Circular to subcircular amygdalae are filled with carbonate and minor chlorite and the former also fills thin, submillimetric veins in some samples (**Fig. 5a**).

The sidewall core samples of magmatic rocks from well 3-BRSA-883-RJS (15 samples) are altered greyish to greenish aphyric and glomeroporphyritic basalts with variable amounts of carbonate infilled amygdalae and veins (**Fig. 4**). The phenocryst assemblage of the basalts are mostly composed of clots of tabular plagioclase and minor amounts of augite involved by a devitrified and altered glassy matrix with fine-to-medium grained plagioclase, augite, apatite and opaque minerals (**Fig. 5b**). Subcircular amygdalae are filled with carbonate and minor chlorite in most of the samples (**Fig. 5b**).

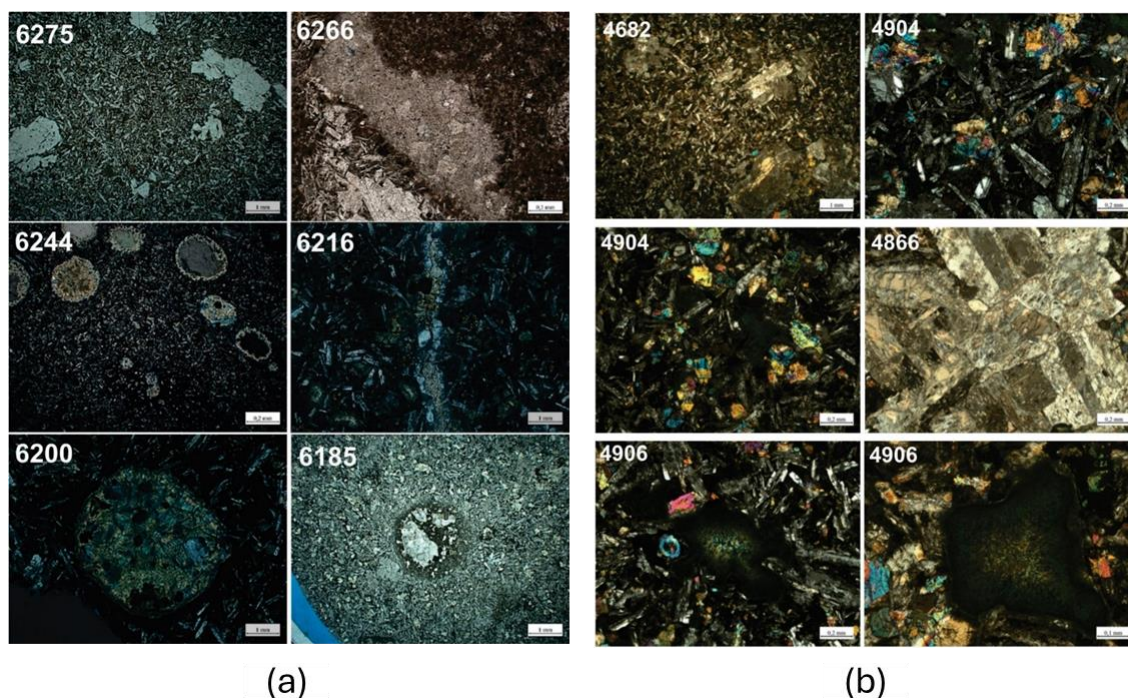


Figure 5: Photomicrographs of sidewall core samples from Santos Basin. (a) - samples from well 3-BRSA-1290-SPS, Bacalhau oil field. (b) - samples from well 3-BRSA-883-RJS, Tupi oil field.

Lithogeochemistry

Sidewall core samples were selected for whole-rock geochemical analysis from wells

3-BRSA-1290-SPS (6 samples, including a silicified breccia; sample 6262) and 3-BRSA-883-RJS (15 samples). The lithogeochemical data are presented in **Supplementary Material #1**.

The SiO₂ concentrations of the sidewall core samples (the silicified breccia not included) recovered from well 3-BRSA-1290-SPS spread over a broader range (43.41% - 52.30%; $47.18 \pm 3.66\%$), spanning from ultrabasic to basic compositions, whereas those from well 3-BRSA-883-RJS are all basic rocks ($49.45 \pm 1.22\%$). Samples in well 3-BRSA-1290-SPS are least evolved ($5.35 < \text{MgO} < 8.75\%$) when compared to samples in well 3-BRSA-883-RJS ($4.66 < \text{MgO} < 7.65\%$), while the TiO₂ contents of samples in both wells are rather similar (average 1.70% and 1.63%, respectively). Values of Loss on Ignition (LOI) are high (average 3.0%) and variable (0.35 - 11.84%). These high LOI values are likely to have resulted from alteration and the petrogenetic interpretations that will be presented in the following sections will be based mostly on immobile elements (*e.g.*, Ti, Zr, Hf, Nb, Ta, Y and the rare earth elements (REE), particularly the heavy ones).

Samples from both wells cross the thermal divide on the TAS diagram (**Le Maitre, 2002**), suggesting transitional magmatic affinities (**Fig. 8A**). Samples from well 3-BRSA-883-RJS drilled in Tupi oil field in Santos Basin plot as subalkaline basalts in the classification diagram based on immobile elements (**Fig. 8B**) whereas samples from well 3-BRSA-1290-SPS drilled in the Bacalhau field plot as alkaline basalts and foidite, depicting their alkaline affinity, exception being made for sample 6275 that plotted as a subalkaline basalt. It is worth noting that this sample lies below the layer of volcanic breccia located between 6266 m and 6268 m in well 3-BRSA-1290-SPS while the alkaline rocks are all above this layer in the same well (**Fig. 4**). The tholeiitic affinity of the basalts from well 3-BRSA-883-RJS is well discriminated in the discrimination diagram shown in **Figure 8C**, being corroborated by the same samples plotted in the AFC diagram (**Fig. 8D**). In conclusion, the studied samples from the Tupi and Bacalhau oil fields comprise two distinctive basaltic series, respectively tholeiitic and alkaline ones, according to their distribution in classification and discrimination diagrams based on major elements as well as incompatible trace elements.

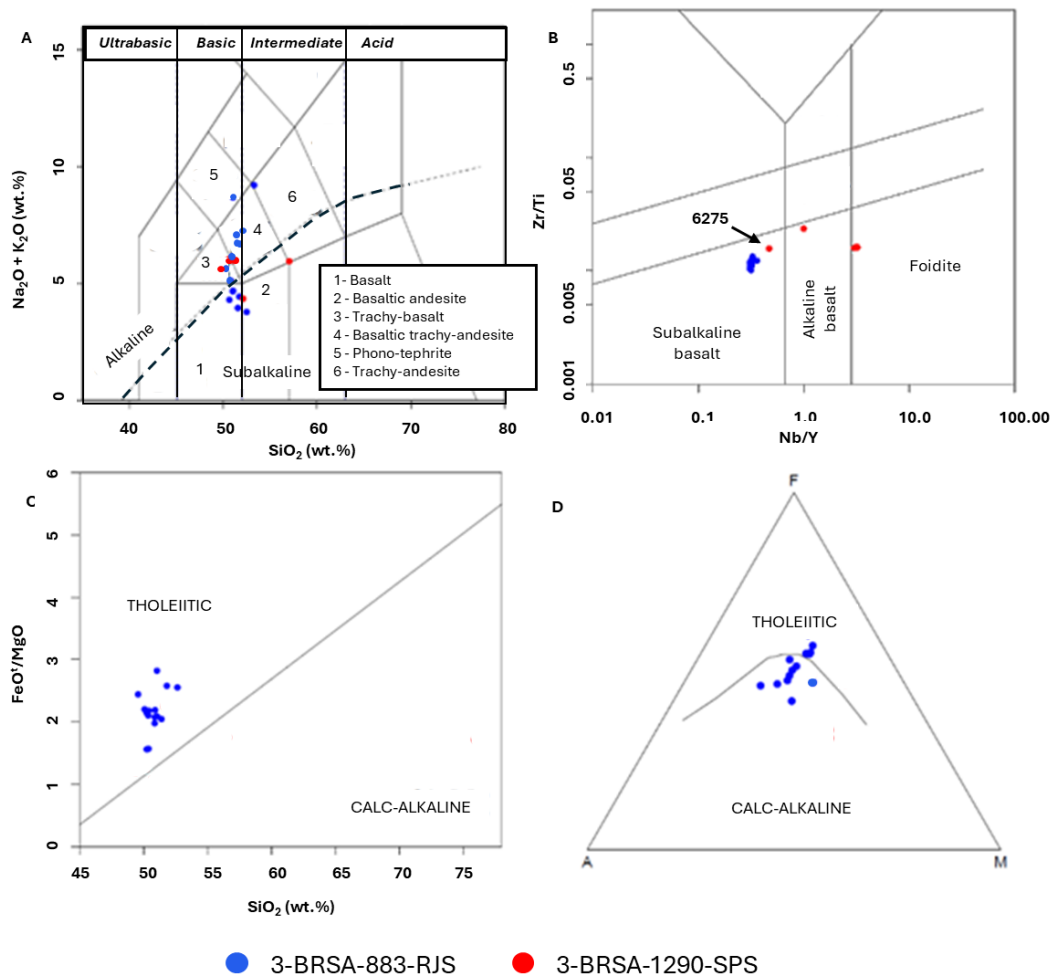


Figure 8: Samples from wells 3-BRSA-883-RJS and 3-BRSA-1290-SPS drilled in Santos Basin plotted in classification diagrams. (A) Total Alkalies ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) versus Silica (SiO_2) classification diagram (**LeMaitre, 2002**) with the thermal divide between alkaline and subalkaline magmatic series (**Irvine & Baragar, 1971**); (B) Nb/Y versus Zr/Ti classification diagram (**Pearce, 1996**); (C) SiO_2 versus FeO^*/MgO discrimination diagram (**Miyashiro, 1974**); (D) AFM (A = $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$; F = $\text{FeO} + 0.8998\text{Fe}_2\text{O}_3$; M = MgO; **Irvine & Baragar, 1971**) discrimination diagram.

The patterns of the alkaline rocks sampled from well 3-BRSA-1290-SPS in the chondrite-normalized multielement diagram are spiked with peaks and troughs due to the rather variable and random concentrations of the Ba, Rb, K and Sr mobile trace elements (**Fig. 9A**). The immobile elements produce smooth patterns with less fortuitous variations in contents, with a Nb-Ta positive anomaly ($\text{La}/\text{Nb}_n = 0.7$) as opposed to the negative one ($\text{La}/\text{Nb}_n = 1.6$) displayed by the pattern of the tholeiitic basalt represented by sample 6275. The pattern of sample 6262 is chaotic with alternating peaks and troughs since it represents a silicified volcanic breccia. The alkaline rocks in well 3-BRSA-1290-SPS have REE patterns (**Fig. 9A**) with light REE much more enriched relative to the heavy REE ($\text{La}/\text{Yb}_n = 14$) in contrast to the less enriched pattern of the tholeiitic basalt represented by sample 6275 ($\text{La}/\text{Yb}_n = 5.5$). The alkaline rocks display no Eu anomaly and the tholeiitic one show a subtle Eu anomaly ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.9$). The REE pattern of sample 6262 (silicified volcanic breccia) is rather smooth in comparison to the irregular pattern shown by the same samples in the multielement diagram (**Fig. 9A**), pointing out the immobility of the REE during alteration processes.

The patterns of the Ba, Rb, K and Sr of the tholeiitic basalts sampled from well 3-BRSA-883-RJS in the chondrite-normalized multielement diagram are spiked and stacked as expected for mobile trace elements (**Fig. 9C**). The immobile elements produce smooth patterns with the exception of a P negative anomaly, also displaying a Nb-Ta negative anomaly ($\text{La/Nb}_n = 1.3$). The tholeiitic basalts in well 3-BRSA-883-RJS have REE patterns (**Fig. 9D**) with light REE more enriched relative to the heavy REE ($2.6 < \text{La/Yb}_n < 3.3$; average 2.9 ± 0.2) in contrast to the less enriched pattern of the tholeiitic basalt represented by sample 6275 ($\text{La/Yb}_n = 5.5$) with small Eu positive and negative anomalies ($\text{Eu/Eu}^* = 0.9 - 1.1$).

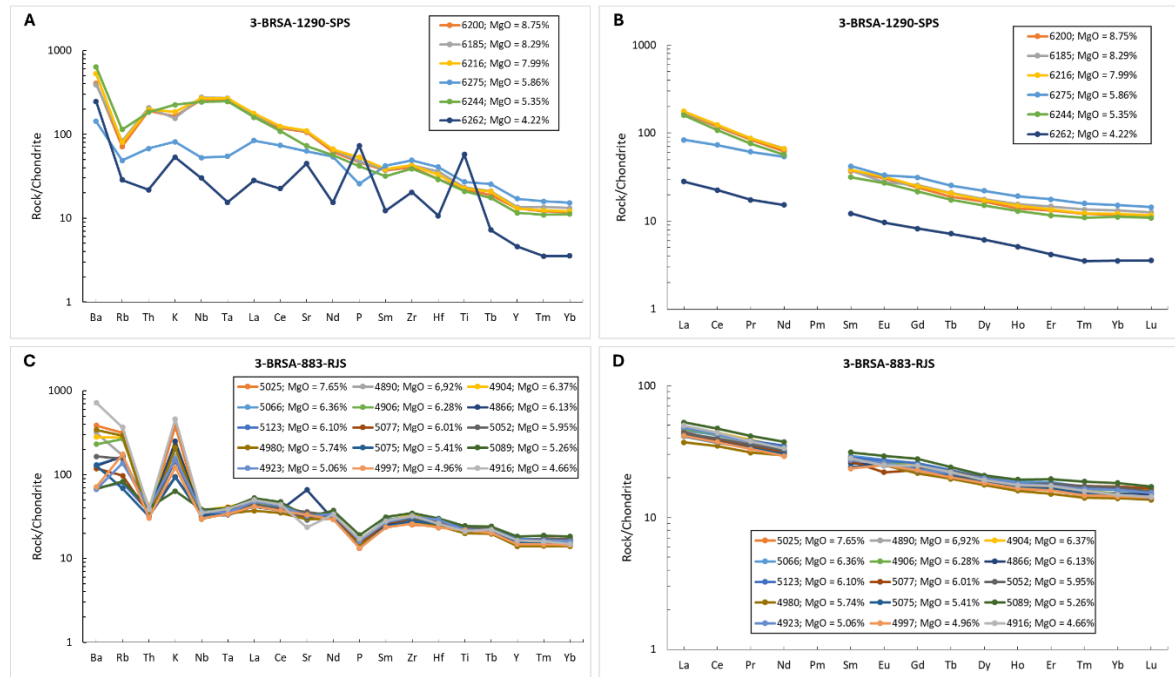


Figure 9: Samples from wells 3-BRSA-883-RJS and 3-BRSA-1290-SPS drilled in Santos Basin plotted in chondrite-normalized diagrams. (A) - (B) Multielement and REE diagrams for samples from wells 3-BRSA-1290-SPS, respectively. (C) and (D) Multielement and REE diagrams for samples from wells 3-BRSA-883-RJ, respectively. Normalization factors from Sun & McDonough (1995). The MgO contents of the samples are indicated. Sample 6262 in well 3-BRSA-1290-SPS is a silicified volcanic breccia with $\text{SiO}_2 = 69.04\%$ and $\text{LOI} = 7.30\%$.

Discussions

Differentiation processes, subvolcanic magma chambers and eruptive episodes

The magmatic rocks recovered by the wells drilled in the Tupi and Bacalhau oil fields comprise a tholeiitic and an alkaline basaltic series, respectively, despite the fact that a single alkaline basalt was also sampled in well 3-BRSA-1290-SPS located in the Bacalhau field. The patterns of these rocks in chondrite-normalized multielement diagrams can be used to test for the hypothesis of cogeneticity among the alkaline basalts in well 3-BRSA-1290-SPS since its small amount of samples ($n = 4$) prevents the interpretation of variation diagrams. As such, the higher concentrations in incompatible trace elements such as Sr, Nb, Zr, Y and the REE of the least evolved samples ($8.0 < \text{MgO} < 8.8\%$) relative to the lower concentrations of the same elements of sample 6244 ($\text{MgO} = 5.35\%$) is good evidence for the lack of cogeneticity by fractional crystallization among the alkaline rocks in this well,

meaning that they may be related with different subvolcanic magma chambers.

The tholeiitic basalts in well 3-BRSA-883-RJS have $4.66 < \text{MgO} < 7.65 \%$ and $\text{TiO}_2 = 1.63 \pm 0.09$ ($1.46 < \text{TiO}_2 < 1.80\%$) that could represent a single low-Ti basalt group. However, samples do not show any coherent correlation in variation diagrams for major elements, as depicted by the square roots of their Pearson's coefficient (R^2) linear and polynomial correlations (0.22 and 0.45, respectively), implying confidence levels well below 95% for the given amount of samples ($n = 15$; and degree of freedom = $n - 2$). The same applies for even immobile trace elements such as Ti, Nb and Zr ($R^2 \leq 0.1$). The scattering in variation diagrams are consistent with a lack of cogeneticity involving the whole batch of low-Ti tholeiitic basalts in well 3-BRSA-883-RJS. This can also explain the high value of the coefficient of variation (CV) for MgO (13%) and for the whole set of major elements (average CV = 17%) of these rocks (**Supplementary Material #1**).

The non-cogeneticity of all samples in well 3-BRSA-883-RJS, as demonstrated by the interpretation of their lithogeochemical data, finds support on their stratigraphic disposition along the well (**Fig. 4**). For instance, samples collected at 4904, 4906 and 5066 m have the same MgO contents but are about 60 m apart along the well. The same applies to samples 4866 and 5077, and 4923 and 4997, which are over 70 m apart (**Table 2**). Samples 4904 and 4906 may represent the same basalt magma since they are only 2 m apart and have the same REE contents and ratios ($\cong 3.0$), the same not applying to sample 5066 (e.g., $\text{La/Yb}_n = 2.8$). Only 4 samples (4890, 4916, 4980 and 5025) out of the 15 ones of magmatic rocks recovered from well 3-BRSA-883-RJS have MgO contents (respectively, 6.92%, 4.66%, 5.74% and 7.65%) that fall outside analytical error and, as such, cannot be related to any of the 4 groups listed in **Table 2**. However, it does not prevent these four samples from being cogenetic with the samples within some of those four groups by differentiation processes. It is not expected that the least evolved basaltic lavas (e.g., sample 4890; $\text{MgO} = 6.92\%$) will overlain the more evolved ones (e.g., sample 5123; $\text{MgO} = 6.10\%$) unless the basaltic flows had followed rather complex paths controlled by an irregular paleotopography. More likely, the samples along well 3-BRSA-883-RJS represent basaltic lavas that run away from different eruptive vents linked to different subvolcanic magma chambers, being piled up at the drilling location of well 3-BRSA-883-RJS. Subvolcanic magma chambers are taken here as the shallowest reservoir directly linked to a vent in which differentiation processes may happen following previous ones that may have taken place within deeper, complex transcrustal, plumbing systems. This premiss allows to test the hypothesis of petrogenetic relationships by differentiation processes among groups of least and more evolved basalts sampled along well 3-BRSA-883-RJS and to propose a time line for the eruption episodes occurred in the Tupi field within Santos Basin.

Table 2: Groups of samples in well 3-BRSA-883-RJS with the same MgO contents (in wt.%). Sample codes correspond to their respective depth in the well. $\text{MgO}_{\min}$ and $\text{MgO}_{\max}$ are lowest and highest MgO concentrations, respectively, considering analytical error (1.6%; **Supplementary Material #2**).

Group	Sample	MgO	Error	$\text{MgO}_{\min}$	$\text{MgO}_{\max}$
1	4904	6.37	0.10	6.27	6.47
1	4906	6.28	0.10	6.18	6.38
1	5066	6.36	0.10	6.26	6.46
2	4866	6.13	0.10	6.03	6.23
2	5052	5.95	0.10	5.85	6.05
2	5077	6.01	0.10	5.91	6.11
2	5123	6.10	0.10	6.00	6.20

3	5075	5.41	0.09	5.32	5.50
3	5089	5.26	0.08	5.18	5.34
4	4923	5.06	0.08	4.98	5.14
4	4997	4.96	0.08	4.88	5.04

Geochemical modeling can be used to identify groups of tholeiitic basalt lavas in well 3-BRSA-883-RJS related by magmatic differentiation in subvolcanic magma chambers. This approach allows to draw a time line for the eruption episodes that built up the nearly 350 m of basalts recorded in the magmatic section of the well based on the variations in MgO and REE contents assuming that: 1) MgO and REE concentrations will respectively decrease and increase due to fractional crystallization of a typical basaltic fractionating assemblage (olivine, clinopyroxene and plagioclase); 2) Replenishing of a subvolcanic magma chamber with batches of least evolved magmas will invert such MgO and REE correlation; 3) least evolved basalt flows will lie below more evolved ones right after eruption occurs from subvolcanic chambers in which magmas are undergoing fractional crystallization; 4) such stratigraphic relationship may invert either in cases the magma chamber is replenished by new batches of least evolved magmas or when eruptions occur at a time magmas are going through distinctive degrees of differentiation in different magma chambers. The aforementioned approach is illustrated by **Figure 10**.

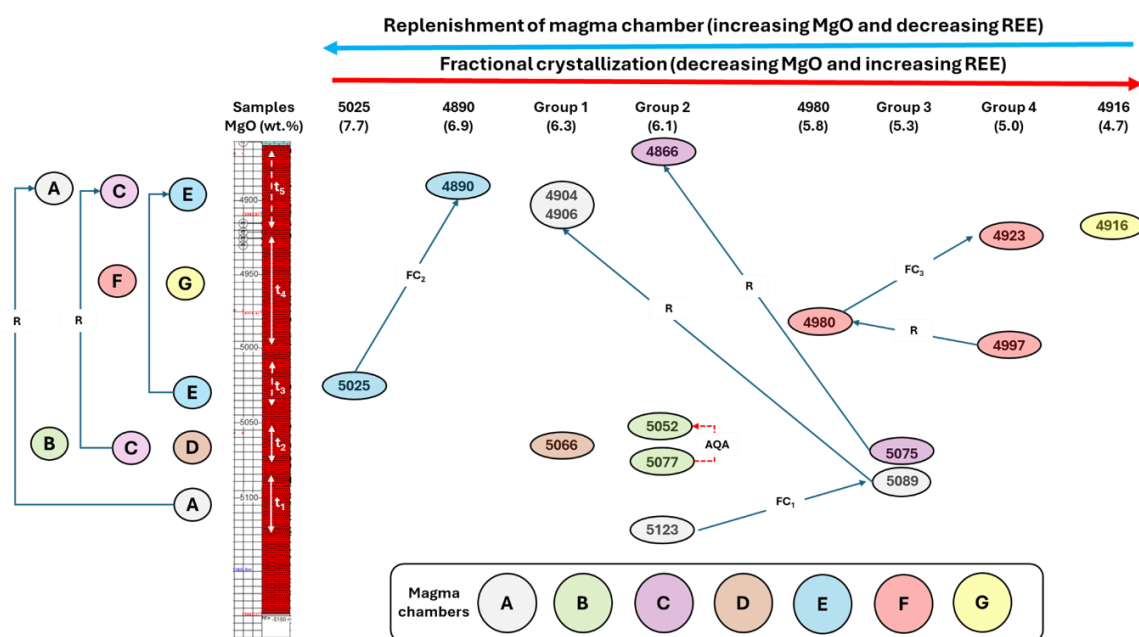


Figure 10: Illustration showing the combination of stratigraphy and lithochemochemistry to explain the eruptive episodes recorded in well 3-BRSA-883-RJS in Santos Basin and their relationships with subvolcanic magma chambers. AQA = active volcanism, quiescence and another volcanism. R = replenishment of magma chamber with a least evolved basaltic magma batch. FC1 = 8%; 25% olivine + 35% clinopyroxene + 40% plagioclase. FC2 = 10%; 18% olivine + 40% clinopyroxene + 42% plagioclase. FC3 = 8%; 25% olivine + 35% clinopyroxene + 40% plagioclase. t = eruption episodes.

Sample 5123 represents the first erupted basalt flow since it lies at the very bottom of the magmatic section. This sample cannot represent a least evolved basalt magma for any other basalt to the left-hand side of the fractional crystallization arrow shown in **Fig. 10**. Differentiation relationships by fractional crystallization towards the right hand side of the arrow will result in increasing REE contents of the more evolved basalts. The REE

concentrations and ratios ($\text{La/Yb}_N = 2.9$; $\text{La/Sm}_N = 1.7$; $\text{Gd/Lu}_N = 1.6$) of samples 5123 ($\text{MgO} = 6.1\%$) and 5089 ($\text{MgO} = 5.3\%$) make a cogenetic link by fractional crystallization a likely hypothesis to test. Modeling demonstrates that such link is possible by 10% fractional crystallization of a fractionating assemblage with 18% olivine, 40% clinopyroxene and 42% plagioclase (**Supplementary Material #3**). The same amount of fractional crystallization of the same mineral assemblage can explain the MgO variation between the least and more evolved compositions by extracting 15.8% of MgO from olivine and clinopyroxene with MgO as 42% and 15%, respectively (**Roeder & Emslie, 1970; Coote *et al.*, 2019; Lang *et al.*, 2021**). The fractional crystallization process occurred in a single active subvolcanic magma chamber, resulting in the first eruptive episode recorded in the magmatic section (magma chamber A and time t_1 ; **Fig. 10**).

The following eruptive episode involved three different magma chambers (B, C and D; **Fig. 10**) at the same time (t_2 ; **Fig. 10**). Basalts erupted twice from magma chamber B, allowing the intercalation with thin lava flows represented by basalts 5066 and 5075. The two eruptions from magma chamber B must have happened during a time interval shorter than the time needed for magmatic differentiation since samples 5077 and 5052 have the same MgO and REE contents (**Supplementary Material #1**). The thickness of the lava pile produced during the second eruptive episode is comparable with the minimum thickness of the lava pile produced during the first episode, despite the fact that the former was fed by three magma chambers (B, C and D; **Fig. 10**) whereas the latter by only one (A; **Fig. 10**). This can be explained either by decreasing eruption rates from the first to the second eruptive episodes or lava flows from vents connected to magma chambers B, C and D running towards locations away from the drilling site.

The third eruptive episode involved eruption from a single magma chamber (E; **Fig. 10**) as with the first episode. Flows produced during this third eruptive episode may be as thin as those produced previously, allowing the same inference regarding eruption rates or directions of flows. The fourth eruptive episode may have produced nearly a third (~ 100 m) of the thickness of the magmatic section in well 3-BRSA-883-RJS. At least two magma chambers (F and G; **Fig. 10**) were active during this episode. Basalts sampled at 4997, 4980 and 4923 have geochemical compositions that are consistent with replenishment followed by fractional crystallization, possibly similar to RTF chambers (**O'Hara, 1977; O'Hara & Mathews, 1981; Cox, 1988**) or even to open system crystallization and mixing in a two-layer magma chambers (**Caroff, 1995**). A model of fractional crystallization was done to test for the differentiation from magmas represented by samples 4980 (least evolved) and 4923 (more evolved) (**Fig. 10**). Modeling produced a least evolved composition whose REE concentrations are the same as sample 4980, differences being below analytical error (**Supplementary Material #3**). The higher percentual difference obtained for La could be reduced using a La value within analytical error rather than that obtained for sample 4980. Thus, the MgO and REE composition of sample 4923 could be derived from a least evolved basalt represented by sample 4980 after 18% fractional crystallization with a fractionating assemblage with 60% clinopyroxene and 40% plagioclase. It is not clear whether basalt flow at 4916 m was erupted from a different magma chamber (G, **Fig. 10**) or if it was derived from assimilation and fractional crystallization (AFC; **DePaolo, 1988**) from either basalt 5052 or 5075. The AFC process could explain the higher La/Yb_N ratio (3.3) of basalt 4916 when compared to least evolved compositions 5052 and 5075 (2.8 and 2.6, respectively) but modeling would be too speculative giving the difficulty in choosing a proper crustal contaminant.

The last eruptive episode (t_5 ; **Fig. 10**) involved three magma chambers (A, C and E; **Fig. 10**) that have previously fed lava flows recorded at higher depths in the magmatic

section. Magma chambers A and C were active during the first and second eruptive episodes and may have been replenished by batches of least evolved magmas that erupted at the fifth episode to give rise to flows at 40904-4906 m and 4866 m, respectively (**Fig. 10**). In addition, the time interval from the third and fifth eruptive episodes seems to have been long enough to allow magma 5025 in magma chamber E to evolve by fractional crystallization to give rise to basalt flow at 4890. Geochemical modeling using the Rayleigh equation shows that it is possible to generate basalt 4890 (MgO = 6.9%) from basalt 5025 (MgO = 7.7%) by 8% fractional crystallization of a fractionating assemblage with 25% olivine, 35% clinopyroxene and 40% plagioclase (**Supplementary Material #3**). Differences in the REE (La, Ce, Nd, Sm, Gd, Tb, Ho and Yb) contents of modelled and real least evolved compositions are below analytical error (**Supplementary Material #2**). Exception has to be made for Eu, whose difference (15%) may be due to the plagioclase phenocryst-rich composition of the basalt samples. Mineral chemistry was kept the same as the model performed before (5123 – 5089; **Supplementary Material #3**). The same amount of fractional crystallization could also produce similar results either by balancing the proportion of olivine and clinopyroxene in the fractionating assemblage (10:60:30) or crystallizing much more clinopyroxene than plagioclase and no olivine (0:90:10).

Partial melting and mantle sources

The 3-BRSA-883-RJS and 3-BRSA-1290-SPS wells are nearly 120 km from each other, being located in the Tupi and Bacalhau oil fields in Santos Basin (**Fig. 3**). The La/Nb_n ratio (0.7; **Fig. 9A**) and high La/Yb_n ratio (14; **Fig. 9B**) of the alkaline rocks in Bacalhau are similar to the enrichment of high field strength elements (HFSE) relative to light REE typically found in fertile mantle sources (*e.g.*, Ocean Island Basalts (OIB) and plume-like ones; **Weaver, 1991; Fitton, 2007; Hoffman et al., 2022**) whereas the same ratios of the tholeiites in Tupi (1.4 and 2.9, respectively) allude to enriched mantle sources such as the subcontinental lithospheric mantle (SCLM; **McDonough, 1990; Pearson & Nowell, 2002**). Therefore, the alkaline and tholeiitic magmatism recorded in Bacalhau and Tupi oil fields cannot be related with the same mantle source. On the other hand, the derivation of the tholeiitic magmatism recorded in both wells from the same source can be discussed on the basis of simple geochemical modeling.

Sample 6275 is a single occurrence of tholeiitic basalt among exclusive alkaline rocks along well 3-BRSA-1290-SPS in contrast with the whole set of tholeiitic rocks along well 3-BRSA-883-RJS (**Fig. 8B** and **Fig. 9**). The La/Nb_n ratio of the tholeiitic basalt (sample 6275) in well 3-BRSA-1290-SPS is higher (1.60) than the average value (1.34 ± 0.05) of the same ratio shown by the tholeiitic basalts in 3-BRSA-883-RJS (**Supplementary Material #1**). Similarly, the tholeiites in those wells have rather different La/Yb_n ratios; lower (2.9 ± 0.2) in the latter relative to the former (5.5). Such distinctive trace element ratios may be related with either different amounts of partial melting from the same mantle source or derivation from different mantle sources.

Partial melting experiments have been done since the early 1950's using synthetic and natural systems under different conditions of pressure, temperature and composition of solid and volatile phases (**Kushiro, 2001 and references therein**). These experiments adopted several different approaches and methods for deriving and measuring the compositions of partial melts formed in mantle peridotite. Earlier experimental petrology studies have shown that Al-rich olivine tholeiites derive from relatively high degrees (20-25%) of partial melting of anhydrous mantle (pyrolite) at low pressures (15-35 km), trending to silica-undersaturated basalts and basanite at higher pressures (35-70 km) (**Green, 1970**). Melts produced by

natural and synthetic peridotitic systems at 1 atm to 3 GPa become more picritic with increasing pressure (O'Hara, 1968). Melts produced by quenching techniques had to face methodological challenges before using microprobe analysis (Kushiro *et al.*, 1972; Mysen & Kushiro, 1977). Depleted, and fertile peridotite also give rise to primary liquids of different compositions. For instance, low degrees of partial melting of fertile peridotite, but not of depleted peridotite, may give rise to silica-rich, Ti-poor liquids at 30-35 km (1 GPa), as shown by thermodynamic models that largely agree with experimental results using either fertile or depleted peridotite under both fractional and batch melting (Hirose & Kawamura, 1994; Hirose & Kawamoto, 1995; Hirschmann *et al.*, 1998, 1999). More recent experimental studies have shown that very small amounts of fluids (CO₂ and H₂O) may occupy vacancies in the crystal structures of olivine, pyroxene and garnet, affecting the shape of the mantle *solidus* during partial melting (Green, 2015).

In general, simple partial melting models (Shaw, 1970) rely on the premisses that rocks undergo congruent melting, and that melt proportions and trace element incompatibilities will not change during equilibrium between residual phases and melt, since disequilibrium conditions and incongruent melting are much more difficult to model (Hertogen & Gijbels, 1975; Qin, 1992). Hence, a simple modal batch partial melting model was done here to investigate the origin of the tholeiites in the Tupi and Bacalhau areas in Santos Basin. The main purpose of the model was to reproduce the La/Yb_n ratios of samples with nearly the same MgO contents recovered from the two wells drilled in those oil fields within the range of partial melting degree (20-25%) required to give rise to tholeiitic melts from either fertile or depleted anhydrous peridotite in the 5 - 10% residual spinel or garnet in the mantle.

The results of the modeling are shown in **Table 3** and **Supplementary Material #3**. Sample 6275 in well 3-BRSA-1290-SPS (MgO = 5.86 %) has a higher La/Yb_n ratio (5.5) relative to the tholeiites in well 3-BRSA-883-RJS and should correspond to a melt generated by the minimum amount of partial melting (~ 20%). This would require either a spinel lherzolite or spinel harzburgite (5 - 10% spinel) with La/Yb_n ratios 3.3 to 3.8 times chondritic values, respectively. Results of the model for residual garnet (5 - 10%) in either a lherzolite or a harzburgite source depend on the crystal-liquid partition coefficient ($6.167 < K_d < 35.6$; **Table 3** and **Supplementary Material #3**). Higher K_d values and greater amounts of residual garnet would involve depleted mantle sources (La/Yb_n < 1) whereas lower K_d values would require less enriched sources when compared to results obtained for residual spinel (**Table 3**). It should be noted that none of the aforementioned results could explain the generation of the tholeiites in Tupi and Bacalhau by different amounts of partial melting from the same mantle source (**Supplementary Material #3**). Keeping with minimum amounts of partial melting to give rise to tholeiitic magmatism in Bacalhau (sample 6275), the generation of the tholeiites in Tupi from the same source would require more than 40% partial melting, a value well above those obtained by experimental petrology and likely to give rise to picritic melts (*e.g.*, Kushiro, 2001). Therefore, the petrogenesis of the tholeiites in Tupi and Bacalhau oil fields in Santos Basin must be related with different mantle sources.

Table 3: Results of the modal batch partial melting model for tholeiites in Tupi and Bacalhau oil fields in Santos Basin. K_d are crystal-liquid partition coefficients for garnet and spinel in equilibrium with basaltic melt. See also **Supplementary Material #3**. Source enrichment refers to the value of La/Yb_n ratio of the source relative to chondrite (McDonough & Sun, 1995).

Al-phase	%	Source	K_d	Source enrichment
Spinel	5	Lherzolite	0.01	3.3
Spinel	5	Harzburgite	0.01	3.7
Spinel	10	Lherzolite	0.01	3.3
Spinel	10	Harzburgite	0.01	3.8
Garnet	5	Lherzolite or Harzburgite	6.167	2.0
Garnet	5	Lherzolite or Harzburgite	11.5	1.5
Garnet	5	Lherzolite or Harzburgite	35.6	0.7
Garnet	10	Lherzolite or Harzburgite	6.167	1.4
Garnet	10	Lherzolite or Harzburgite	11.5	0.9
Garnet	10	Lherzolite or Harzburgite	35.6	0.4

Binary mixing calculations and geodynamic model

The tholeiitic basalts in Tupi and Bacalhau oil fields are likely to be part of the Early Cretaceous Camboriú magmatism in Santos Basin (**Fig. 2**) according to their stratigraphic relationship with the Barra Velha limestones (**Fig. 2**). The studied tholeiites in Santos Basin also display the typical La/Yb_n and La/Yb_n ratios shown by the coeval (Fodor *et al.*, 1983; Renné *et al.*, 1996; Gomes & Vasconcelos, 2021) continental tholeiitic basalts within the Paraná-Etendeka Province (*e.g.*, Erlank *et al.*, 1984; Peate, 1997; Ewart *et al.*, 1998). The petrogenesis of the continental tholeiitic basalts worldwide has been largely attributed to at least a contribution from an old and enriched source region likely to be found in the subcontinental lithospheric mantle (SCLM), by either direct melting (*e.g.*, Hawkesworth *et al.* 1983, 2000) or its delamination and incorporation into the underlying asthenosphere (*e.g.*, McKenzie & O’Nions, 1995) after interactions with a mantle plume (Ewart *et al.*, 2004; Beccaluva *et al.*, 2020; Zhou *et al.*, 2020).

The trace element composition of the SCLM worldwide has been derived from studies of plate boundary-related orogenic peridotite massifs and mantle xenoliths in intraplate alkaline rocks (Pearson & Nowell, 2002). Most authors would agree that the predominantly LILE enrichment and HFSE depletion (*e.g.*, $\text{Ba}/\text{Nb} > 1$ and $\text{La}/\text{Nb} > 1$) of the continental tholeiitic basalts is also the main compositional characteristic of the SCLM despite minor variations possibly due to the strong chemical heterogeneity of this mantle reservoir (*e.g.*, Arndt & Christensen, 1992). Additionally, constraints on the composition of the subcontinental lithospheric mantle and its interactions with sublithospheric sources have been proposed by studies of lamproites and lamprophyres worldwide (*e.g.*, Krmíček & Chalapatthi Rao, 2022; Loubach *et al.*, 2023; Pandey, 2025; Dalton *et al.*, 2025; Long *et al.*, 2025).

The results of binary mixing calculations (Supplementary Material #3) using La/Nb and La/Yb ratios are presented in **Figure 11**. Samples 6275 and samples 4980 and 5052 represent tholeiites with the same degree of differentiation ($\text{MgO} = 5.8\%$) in Bacalhau and Tupi fields, respectively. Their composition cannot be attributed to crustal contamination of tholeiitic basalts (represented by ocean floor tholeiites; Sun & McDonough, 1989; Salters & Stracke, 2004) with either Upper Crust or Lower Crust average compositions (Taylor

& McLennan, 1985; Rudnick & Gao, 2004). Therefore, it is assumed that these continental tholeiites in Santos Basin evolved from parental compositions through olivine fractional crystallization with no crustal assimilation so that their ratios of strongly incompatible elements (La, Nb and Yb) would largely represent their mantle sources (*e.g.*; **O'Hara, 1968**). Likely binary mixing hyperboles would imply in the involvement of an end-member with $\text{La/Yb} > 1$ and $\text{La/Nb} < 1$, well represented by plume-like sublithospheric mantle. Previous works on the Cretaceous tholeiitic magmatism related with the Gondwana breakup have attributed a role for the Tristan da Cunha and Gough mantle plumes in the generation of the Paraná-Etendeka basalts (**Ewart *et al.*, 2004; Beccaluva *et al.*, 2020; Zhou *et al.*, 2020**). The average compositions of these plumes would cope with the requirements for a likely end-member (**Willbold & Stracke, 2006**). The other likely end-member would need to have $\text{La/Yb} > 1$ and $\text{La/Nb} > 1$, often attributed to the subcontinental lithospheric mantle. The composition of the SCLM is highly variable (**Pearson & Nowell, 2002**) and best compositions would probably be represented by local ultramafic and alkaline lamprophyres found in the continental area adjacent to Santos Basin (**Loubach *et al.*, 2023**). These rocks are found along the São Paulo and Rio de Janeiro coast lines and islands and can be divided into three main groups according to their La/Nb and La/Yb ratios (**Supplementary Material #3**) as such: The São Paulo lamprophyres (SPL), the Rio de Janeiro lamprophyres (RJL) and the Atalaia lamprophyres (AL). Lamprophyres within the three groups can represent suitable SCLM end-members on the basis of their La/Nb ratios (> 1.7). However, only sample AL1 would have a lower La/Yb ratio (3.5) to constitute a suitable end-member for the plume-SCLM binary mixing calculations. The Nb content of sample AL1 was then adjusted to result in the highest La/Nb ratio within the AL group (1.7) to derive the composition of SCLM1 used in the binary mixing calculations (**Supplementary Material #3**). The results showed that the Tupi tholeiites could represent mixing of fertile, deep-seated, plume-like sublithospheric mantle and predominantly amounts (nearly 90%) of the local SCLM1. The sublithospheric source could correspond to a more fertile mantle plume, such as TC or less fertile ones such as Gough or Santa Helena (**Figure 11**). On the other hand, the generation of the Bacalhau tholeiites would have to involve a lithospheric source with La/Yb and La/Nb ratios 1.8 times greater than SCLM1.

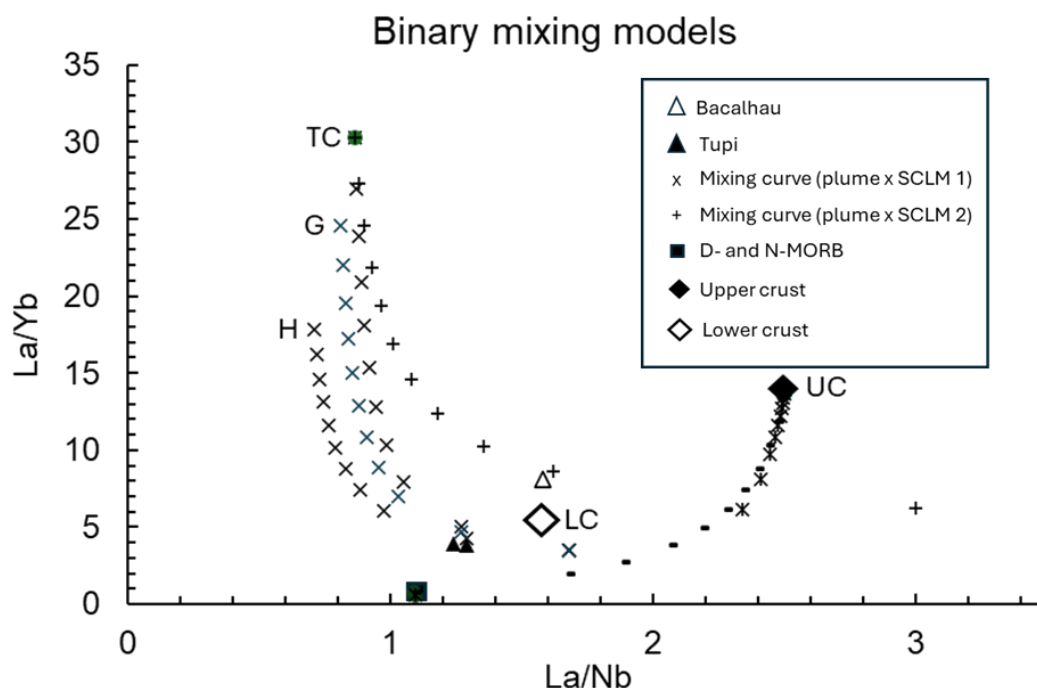


Figure 11: Diagram La/Nb versus La/Yb with samples of tholeiites in Bacalhau and Tupi oil fields in Santos Basin. Binary mixing curves between plumes and local subcontinental lithospheric mantle (SCLM 1 and 2) and depleted mantle (D- and N-MORB) and average Upper Crust (UC) are shown. TC = Tristan da Cunha; G = Gough; H = Santa Helena.

In conclusion, the Tupi and Bacalhau tholeiites cannot be generated by the same mantle sources, as already shown by the previous partial melting model. The local SCLM seems to be chemically heterogeneous on a scale of a few hundred of kilometers so that its predominant involvement in the melting process could give rise to distinctive tholeiites within Tupi and Bacalhau oil fields in Santos Basin. The results of the binary mixing and partial melting models allow to propose a geodynamic model for the generation of the tholeiites in central Santos Basin in which deep-seated, plume-like sublithospheric mantle interacts with the shallow SCLM. Assuming that the tholeiitic volcanism recorded in Santos is coeval with the Early Cretaceous magmatism onshore in SE Brazil, it has to be a consequence of the rifting process that gave rise to the Gondwana breakup and further opening of the South Atlantic ocean. The smaller amounts of the sublithospheric mantle in the mixing process implies in lower adiabatic decompression possibly at the impingement of the Tristan da Cunha mantle plume below the SCLM during the early stages of rifting. The thermal conduction from the plume could have triggered the melting of the enriched, possibly volatile-rich local SCLM with trace element composition similar to the lamprophyres along the coast line of SE Brazil. Melting would possibly occur within the garnet stability zone, considering the presence of a thick lithosphere at the time of plume impingement. It should be noted that garnet peridotite would require a lower La/Yb ratio relative to a spinel peridotite during partial melting to give rise to the tholeiites in Bacalhau (Table 3). Keeping with the intermediate and high K_d values for garnet shown in Table 3, a two-fold (5 - 10%) difference in the amounts of residual garnet in the source could explain the differences (1.8 times) between the La/Yb ratios of SCLM1 and SCLM2.

Conclusions

The volcanic rocks in the Pre-salt sequence of wells 3-BRSA-1290-SPS and 3-BRSA-883-RJS, respectively located within the Bacalhau and Tupi oil fields in central Santos Basin comprise distinctive magmatic series. The former includes an upper magmatic segment with alkaline basalts and a lower magmatic segment with one sample of tholeiitic basalt separated by a thin (2 meters thick) layer of silicified basaltic breccia whereas the latter records solely tholeiitic basalt volcanism along a continuous thick (329 m) sequence attributed to the Early Cretaceous Camboriú Formation. The trace element composition (*e.g.*, La/Nb and La/Yb ratios) of the alkaline and tholeiitic basalts in well 3-BRSA-1290-SPS imply the involvement of fertile and enriched mantle sources in their petrogenesis, respectively. The latter also applies to the tholeiites in well 3-BRSA-883-RJS. The tholeiitic volcanism in both wells located within oil fields around 120 km apart cannot be related to different amounts of partial melting of the same mantle source. The results of geochemical modeling are consistent with derivation from different mantle sources likely to be represented by the major melting of the heterogeneous local subcontinental lithospheric mantle triggered by the impingement of the Tristan da Cunha mantle plume. As such, the geodynamic setting of the tholeiitic magmatism in central Santos Basin, possibly at the Early Cretaceous, involved interactions between shallow- and deep-seated mantle sources which may have played a role in the rifting process that gave rise to Santos Basin as well as in the thermal regime that may have prevailed during the source-rock maturation of the Pre-salt petroleum systems.

References

Supplementary material

A partir dos ANEXOS de I a III desta dissertação de mestrado.