

UFRRJ

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM MODELAGEM E
EVOLUÇÃO GEOLÓGICA**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**Processos físicos, petrogenéticos e geodinâmicos
relacionados ao vulcanismo da sequência pré-sal na
porção central da Bacia de Santos.**

Rodrigo Medeiros Vieira Garcia

2026



**UNIVERSIDADE FEDERAL RURAL DO RIO DE JANEIRO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA
MODELAGEM DE PROCESSOS PETROLÓGICOS**

**Processos físicos, petrogenéticos e geodinâmicos relacionados ao vulcanismo
da sequência pré-sal na porção central da Bacia de Santos.**

RODRIGO MEDEIROS VIEIRA GARCIA

Sob a Orientação do Professor
SÉRGIO DE CASTRO VALENTE

e Co-orientação do Professor
MARCOS DE MAGALHÃES MAY ROSSETI

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

Seropédica, RJ
Março de 2026

G216p

Garcia, Rodrigo Medeiros Vieira, 1997-
Processos físicos, petrogenéticos e geodinâmicos
relacionados ao vulcanismo da sequência pré-sal na
porção central da Bacia de Santos. / Rodrigo Medeiros
Vieira Garcia. - Seropédica, 2026.
95 f.: il.

Orientador: Sérgio de Castro Valente.
Coorientador: Marcos Magalhães May Rosseti.
Dissertação (Mestrado). -- Universidade Federal
Rural do Rio de Janeiro, Programa de Pós-Graduação em
Modelagem e Evolução Geológica/Geologia, 2026.

1. Bacia de Santos. 2. Pré-sal. 3. Magmatismo. I.
Valente, Sérgio de Castro, 1962-, orient. II.
Rosseti, Marcos Magalhães May, 1992-, coorient. III
Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro.
Programa de Pós-Graduação em Modelagem e Evolução
Geológica/Geologia. IV. Título.



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



HOMOLOGAÇÃO DE DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 26/2026 - IGEO (11.39.00.34)

Nº do Protocolo: 23083.018545/2026-42

Seropédica-RJ, 27 de abril de 2026.

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

RODRIGO MEDEIROS VIEIRA GARCIA

Dissertação submetida como requisito parcial para obtenção do grau de **Mestre 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 24/04/2026

Identificar membros da banca:

Sérgio de Castro Valente. (Ph.D.) UFRRJ

(Orientador, presidente da banca)

Marcos de Magalhães May Rossetti

(Co-orientador)

Gabriel Medeiros Marins. (Dr.). CENPES/PETROBRAS

(membro da banca)

Júlio César Lopes da Silva

(membro da banca)

(Assinado digitalmente em 27/04/2026 12:20)

SERGIO DE CASTRO VALENTE

PROFESSOR DO MAGISTERIO SUPERIOR

DPETRO (11.39.40)

Matrícula: ###71#9

(Assinado digitalmente em 06/05/2026 09:52)

GABRIEL MEDEIROS MARINS

ASSINANTE EXTERNO

CPF: ###.###.117-##

(Assinado digitalmente em 27/04/2026 12:00)

JULIO CESAR LOPES DA SILVA

ASSINANTE EXTERNO

CPF: ###.###.068-##

Visualize o documento original em <https://sipac.ufrj.br/public/documentos/index.jsp> informando seu número: **26**, ano: **2026**, tipo: **HOMOLOGAÇÃO DE DISSERTAÇÃO DE MESTRADO**, data de emissão: **27/04/2026** e o código de verificação: **4b618e0bc3**

AGRADECIMENTOS

Agradeço à Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, minha casa por tantos anos, pelo ambiente acadêmico, científico e humano que possibilitou minha formação e o desenvolvimento deste trabalho. Ao Programa de Pós-Graduação em Modelagem e Evolução Geológica (PPGMEG), agradeço pela formação sólida, pelo rigor científico e pelas discussões que contribuíram de forma decisiva para o amadurecimento desta pesquisa.

Ao Laboratório de Modelagem e Evolução Geológica (LabMEG), agradeço pela infraestrutura laboratorial, pelo ambiente de pesquisa e pelas oportunidades proporcionadas ao longo do mestrado. Da mesma forma, agradeço ao Laboratório de Geologia Sedimentar (LAGESED) pela oportunidade de desenvolver esta dissertação vinculada ao projeto “Pré-Sal II – Impacto dos controles tectonoestratigráficos na qualidade e distribuição de reservatórios do intervalo Pré-Sal da Bacia de Santos”, bem como pelo suporte técnico e científico oferecido durante as diferentes etapas do trabalho. Agradeço também à Fundação COOPETEC pela concessão da bolsa, fundamental para a realização desta pesquisa.

Meu agradecimento especial ao meu orientador, Dr. Sérgio Valente, cuja orientação, dedicação e confiança foram essenciais para a condução e a conclusão deste trabalho. Sem seu apoio, este estudo não teria sido possível. Agradeço igualmente ao meu coorientador, Dr. Marcos Rossetti, pelo apoio, pelas discussões científicas e pelas contribuições fundamentais ao longo do desenvolvimento da pesquisa.

Agradeço ao Professor Dr. Leonardo Borghi e à MSc. Michele Arena pela oportunidade e por todo o auxílio prestado no âmbito do LAGESED, cujas contribuições foram decisivas para o andamento e a qualidade deste trabalho.

Por fim, agradeço a todos que, de forma direta ou indireta, contribuíram para a realização deste trabalho.

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.

RESUMO

GARCIA, Rodrigo Medeiros Vieira. **Processos físicos, petrogenéticos e geodinâmicos relacionados ao vulcanismo da sequência pré-sal na porção central da Bacia de Santos**. 2026. 95p Dissertação (Mestrado em Geociências). Instituto de Geociências, Departamento de Petrologia e Geotectônica, Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, Seropédica, RJ, 2026.

Os maiores volumes de reservas de petróleo e gás do Brasil ocorrem na sequência sedimentar do Cretáceo Inferior abaixo de uma espessa camada evaporítica na Bacia de Santos. Associadas a essa sequência pré-sal, ocorrem rochas magmáticas máficas intercaladas aos principais intervalos geradores e reservatórios, cuja gênese e papel no sistema petrolífero ainda não são plenamente compreendidos. O magmatismo pré-sal está relacionado à evolução tectônica da bacia durante a fragmentação do Gondwana e persistiu até o Aptiano Superior, ao longo do estágio sag, sendo tradicionalmente interpretado com base em dados geofísicos, com uso limitado de informações petrológicas e geoquímicas em modelos petrogenéticos e geodinâmicos. Esta dissertação apresenta um estudo petrológico integrado de amostras de testemunhos laterais recuperadas de dois poços localizados nas porções norte e sul da região central da Bacia de Santos. As rochas estudadas correspondem a basaltos toleíticos de alto e baixo teor de Ti, cujos episódios eruptivos ocorreram de forma sincrônica aos processos sedimentares responsáveis pela formação dos principais reservatórios pré-sal. A investigação envolveu análises petrográficas, geoquímicas de elementos maiores, traço e terras raras, além de modelagens petrogenéticas, com o objetivo de reconstruir os processos magmáticos, os estilos vulcânicos e os cenários geodinâmicos associados. Os resultados indicam que os basaltos toleíticos de alto Ti, na porção norte da área de estudo, correspondem a um único derrame basáltico espesso, com aproximadamente 48 m de espessura. Em contraste, os basaltos toleíticos de baixo Ti, na porção sul, registram múltiplos episódios vulcânicos, incluindo eventos efusivos e explosivos, alimentados por pelo menos seis fontes magmáticas subvulcânicas distintas ao longo de três eventos vulcânicos separados por períodos de quiescência sedimentar. A modelagem petrogenética sugere que ambos os grupos de basaltos derivam de diferentes graus de fusão parcial de uma fonte mantélica comum. Os dados geoquímicos e os resultados das modelagens são compatíveis com um cenário geodinâmico envolvendo a interação entre uma astenosfera rasa enriquecida e o manto litosférico subcontinental durante os estágios iniciais do rifteamento do Gondwana. Não há evidências diretas de contribuição de magmas derivados de uma pluma mantélica, embora sua possível presença em níveis mais profundos possa ter fornecido o aporte térmico necessário para promover a fusão parcial do manto raso. Esse regime magmático implica um elevado gradiente geotérmico durante a formação do sistema petrolífero pré-sal na Bacia de Santos.

Palavras-chave: Bacia de Santos; Pré-sal; Magmatismo.

ABSTRACT

GARCIA, Rodrigo Medeiros Vieira. **Physical, Petrogenetic, and Geodynamic Processes Related to the Volcanism of the Pre-Salt Sequence in the Central Portion of the Santos Basin.** 2026. 95p Dissertação (Mestrado em Geociências). Instituto de Geociências, Departamento de Petrologia e Geotectônica, Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, Seropédica, RJ, 2026.

The largest volumes of oil and gas reserves in Brazil occur in the Lower Cretaceous sedimentary sequence beneath a thick evaporitic layer in the Santos Basin. Mafic magmatic rocks are associated with this pre-salt sequence, being interbedded with the main source and reservoir intervals, and their genesis and role in the petroleum system are still not fully understood. Pre-salt magmatism is related to the tectonic evolution of the basin during the breakup of Gondwana and persisted until the Late Aptian, throughout the sag stage, being traditionally interpreted mainly on the basis of geophysical data, with limited use of petrological and geochemical information in petrogenetic and geodynamic models. This dissertation presents an integrated petrological study of sidewall core samples recovered from two boreholes located in the northern and southern portions of the central Santos Basin. The studied rocks correspond to high- and low-Ti tholeiitic basalts, whose eruptive episodes occurred synchronously with the sedimentary processes responsible for the formation of the main pre-salt reservoirs. The investigation involved petrographic analyses, whole-rock geochemistry of major, trace and rare earth elements, and petrogenetic modeling, aiming to reconstruct magmatic processes, volcanic styles, and associated geodynamic scenarios. The results indicate that the high-Ti tholeiitic basalts in the northern part of the study area correspond to a single thick basalt flow, approximately 48 m in thickness. In contrast, the low-Ti tholeiitic basalts in the southern portion record multiple volcanic episodes, including effusive and explosive events, fed by at least six distinct subvolcanic magmatic sources during three volcanic events separated by periods of sedimentary quiescence. Petrogenetic modeling suggests that both basalt groups were derived from different degrees of partial melting of a common mantle source. Geochemical data and modeling results are consistent with a geodynamic scenario involving interactions between a shallow, enriched asthenosphere and the subcontinental lithospheric mantle during the early stages of Gondwana rifting. There is no direct evidence for the contribution of melts derived from a mantle plume, although its possible presence at deeper levels may have provided the thermal input required to promote partial melting of the shallow mantle. This magmatic regime implies a high geothermal gradient during the formation of the pre-salt petroleum system in the Santos Basin.

Key words: Santos Basin; Pre-salt; Magmatism.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 Mapa estrutural da base do Sal na Bacia de Santos e parte da Bacia de Campos. O polígono do Pré-sal está indicado em vermelho, bem como os blocos exploratórios (polígonos em preto). A localização aproximada dos poços 1-ESSO-3-SPS e 4-BRSA-711-RJS é mostrada na figura. Fonte: Modificado de Agência Nacional do Petróleo (ANP)	15
Figura 2 Localização da Bacia de Santos no sudeste do Brasil mostrando os poços estudados. A área em azul-claro representa a Província do Pré-Sal. Os polígonos em laranja correspondem aos blocos exploratórios, enquanto os polígonos em roxo indicam os campos em produção. Os círculos amarelos marcam a localização dos poços estudados, sendo o 4-BRSA-711-RJS na porção norte e o 1-ESSO-3-SPS na porção sul da bacia. Os campos de petróleo de Iracema (4-BRSA 711-RJS) e Tupinambá (1-ESSO-3-SPS) estão destacados por contornos tracejados em preto e vermelho, respectivamente. As linhas tracejadas em branco (CFH – Alto de Cabo Frio e FL – Lineamento de Florianópolis) representam os principais altos estruturais regionais.....	18
Figura 3 Distribuição das bacias sedimentares de margem passiva da costa leste brasileira há 105 Ma. As bacias intracratônicas do Paraná e Parnaíba, bem como as bacias de margem africana, também estão indicadas. Fonte: Modificado de Mac Donald et al. (2003)	19
Figura 4 Mapa gravimétrico da Bacia de Santos com principais feições tectônicas regionais indicadas. As localizações aproximadas dos poços 1-ESSO-3-SPS e 4-BRSA-711-RJS são mostradas no mapa. Os enxames de diques de diábasioleíticos de Ponta Grossa (PGDS), Florianópolis (FDS) e Serrado Mar (SMDS) são mostrados na área continental adjacente à bacia, bem como os principais terrenos tectônicos (na legenda). AP = Platô Abimael. COB = limite crosta continental-crosta oceânica. O polígono maior é a área aproximada dos reservatórios do Pré-Sal e os vários polígonos menores (linhas fracas) são blocos e campos exploratórios de hidrocarbonetos. Fonte: Modificado de Ferreira et al. (2023)	20
Figura 5 Carta cronoestratigráfica da Bacia de Santos com as três fases ou megassequências em destaque. Fonte: modificado de Moreira et al. (2007)	21
Figura 6 Correlação cronoestratigráfica entre as bacias de Santos e Campos. Fonte: modificado de Moreira et al., 2007; Thomaz Filho et al., 2008). CAM = Formação Camboriú; CB = Formação Cabiúna	22
Figura 7 Parte dos perfis compostos dos poços 1-ESSO-3-SPS e 4-BRSA-711-RJS com suas seções magmáticas indicadas (basalto). As setas e retângulos pretos mostram as profundidades de recuperação das amostras laterais. Profundidade em metros.....	29
Figura 8 Fotografias de amostras laterais representativas dos basaltos da seção magmática do poço 1-ESSO-3-SPS. Os códigos das lâminas petrográficas estão indicados no canto superior direito das fotografias. A – amostra lateral de basalto afanítico pouco alterado com coloração em tons acinzentados (4919.0m). B – amostra lateral de basalto porfirítico com presença de amígdalas (4949.3m).....	30
Figura 9 Fotomicrografias de fenocristais de plagioclásio dos basaltos da seção magmática do poço 1-	

ESSO-3-SPS sob nicóis cruzados. Os códigos das lâminas petrográficas estão indicados no canto superior direito das fotografias. A e B – pseudomorfode fenocristal de plagioclásio zonado com formato

anédrico e mineralogia secundária composta por sericita e saussurita (4870.6m e 4889.4m). C – fenocristal plagioclásio com formato euédrico a subédrico, geminação polissintética preservada e textura syneusis (4876.5m). D – pseudomorfo de fenocristal de plagioclásio zonado com formato anédrico e mineralogia secundária composta por sericita, saussurita e piroxênio granular (policristalino) na borda (4899.5m). Abreviações: Pl – Plagioclásio; Ser – Sericita; Aug – Augita 31

Figura 10 Fotomicrografias debasaltos porfíricos amgdaloidais de seção magmática do poço I-ESSO-3-SPS sob nicóis cruzados. Os códigos das lâminas petrográficas estão indicados no canto superior direito das fotomicrografias. A – basalto amigdaloidal com estrutura subcircular e preenchimento de calcita, clorita e zeólita (4870.6m). B – basalto amigdaloidal com estrutura circular (diâmetro de 0,72mm) preenchido por celadonita e clorita, subordinadamente com textura diktaxítica (4876.5m). C e D – basaltos amigdaloidais com estruturas circulares a subcirculares (diâmetro 1,50mm) preenchido por carbonato (4949.3m). Abreviações: Pl – Plagioclásio; Cal – Calcita; Zeo – Zeólita; Chl – Clorita; Cel – Celadonita.....32

Figura 11 Fotomicrografias de texturas representativas dos basaltos porfíricos da parte superior da seção magmática do poço I-ESSO-3-SPS sob luz planopolarizada. Os códigos das lâminas petrográficas estão indicados no canto superior direito das fotomicrografias. Abreviações: Pl – Plagioclásio 33

Figura 12 Fotomicrografias de texturas representativas dos diabásios da parte inferior da seção magmática do poço I-ESSO-3-SPS sob luz plano polarizada. Os códigos das lâminas petrográficas estão indicados no canto superior direito das fotomicrografias. A e B – diabásios porfíricos com textura média (2mm), elevado percentual de vidro vulcânico e amgdaloidais. C e D – basaltos porfíricos com estruturas amigdaloidais e vesiculares. Abreviações: Pl – Plagioclásio; Pgt- Pigeonita; Cal – Calcita.34

Figura 13 Fotomicrografias de rochas magmáticas do poço I-ESSO-3-SPS com estruturas brechadas sob luz planopolarizada. Os códigos das lâminas petrográficas estão indicados no canto superior direito das fotomicrografias. A - Tipo de estrutura brechada de rocha da parte superior da seção magmática. B – Tipo de estrutura brechada de rocha da parte inferior da seção magmática34

Figura 14 Fotografias de amostras laterais representativas dos basaltos da seção magmática do poço 4-BRSA-711-RJS. Os códigos das lâminas petrográficas estão indicados no canto superior direito das fotografias. A – amostra lateral de basalto afanítico pouco alterado com coloração em tons acizentados (4919.0m). B – amostra lateral de basalto porfírico com presença de amígdalas (4949.3m) 35

Figura 15 Fotomicrografias de rochas magmáticas com texturas representativas do poço 4-BRSA-711-RJS sob nicóis cruzados. Os códigos das lâminas petrográficas estão indicados no canto superior direito das fotomicrografias.....36

Figura 16 Fotomicrografias de rochas magmáticas do poço 4-BRSA-711-RJS sob nicóis cruzados. Os códigos das lâminas petrográficas estão indicados no canto superior direito das fotomicrografias. A e B – Basalto porfírico com antecristais de plagioclásio com texturas syneusis e sieve. C e D – Basalto com composição mineral possivelmente formada a partir de processos diagenéticos ou hidrotermais de alta

temperatura. Abreviações: Pl – Plagioclásio; Tr – Tremolita; Ep – Epidoto 37

Figura 17 *Fotomicrografias de amostras de basalto com veios de carbonato do poço 4-BRSA-711-RJS sob nicóis cruzados. Os códigos das lâminas petrográficas estão indicados no canto superior direito das*

fotomicrografias. A e C - Contato entre o veio de carbonato e basalto (nicóis cruzados). B – Textura do veio de carbonato (nicóis cruzados). D – Fragmentos de basalto dentro de veio de carbonato (luz plano polarizada). Abreviações: Pl – Plagioclásio; Cal – Calcita.....37

Figura 18 Fotomicrografias de basaltos amigdaloidais de seção magmática do poço 4-BRSA-711-RJS sob luz plano polarizada. Os códigos das lâminas petrográficas estão indicados no canto superior direito das fotomicrografias. A – basalto amigdaloidal com estrutura subcircular e preenchimento de calcita, clorita e celadonita, subordinadamente com textura diktaxítica (5760m). B – basalto amigdaloidal com estrutura subcircular preenchido por calcita e celadonita (5764m). Abreviações: Pl – Plagioclásio; Cal – Calcita; Chl – Clorita; Cel – Celadonita38

Figura 19 Amostras dos poços 4-BRSA-711-RJS e 1-ESSO-3-SPS plotadas no diagrama TAS (total de álcalis versus sílica). As amostras foram recalculadas para 100% em base anidra de acordo com os critérios propostos por **LeMaitre (2002)**. A amostra 5784 do poço 4-BRSA-711-RJS com os menores valores de álcalis no campo dos basaltos está muito alterada ($LOI = 29,23\%$) e sua classificação não deve ser considerada representativa do magma a partir do qual ela foi originada. A curva que separa os campos das séries magmáticas alcalina e subalcalina é de **Irvine & Baragar (1971)**.....40

Figura 20 Amostras dos poços 4-BRSA-711-RJS e 1-ESSO-3-SPS plotadas no diagrama bivariante que utiliza razões de elementos traço imóveis (**Winchester & Floyd (1977)** modificado por **Pearce (1996)**).41

Figura 21 Amostras dos poços 4-BRSA-711-RJS e 1-ESSO-3-SPS plotadas no diagrama de discriminação de séries magmáticas toleíticas e calcialcalinas (**Miyashiro, 1975**). FeO^* é Ferro total sob a forma de Ferro ferroso41

Figura 22 - 22A: Diagrama multielementar de elementos traços normalizado ao condrito do poço 4-BRSA-711-RJS; **22B:** Diagrama multielementar de elementos terras raras normalizado ao condrito do poço 4-BRSA-711-RJS.....42

Figura 23 - 23A: Diagrama multielementar de elementos traços normalizado ao condrito do poço 1-ESSO-3-SPS; **23B:** Diagrama multielementar de elementos terras raras normalizado ao condrito do poço 1-ESSO-3-SPS **Erro! Indicador não definido.**

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 Cadastro geral dos materiais dos poços 1-ESSO-3-SPS e 4-BRSA-711-RJS estudados neste trabalho. Gq = amostra selecionada para análises litogeoquímicas. Peso em gramas. A amostra 4952,8 corresponde a duas alíquotas de pó com diferentes granulções: 500 - 250 μ (2,4g) e < 250 μ (2,5g).

..... **Erro! Indicador não definido.**

Tabela 2 Valores de Média; Devio padrão; Mínimo; Máximo e Coeficiente de variação dos elementos maiores das amostras dos poços 1-ESSO-3-SPS e 4-BRSA-711-RJS da Bacia de Santos. Os resultados obtidos para a amostra 5784 do poço 4-BRSA-711-RJS não foram incluídos nos cálculos devido ao valor muito elevado de perda ao fogo (29,23 % peso). Valores dos óxidos e LOI em percentagem de peso. Valores de coeficiente de variação (desvio-padrão dividido pela média) em percentagem

LISTA DE ABREVIACÕES E SÍMBOLOS

As abreviações de nomes de minerais usadas nesta dissertação (lista abaixo) são aquelas propostas pelo trabalho de padronização intitulado “*Abbreviations for names of rock-forming minerals*” de **Donna L. Whitney and Bernard W. Evans** (2010) publicado na *American Mineralogist*, Volume 95, pages 185–187.

Aug – Augita;

Cal – Calcita;

Chl – Clorita;

Cel – Celadonita;

Ep – Epidoto;

Ser – Sericita;

Pgt- Pigeonita;

Pl – Plagioclasio;

Tr – Tremolita;

Zeo – Zeólita.

Outras abreviações e símbolos usados foram:

ANP - Agência Nacional do Petróleo

® - Marca registrada

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	5
RESUMO.....	6
ABSTRACT	7
LISTA DE FIGURAS	8
LISTA DE TABELAS	11
LISTA DE ABREVIACÕES E SÍMBOLOS.....	12
1. INTRODUÇÃO	14
1.1 APRESENTAÇÃO	14
1.2 OBJETIVOS E HIPÓTESES	16
1.3 JUSTIFICATIVA.....	16
1.4 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	17
2. REVISÃO TEMÁTICA.....	19
2.1 CONTEXTO GEOLÓGICO.....	19
2.2 MAGMATISMO PRÉ-ALBIANO DA BACIA DE SANTOS.....	22
3. MATERIAIS E MÉTODOS.....	25
3.1 MATERIAIS DE ESTUDO	25
3.2 MÉTODOS DE ANÁLISE	25
3.3 MÉTODOS DE SÍNTESE.....	27
4. RESULTADOS.....	28
4.1 DADOS DE POÇOS	28
4.2 PETROGRAFIA	30
4.3 LITOGEOQUÍMICA	38
5. PRINCIPAIS DISCUSSÕES E CONCLUSÕES	44
5.1 PROCESSOS DE DIFERENCIAÇÃO E RESERVATÓRIOS MAGMÁTICOS SUBVULCÂNICOS	44
5.2 FONTES MANTÉLICAS, CÁLCULOS DE MISTURA E MODELO GEODINÂMICO.....	44
5.3 CONCLUSÕES	45
6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	46
ANEXO I: Critérios de normalização dos litogeoquímicos compilados das rochas magmáticas das bacias de Santos e Campos.....	49
ANEXO II: Dados litogeoquímicos (óxidos e elementos traço selecionados) das amostras laterais dos poços da Bacia de Santos e dados dos métodos analíticos.	53
ANEXO III: Artigo científico submetido à revista científica	55

1. INTRODUÇÃO

O formato adotado para esta dissertação (texto corrido combinado com artigo anexado, de acordo com o Manual de Instruções para Organização e Apresentação de Dissertações e Teses na UFRRJ publicado em 2006) tem três partes fundamentais: Preliminar, Corpo Principal e Informações Adicionais. A parte preliminar inclui as seções desde a folha de rosto até o sumário. O Corpo Principal engloba desde a seção Introdução até as Referências Bibliográficas. Os Anexos, incluindo o artigo científico submetido à revista científica categoria B1 ou superior do Qualis CAPES da área de Geociências, integram a parte Informações Adicionais. Esta primeira seção (INTRODUÇÃO) do Corpo Principal está dividida em quatro partes: APRESENTAÇÃO, OBJETIVO E HIPÓTESE, JUSTIFICATIVA E LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO. A primeira parte expõe a temática abordada na dissertação. A segunda parte (OBJETIVO E HIPÓTESE) apresenta tanto o objetivo principal quanto os objetivos específicos, além das primeiras hipóteses que foram testadas durante o trabalho. A terceira parte aborda a relevância técnica e científica da pesquisa, enquanto que a LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO é mostrada na quarta e última parte desta seção da dissertação. Todos os MATERIAIS E MÉTODOS utilizados são apresentados no artigo científico e detalhados no seu respectivo Supplementary Materials.

1.1 APRESENTAÇÃO

Esta dissertação foi desenvolvida no curso de mestrado do Programa de Pós-Graduação de Modelagem e Evolução Geológica (PPGMEG) da Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro (UFRRJ). O projeto de dissertação esteve vinculado à linha de pesquisa Modelagem de Processos Petrológicos e teve apoio financeiro do projeto de pesquisa "Pré Sal II: Impacto dos controles tectonoestratigráficos na qualidade e distribuição de reservatórios do intervalo Pré-sal da bacia de Santos" desenvolvido no Laboratório de Geologia Sedimentar (LAGESED) da Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ), com patrocínio da empresa Shell, tendo como conveniente a Fundação COOPETEC. O tema geral do projeto de dissertação é a petrologia magmática da sequência Pré-Sal da Bacia de Santos.

A Bacia de Santos está localizada na porção Sudeste da margem continental brasileira. Ela cobre uma área de cerca de 350.000 km² até a cota batimétrica de 3.000 m. A bacia se estende ao longo do litoral dos estados do Rio de Janeiro, São Paulo, Paraná e Santa Catarina. Ela é limitada ao norte com a Bacia de Campos pelo Alto Estrutural de Cabo Frio, e ao Sul, com a Bacia de Pelotas, pelo Lineamento de Florianópolis (**Figura 1**).

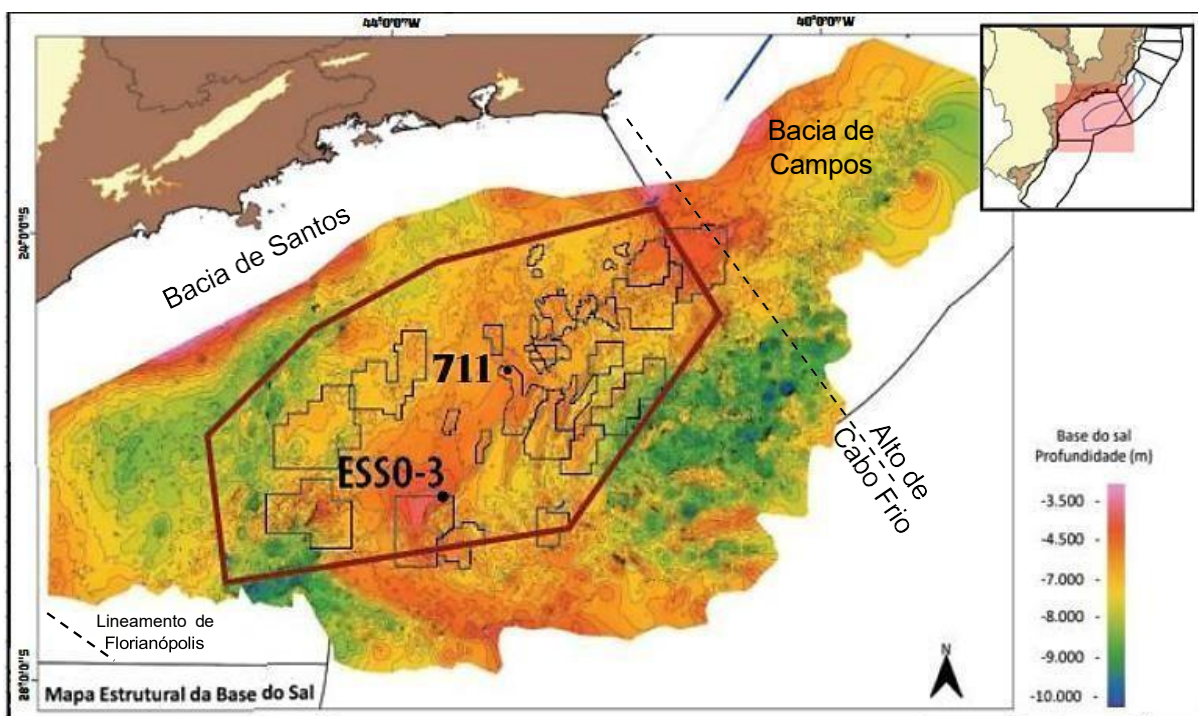


Figura 1 Mapa estrutural da base do Sal na Bacia de Santos e parte da Bacia de Campos. O polígono do Pré-sal está indicado em vermelho, bem como os blocos exploratórios (polígonos em preto). A localização aproximada dos poços 1-ESSO-3-SPS e 4-BRSA-711-RJS é mostrada na figura. As linhas tracejadas mostram as localizações aproximadas do Alto de Cabo Frio e do Lineamento de Florianópolis. Fonte: Modificado de Agência Nacional do Petróleo (ANP).

A Bacia de Santos originou-se como uma bacia do tipo rifte e posteriormente evoluiu para uma bacia de margem passiva após a abertura do oceano Atlântico Sul (**Chang *et al.*, 1992**). Três megassequências (ou fases) marcam essa evolução tectônica, quais sejam: rifte, pós-rifte e drifte. A fase rifte inclui as formações Camboriú, Piçarras e Itapema. As formações Barra Velha (superior e inferior) e Ariri são correlatas à fase pós-rifte (ou *sag*), sobreposta por uma sequência sedimentar marinha carbonática da fase drifte (**Moreira *et al.*, 2007**). O magmatismo pré-Albiano (> 112 Ma) mais antigo da Bacia de Santos é basáltico toleítico, data do Valanginiano e foi incluído na Formação Camboriú na última revisão da carta cronoestratigráfica da bacia. Um outro evento magmático registrado na carta, também da sequência rifte, de idade Barremiana, é coincidente com os folhelhos da Formação Piçarras. As características geoquímicas deste evento magmático pós-rifte ainda não foram sistematicamente descritas. O evento magmático basáltico pré-Albiano mais recente (*ca.* 117 Ma) coincide com a discordância intra-Alagoas e está inserido na megassequência pós-rifte, mas a série basáltica ainda não foi discriminada. Estes três eventos magmáticos pré-Albianos ocorreram durante a formação da sequência sedimentar Pré-Sal, encontrada abaixo da camada desal quefoidepositada no final do Aptiano e início do Albiano (**Moreira *et al.*, 2007**). Dois eventos magmáticos pós-Albianos são registrados na bacia, sendo o mais antigo no Santoniano/Campaniano (**Moreira *et al.*, 2006**) e o mais recente no Eoceno (**Oreiro *et al.*, 2008**). Ambos eventos estão associados à megassequência drifte da Bacia de Santos (**Moreira *et al.*, 2007**).

A sequência magmático-sedimentar mostrada na carta cronoestratigráfica da Bacia de Santos deve ter resultado de processos geodinâmicos envolvendo interações entre o manto

e a crosta continental. Processos crustais podem ser acessados por métodos científicos das áreas de Estratigrafia, Sedimentologia, Paleontologia e Geofísica, dentre outras. No entanto, somente investigações petrológicas, especialmente geoquímicas, podem elucidar os processos mantélicos ocorridos durante a evolução tectônica da bacia. A Petrologia Magmática é o tema fundamental deste projeto de dissertação.

1.2 OBJETIVOS E HIPÓTESES

O **objetivo geral** desse projeto de dissertação é propor um modelo conceitual que ilustre os processos físicos vulcânicos de seções magmáticas inseridas na sequência pré-sal de uma parte da Bacia de Santos, bem como propor um modelo conceitual que represente a geodinâmica mantélica existente à época da geração das rochas magmáticas estudadas. **Objetivos específicos** incluem: 1) estabelecer uma relação lógica entre os processos físicos e químicos ocorridos em ambientes vulcânicos e subvulcânicos da área de estudo; 2) comparar o modelo vulcânico proposto com análogos em ambientes vulcânicos modernos; 3) demonstrar a relevância do uso de métodos de investigação petrológica em estudos de interações tectônicas crosta-manto ocorridas durante a evolução de bacias sedimentares originadas em margens vulcânicas rifteadas.

Três hipóteses iniciais foram selecionadas para estudo, com base nas publicações existentes, quais sejam: 1) A discriminação de processos geoquímicos de diferenciação magmática ocorridos em ambiente subvulcânico pode revelar os processos físicos ocorridos em ambientes vulcânicos correlatos; 2) A distribuição vertical e horizontal de derrames de lava basáltica é controlada por parâmetros físicos do ambiente e de parâmetros físicos das lavas, mas também do arranjo geométrico dos reservatórios magmáticos em subsuperfície; 3) A discriminação de fontes mantélicas apoiada em critérios geoquímicos é uma maneira eficiente de testar hipóteses de envolvimento de porções puramente crustais em oposição à porções litosféricas combinadas ou não com o manto sublitosférico durante a evolução tectônica de bacias sedimentares.

1.3 JUSTIFICATIVA

A origem e evolução das bacias sedimentares da margem continental do Brasil têm sido abordadas utilizando-se, principalmente, métodos geofísicos e micropaleontológicos. Estes métodos são eficazes na identificação e avaliação dos processos tectônicos ocorridos na crosta. No entanto, eles têm uma aplicação restrita quando os modelos tectônicos pretendidos precisam incluir o manto terrestre. Esta pretensão se justifica na medida em que o manto é uma fonte de calor que influencia o grau geotérmico e fluxo geotérmico em níveis crustais onde se localizam as bacias sedimentares. O manto terrestre é mecanicamente compartimentado e sua porção sólida e rígida (isto é, litosférica) pode ou não estar acoplada à crosta sobrejacente durante os

processos de rifteamento e posterior *breakup* que levam à formação de bacias sedimentares. O afinamento litosférico também permite a ascensão da astenosfera sólida e plástica, afetando o fluxo geotérmico através da crosta continental onde as bacias sedimentares estão localizadas. Estes processos termo-mecânicos de origem mantélica também devem ser considerados para a proposição de sistemas petrolíferos em bacias sedimentares, já que podem controlar a geração, migração, armadilhamento e qualidade de reservatórios de hidrocarbonetos. A maior fonte de informações sobre a geodinâmica mantélica provém de modelos petrogenéticos elaborados a partir de estudos geoquímicos das rochas magmáticas formadas por magmas e lavas geradas por fusão parcial mantélica e posterior diferenciação magmática em níveis crustais. Esta dissertação de mestrado apresenta modelos conceituais vulcanológicos, petrogenéticos e geodinâmicos para uma área dentro da Bacia de Santos. A participação do manto terrestre é considerada na proposição destes modelos, os quais são elaborados a partir da interpretação de dados obtidos por métodos petrográficos e geoquímicos. Os resultados desta investigação estarão disponíveis para serem confrontados com aqueles obtidos por métodos geofísicos, dentre outros, possibilitando a elaboração de modelos geodinâmicos robustos que considerem as interações físicas e químicas entre crosta e manto durante a evolução da Bacia de Santos e a geração de seus respectivos sistemas petrolíferos.

1.4 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

Dois poços perfurados na Bacia de Santos foram selecionados para este estudo. O poço 1-ESSO-3-SPS está localizado no bloco BM-S-22 a nordeste do Campo Tupinambá, nas coordenadas geográficas 26°10'41.480"S e 43°35'08.650"W (**Figura 2**). A perfuração do poço foi iniciada pela Operadora ESSO em 22/01/2008, terminada em 04/02/2009 e a conclusão do poço foi em 04/03/2009, tendo o mesmo sido reclassificado como extensão produtor de óleo. A perfuração finalizou em uma seção magmática contínua abaixo da Formação Barra Velha. O poço 4-BRSA-711-RJS está localizado no Campo de Iracema, também na Bacia de Santos, nas coordenadas geográficas 25°11'47.968"S e 42°54'25.978"W no antigo bloco BM-S-11, (**Figura 2**). A perfuração do poço foi iniciada pela Operadora PETROBRAS em 22/02/2009, terminada em 30/06/2009 e a conclusão do poço foi em 01/12/2009, tendo o mesmo sido reclassificado como extensor produtor de óleo submarino em 12/05/2011. A perfuração finalizou em uma sequência magmática classificada pela operadora como integrante da Formação Camboriú.

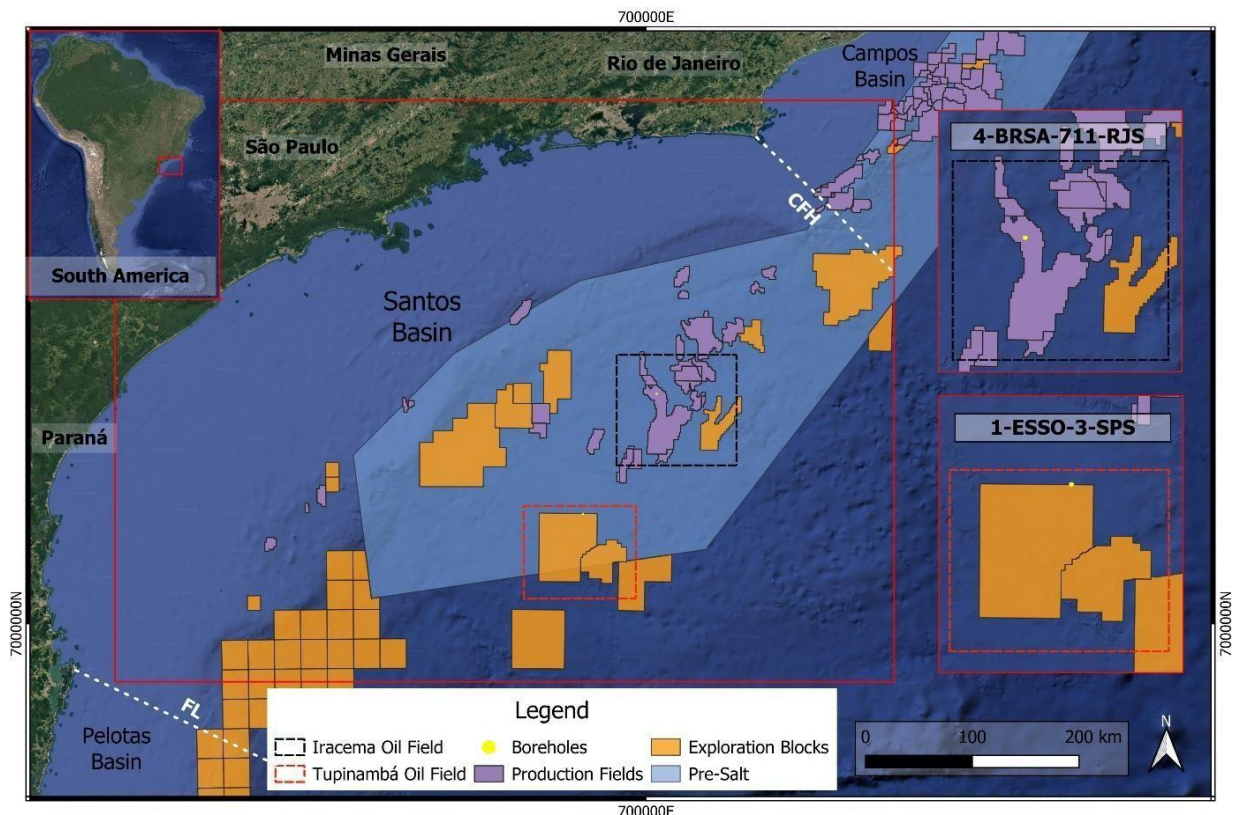


Figura 2 Localização da Bacia de Santos no sudeste do Brasil mostrando os poços estudados. A área em azul-claro representa a Província do Pré-Sal. Os polígonos em laranja correspondem aos blocos exploratórios, enquanto os polígonos em roxo indicam os Campos em produção. Os círculos amarelos marcam a localização dos poços estudados, sendo o 4-BRSA-711-RJS na porção norte e o 1-ESSO-3-SPS na porção sul da bacia. Os Campos de petróleo de Iracema (4-BRSA-711-RJS) e Tupinambá (1-ESSO-3-SPS) estão destacados por contornos tracejados em preto e vermelho, respectivamente. As linhas tracejadas em branco (CFH – Alto de Cabo Frio e FL – Lineamento de Florianópolis) representam os principais altos estruturais regionais.

2. REVISÃO TEMÁTICA

Esta seção está dividida em duas partes nas quais se apresenta uma revisão temática sobre a origem e evolução da Bacia de Santos e dos eventos magmáticos do Pré-Albiano (>112Ma).

2.1 CONTEXTO GEOLÓGICO

A evolução tectonoestratigráfica da porção Sudeste da margem continental brasileira teve seu início no Cretáceo Inferior com rifteamentos e hiperextensão litosférica, originando as bacias de rifte que posteriormente evoluíram para bacias de margem passiva (**Chang *et al.*, 1992; Mohriak, 2003**) (**Figura 3**).

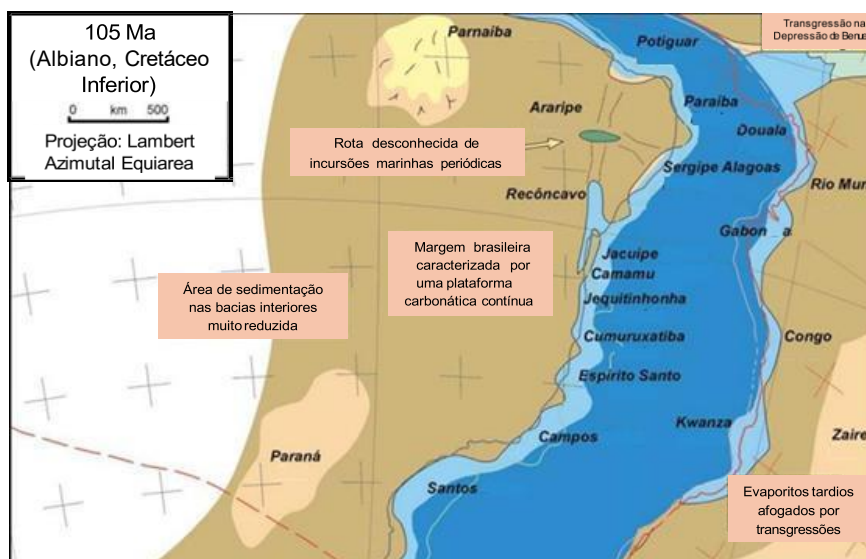


Figura 3 Distribuição das bacias sedimentares de margem passiva da costa leste brasileira há 105 Ma. As bacias intracratônicas do Paraná e Parnaíba, bem como as bacias da margem africana, também estão indicadas. Fonte: Modificado de **MacDonald *et al.* (2003)**.

A Bacia de Santos, localizada na porção Sudeste da margem continental brasileira, abrange uma área aproximada de 350.000 km² até uma profundidade batimétrica de 3.000 metros. Esta bacia se estende ao longo do litoral dos estados do Rio de Janeiro, São Paulo, Paraná e Santa Catarina, encontrando-se delimitada ao norte pelo Alto Estrutural de Cabo Frio, em fronteira com a Bacia de Campos, e ao sul pelo Lineamento de Florianópolis, com a Bacia de Pelotas (**Figura 4**).

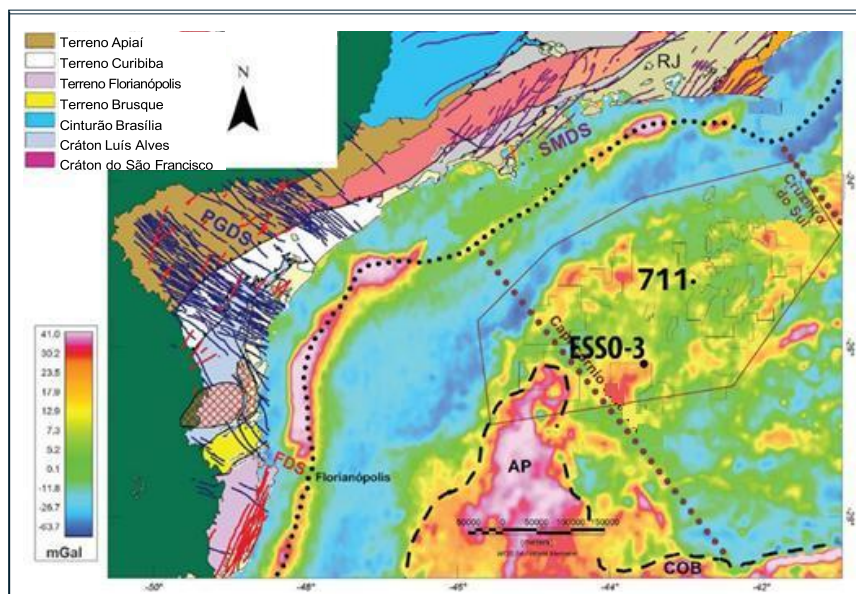


Figura 4 Mapagravimétrico da Bacia de Santos com principais feições tectônicas regionais indicadas. As localizações aproximadas dos poços 1-ESSO-3-SPS e 4-BRSA-711-RJS são mostradas no mapa. Os enxames de diques de diabásios toleíticos de Ponta Grossa (PGDS), Florianópolis (FDS) e Serra do Mar (SMDS) são mostrados na área continental adjacente à bacia, bem como os principais terrenos tectônicos (na legenda). AP = Platô Abimael. COB = limite crosta continental-crosta oceânica. O polígono maior é a área aproximada dos reservatórios do Pré-Sale os vários polígonos menores (linhas fracas) são blocos e campos exploratórios de hidrocarbonetos. Fonte: Modificado de **Ferreira et al. (2023)**.

A fase Rifte teve início no Valanginiano e perdurou até o Aptiano (138-122 Ma). Ela corresponde à sequência Pré-Alagoas com leques aluviais compostos por conglomerados e arenitos na porção proximal e ambiente lacustrino com folhelhos escuros, além de coquinas e rochas vulcânicas, na porção distal. Essa fase compreende as formações Camboriú (sequência deposicional K20-K34), Piçarras (K36) e Itapema (K38).

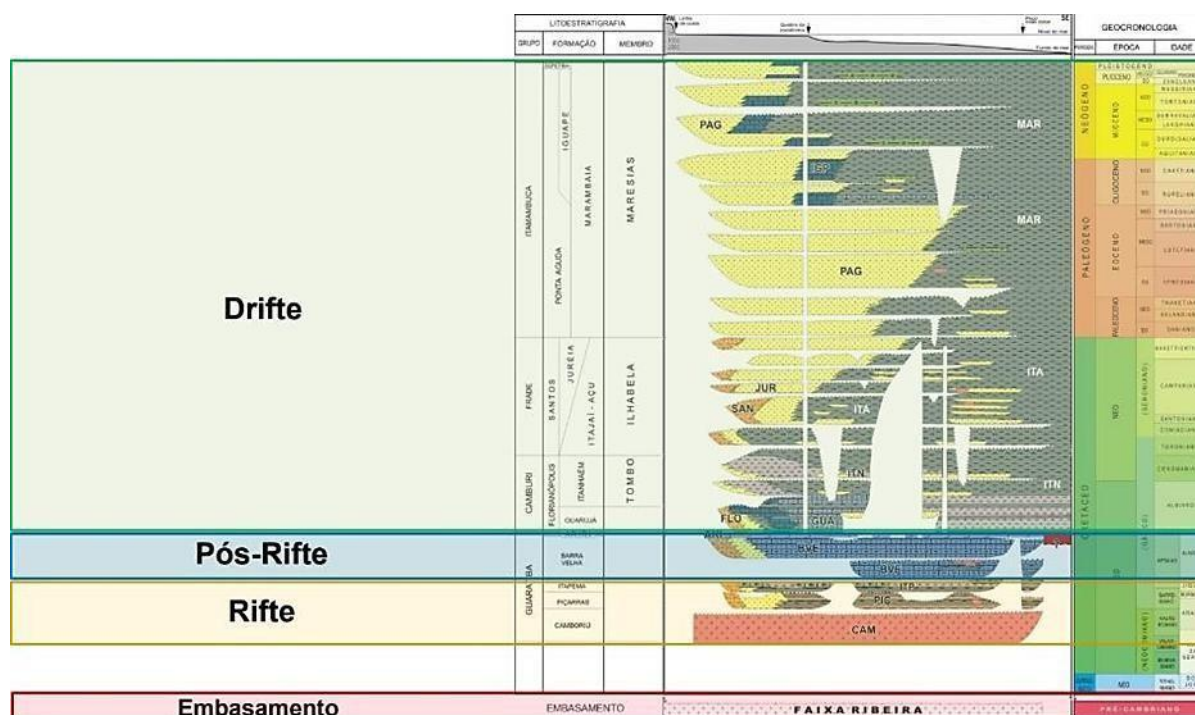


Figura 5 Carta cronoestratigráfica da Bacia de Santos com as três fases ou megassequências em destaque. Fonte: modificado de *Moreira et al. (2007)*.

A sequência pós-Rifte (ou fase *sag*) da Bacia de Santos inicia-se no fim do Eo-Aptiano e perdura até o início do Eo-Albiano. Essa fase é composta pelas formações Barra Velha (inferior: K44 e superior: K46-48) e Ariri (K50), delimitadas por discordâncias que refletem mudanças ambientais ao longo do tempo geológico. Essas sequências foram depositadas durante o Neo-Aptiano, apresentando ambientes de deposição que variam de transicionais a evaporíticos. Os depósitos incluem calcários microbiais, estromatólitos, laminitos, folhelhos, e evaporitos com halita e anidrita. Três depósitos de folhelhos radioativos representam grandes períodos de inundações marinhas em ambientes geológicos variados, como sistemas de leques aluviais, deltaicos, plataformas carbonáticas internas e externas, bem como margas e folhelhos.

A sequência Drifte na Bacia de Santos trata-se de uma sedimentação marinha, com depósitos carbonáticos, siliciclásticos - arenitos e folhelhos), refletindo a deposição em ambiente cada vez mais profundo. A sequência K60 (Cretáceo) compreende depósitos da Formação Florianópolis (fácies proximais), Formação Guarujá (plataforma carbonática) e parte basal da Formação Itanhaém. A sequência K70 é caracterizada por depósitos da Formação Florianópolis (arenitos e folhelhos), Formação Itanhaém (folhelhos marinhos) e o Membro Tombo (arenitos de fluxos gravitacionais densos). A sequência K82-K86 marca uma grande ingressão marinha durante o evento anóxico Turoniano, com depósitos das Formações Florianópolis, Santos, Juréia, Itanhaém, Itajaí-Açu e Tombo. A sequência K88 abrange os andares Turoniano e Coniaciano, incluindo as formações Santos, Juréia e Itajaí-Açu, com depósitos de siltitos, folhelhos, calcarenitos e calcilutitos. A sequência K90 engloba sedimentos siliciclásticos do Santoniano ao Campaniano inferior, apresentando arenitos, siltitos, folhelhos e vulcanismo extrusivo. As sequências K100, K110, K120 e K130 representam depósitos regressivos do Campaniano ao Maastrichtiano, incluindo arenitos, siltitos, folhelhos,

diamictitos e margas.

2.3 MAGMATISMO PRÉ-ALBIANO DA BACIA DE SANTOS

O magmatismo pré-Albiano (> 112 Ma) mais antigo da Bacia de Santos é basáltico toleítico e foi incluído na Formação Camboriú na última revisão da carta cronoestratigráfica da bacia (**Figura 5; Moreira *et al.*, 2007**). Um outro evento magmático registrado na carta, também da sequência rifte, de idade Barremiana. As características geoquímicas deste evento magmático pós-rifte ainda não foram sistematicamente descritas. O evento magmático basáltico pré-Albiano mais recente (*ca.* 117 Ma; **Moreira *et al.*, 2007**) coincide com a discordância intra-Alagoas e está inserido na megasequência pós-rifte. Estes três eventos magmáticos pré-Albianos estão são concomitantes à formação das rochas da chamada sequência Pré-Sal. Esta sequência situa-se abaixo da camada de sal depositada no final do Aptiano e início do Albiano (*ca.* 112 Ma). Dois eventos magmáticos pós-Albianos são registrados na bacia, sendo o mais antigo no Santoniano/Campaniano (**Moreira *et al.*, 2006**) e o mais recente no Eoceno (**Oreiro *et al.*, 2008**). Ambos eventos estão associados à megasequência drifte da Bacia de Santos (**Moreira *et al.*, 2007**) e não serão abordados nesta seção.

O magmatismo da Formação Camboriú é basáltico toleítico de baixo-Ti e deve estar cronologicamente correlacionado com as rochas magmáticas do Grupo Serra Geral na Bacia do Paraná (Fodor & Vetter, 1984; Horn *et al.*, 2022) e com a Formação Cabiúnas na Bacia de Campos (Misuzaki *et al.*, 1992) (Figura 6).



Figura 6 Correlação cronoestratigráfica entre as bacias de Santos e Campos. Fonte: modificado de Moreira et al., 2007; Thomaz Filho et al., 2008). CAM = Formação Camboriú; CB = Formação Cabiúnas.

Os basaltos da Formação Camboriú preenchem depressões entre os altos do embasamento estrutural (**Fodor & Vetter, 1984**). Este magmatismo é correlato aos enxames de diques toleíticos costeiros também na área continental adjacente à bacia. A Província de

Enxame de Diques Costeiros é composta por quatro unidades geográficas distintas: Enxames de Diques de Florianópolis, Ponta Grossa-Guapiara, Serra do Mar e Resende-Ilha Grande. Estes enxames de diques consistem em uma variedade de rochas basálticas e andesíticas (**Gordon et al., 2023**). Outro evento magmático é identificado na megassequência Rifte e coincide com a deposição de folhelhos da formação piçarra (**Moreira et al., 2007; Penna et al., 2019**). No entanto, as características geoquímicas desse evento magmático ainda não foram sistematicamente descritas.

O evento magmático basáltico pré-Albiano mais recente (*ca.* 117 Ma) coincide com a discordância intra-Alagoas na megassequência pós-rifte (**Moreira et al., 2007**). Este evento está registrado numa sequência com cerca de 500 metros de espessura de basaltos intercalados com os calcários da Formação Barra Velha no poço 4-BRSA-971B-RJS da Bacia de Santos (Louback et al., 2023). As rochas foram datadas (Ar-Ar; rocha total) em *ca.* 116-109 Ma e integram uma suíte de basaltos toleíticos de baixo-Ti. Esse magmatismo não pode ser correlacionado nem com os basaltos de baixo-Ti Gramado e Esmeralda da Província Magmática do Paraná, nem com os diabásios das suítes Serrana e Costa Azul do Enxame de Diques da Serra do Mar, com base em análises litogeoquímicas. Dados isotópicos (Sr-Nd-Pb-Hf) obtidos para estes basaltos do Aptiano são coerentes com a derivação destes magmas a partir de um componente mantélico do tipo EM1 (*enriched mantle 1*) dentro do manto litosférico subcontinental. O modelo geodinâmico proposto envolve a fusão do manto litosférico a partir da advecção térmica da pluma de Tristão da Cunha (**Louback et al., 2023**). Outro evento possivelmente correlato foi estudado numa seção magmática de poço furado na parte central da Bacia de Santos. Esta seção é representada por seis camadas de derrames basálticos alcalinos miaskíticos intercalados com coquinas da Formação Itapema e calcários da Formação Barra Velha. Este magmatismo foi atribuído à fusão da cauda da pluma de Tristão da Cunha sem evidências para a participação do manto litosférico subcontinental no processo geodinâmico (Scribelk & Valente, 2023).

A influência direta de plumas mantélicas sobre a Bacia de Santos é corroborada por Su et al. (2025), que identificam uma primeira fase de atividade entre 147 Ma e 127 Ma, relacionada à pluma Tristão da Cunha, seguida por um estágio de magmatismo fissural entre 126 Ma e 112 Ma e um pulso alcalino tardio (87-40 Ma) vinculado à pluma de Trindade. Essa evolução é sustentada por assinaturas isotópicas variadas ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,703\text{--}0,717$; $\epsilon\text{Nd}(t) = -21$ a $+4,5$), as quais denotam a alternância entre domínios enriquecidos e empobrecidos do manto.

Do ponto de vista estrutural, **Matos et al. (2024)** interpretam a Bacia de Santos como uma margem transformante magmática, cuja deformação foi controlada por cisalhamentos oblíquos e falhas normais de baixo ângulo. O magmatismo sin-rifte e pós rifte, expresso por múltiplos pulsos entre 135 Ma e 113 Ma, compreende basaltos toleíticos de alto Ti, basaltos andesíticos e traquiandesitos, refletindo intenso aquecimento litosférico associado à interação entre a pluma Tristão da Cunha e a extensão crustal oblíqua. Esse contexto favoreceu a ascensão adiabática do manto, o desenvolvimento de domos crustais e a subsidência diferenciada ao longo da margem, culminando na formação de uma crosta transicional espessada por *underplating* e intrusões máficas (**Matos et al., 2024**). A sequência magmática da bacia evidencia um padrão de evolução de margens continentais termicamente

heterogêneo, marcado pela alternância entre fases dominadas por processos de pluma e por rifteamento, que modulou a arquitetura crustal e o desenvolvimento da margem sudeste brasileira (Su *et al.*, 2025; Matos *et al.*, 2024).

Magmatismo bimodal e de longa duração (135-122 Ma) está registrado no poço 6-BG-6P-SPS perfurado no Campo petrolífero Corcovado. De acordo com Queiroz *et al.* (2025), a espessa (cerca de 800 m) sucessão de rochas é composta por derrames máficos toleíticos e rochas félsicas intercaladas não cogenéticas e, portanto, indicam processos distintos de geração mantélica e fusão crustal. Os basaltos, de afinidade toleítica e baixo teor de Ti, apresentam assinaturas isotópicas enriquecidas (Sr-Nd-Pb) compatíveis com a contribuição do manto EMII e da pluma de Tristão da Cunha, enquanto as rochas félsicas derivam de fusão parcial da crosta superior, com contaminação de líquidos básicos. Segundo os autores, a interação manto-crosta estabeleceu altos regimes térmicos no rifte, favorecendo processos de hidrotermalismo e influxo de CO₂ mantélico, que influenciaram a evolução dos sistemas petrolíferos do pré-sal. A correlação temporal e geoquímica com o magmatismo Paraná-Etendeka reforça o caráter regional do evento (Queiroz *et al.*, 2025).

3. MATERIAIS E MÉTODOS

Esta seção lista os materiais de estudo e os métodos adotados na pesquisa. Ela está dividida em quatro partes. Os materiais a partir dos quais foram obtidos os dados, incluindo o material bibliográfico, são apresentados na primeira parte. A segunda parte apresenta o método de coleta e compilação de dados. A terceira parte relata os métodos de análises, ou seja, os procedimentos que dividem o todo em partes menores que, posteriormente, são reunidas, na etapa de síntese. A última etapa, de síntese, integra os dados obtidos e interpretados anteriormente para elaboração de um ou mais modelos que podem ser usados para confirmar ou negar hipóteses levantadas durante a etapa de análise.

3.1 MATERIAIS DE ESTUDO

O material bibliográfico consultado para construir a base teórica sobre o tema abordado na pesquisa incluiu artigos publicados em revistas científicas, monografias, dissertações e teses. Subordinadamente, também foram consultados resumos publicados em eventos técnico-científicos realizados no Brasil e no exterior. Parte do material bibliográfico foi usada para a compilação de dados litogeoquímicos.

Os poços 1-ESSO-3-SPS e 4-BRSA-711-RJS foram selecionados para estudo porque incluem seções magmáticas sob profundidade maior que a camada de sal da Bacia de Santos. As pastas do poços, com respectivos perfis, foram obtidas junto à Agência Nacional do Petróleo (ANP), bem como 25 recipientes de amostras laterais. Quatro recipientes do poço 1-ESSO-3-SPS não continham amostras, enquanto que os outros recipientes de ambos os poços continham amostras laterais com variáveis estados de fragmentação. Cinco amostras laterais de rocha sedimentar (calcário) do poço 1-ESSO-3-SPS não foram usadas neste trabalho, sendo de interesse apenas as doze outras amostras de rochas magmáticas. Adicionalmente, 16 lâminas petrográficas do poço 1-ESSO-3-SPS foram cedidas pela ANP. Já 8 amostras laterais foram recuperadas do poço 4-BRSA-711-RJS e utilizadas na confecção de 8 lâminas petrográficas como parte deste projeto de mestrado.

3.2 MÉTODOS DE ANÁLISE

As pastas de poços 1-ESSO-3-SPS e 4-BRSA-711-RJS perfurados na Bacia de Santos e respectivos perfis compostos foram cedidos pela ANP e analisados para obtenção de dados gerais, tais como localização, espessuras das seções magmáticas perfuradas, litologias perfuradas, dentre outros. A espessura da seção magmática, descrições sumárias das rochas discriminadas no perfil e as profundidades inicial e final da seção foram registradas nesta etapa. Nesta etapa também foi feita uma análise qualitativa das propriedades petrofísicas das rochas, tais como porosidade, permeabilidade e densidade, a partir de dados de raios gama, resistividade, ρ_{hob} , n_{phy} e sônico. Dados geoquímicos obtidos para amostras de rochas magmáticas do Pré-Aptiano das bacias de Santos e Campos foram compilados de parte do material bibliográfico consultado. Esses dados foram publicados por diferentes autores e correspondem ao magmatismo Alagoas e Cabiúnas em Campos, e Tupi, Parati e Camboriú, em Santos. Foram compilados dados de elementos maiores (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , FeO , Fe_2O_3 , FeO^t , Fe_2O_3^t , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5), e elementos traço (Sc, Co, Cr, Ni, V, Ba,

Rb, Sr, Nb, Ta, Y, Zr, Hf, U, Th, Pb) incluindo elementos terras raras (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu). Valores de perda ao fogo (PF ou LOI; *loss on ignition*) também foram compilados. As fontes de compilação para o magmatismo da Bacia de Santos foram **Fodor & Vetter (1984)**, **Louback *et al.* (2023)**, **Scribelk & Valente (2023)**, **Fornero (2018)**, **Gordon *et al.* (2023)**. As fontes de compilação para o magmatismo da Bacia de Campos foram: **Fodor & Vetter (1984)**, **Mizusaki *et al.* (1992)**, **Dani *et al.* (2017)**. Os dados compilados de 251 amostras foram reunidos em planilha formato Excel, sendo 195 amostras de rochas magmáticas da Bacia de Santos e 56 da Bacia de Campos. Os critérios usados para a normalização dos dados compilados são apresentados no **Anexo I**.

As amostras laterais foram fotografadas, pesadas em balança de duas casas decimais, e catalogadas (**Tabela 1**). Essas amostras serviram à extração de alíquotas, também pesadas, para as análises laboratoriais pretendidas.

Tabela 1 Cadastro geral dos materiais dos poços 1-ESSO-3-SPS e 4-BRSA-711-RJS estudados neste trabalho. As amostras foram obtidas na Agência Nacional do Petróleo (ANP). Gq = amostra selecionada para análises litogeoquímicas. Peso em gramas. A amostra 4952,8 corresponde a duas alíquotas de pó com diferentes granulações: 500 - 250 μ (2,4g) e < 250 μ (2,5g). Lâminas sem código ANP foram confeccionadas como parte deste projeto de mestrado.

Poço	Amostra	Lâmina/Código ANP	Gq	Peso Gq	Tipo de amostra
1-ESSO-3-SPS	4850,4	Sim/(R111-n°41)	Não	-	Nenhum material disponível
1-ESSO-3-SPS	4860,7	Sim/(R112-n°42)	Não	-	Nenhum material disponível
1-ESSO-3-SPS	4865,6	Sim/(R113-n°43)	Não	-	Nenhum material disponível
1-ESSO-3-SPS	4870,6	Sim/(114-n°70)	Sim	1,11	Fragmento de amostra lateral
1-ESSO-3-SPS	4876,5	Sim/(115-n°44)	Sim	4,95	Fragmento de amostra lateral
1-ESSO-3-SPS	4879,5	Sim/(R116-n°45)	Sim	1,58	Pó de amostra (pulverizada)
1-ESSO-3-SPS	4879,55	Não	Sim	0,73	Fragmento de amostra lateral
1-ESSO-3-SPS	4889,4	Sim/(R117-n°46)	Sim	1,05	Fragmento de amostra lateral
1-ESSO-3-SPS	4899,5	Sim/(R118-n°47)	Sim	1,47	Fragmento de amostra lateral
1-ESSO-3-SPS	4908,7	Sim/(R119-n°74)	Sim	0,96	Fragmento de amostra lateral
1-ESSO-3-SPS	4919	Sim/(R120-n°48)	Sim	27,50	Amostra lateral
1-ESSO-3-SPS	4923,8	Sim/(R121)	Não	-	Nenhum material disponível
1-ESSO-3-SPS	4925,7	Sim/(R122-n°49)	Sim	1,23	Fragmento de amostra lateral
1-ESSO-3-SPS	4935,9	Sim/(R123-n°50)	Sim	0,56	Fragmento de amostra lateral
1-ESSO-3-SPS	4940,5	Sim/(R124-n°75)	Sim	20,32	Amostra lateral
1-ESSO-3-SPS	4949,3	Sim/(125-n°24)	Sim	22,00	Amostra lateral
1-ESSO-3-SPS	4952,8	Sim/(R126-n°25)	Sim	4,90	Duas alíquotas pulverizadas
4-BRSA-711-RJS	5760	Sim	Sim	9,4	Amostra lateral
4-BRSA-711-RJS	5762	Sim	Sim	7,7	Amostra lateral
4-BRSA-711-RJS	5764	Sim	Sim	15,2	Amostra lateral
4-BRSA-711-RJS	5770	Sim	Sim	4,8	Amostra lateral
4-BRSA-711-RJS	5780	Sim	Sim	4,9	Amostra lateral
4-BRSA-711-RJS	5784	Sim	Sim	3,6	Amostra lateral
4-BRSA-711-RJS	5786	Sim	Sim	8,2	Amostra lateral
4-BRSA-711-RJS	5792	Sim	Sim	8,8	Amostra lateral

As amostras laterais e respectivas alíquotas foram descritas sob escalas macroscópica, com identificação de minerais, texturas e estruturas, bem como registros fotográficos. As lâminas petrográficas foram descritas sob microscópio óptico de luz transmitida do PPGMEG-UFRJ e algumas lâminas petrográficas também foram analisadas por fluorescência de raios-X utilizando-se o equipamento XRF Tornado no Laboratório de Geologia Sedimentar da Universidade Federal do Rio de Janeiro (LAGESED-UFRJ). A classificação petrográfica das amostras descritas sob escalas macroscópica e microscópica foi feita segundo as normas recomendadas pelo *International Union of Geological Sciences* (LeMaitre, 2002). As análises petrográficas sob escalas macroscópica e microscópica também serviram para a seleção de amostras menos alteradas para posteriores análises litogeoquímicas.

As análises litogeoquímicas foram feitas por espectrometria de plasma (ICP - *inductively coupled plasma*, modos AES (*atomic emission spectrometry*) e MS (*mass spectrometry*) em laboratório prestador de serviços no Canadá (ACTLABS; www.actlabs.com). O laboratório foi escolhido porque ele é utilizado amplamente por pesquisadores que trabalham com o magmatismo da Bacia de Santos e área continental adjacente. Isto minimiza erros esperados em trabalhos comparativos que utilizam dados obtidos em diferentes laboratórios por diferentes técnicas analíticas. Além disso, o ACTLABS é credenciado por institutos internacionais (<https://actlabs.com/our-advantage/quality/accreditation/>) e os custos de análise são competitivos com os oferecidos pelo mercado nacional, com menor tempo de retorno de resultados. Os dados litogeoquímicos obtidos para as amostras laterais dos poços 1-ESSO-3-SPS e 4-BRSA-711-RJS como parte deste projeto de mestrado são mostrados no **Anexo II**.

Todo o material bibliográfico e todos os dados compilados, bem como de catalogação, petrográficos e litogeoquímicos, incluindo fotografias e fotomicrografias, foram armazenados na Plataforma LabMEG (www.labmeg.com), onde podem ser consultados ou extraídos sob a forma de relatórios nos formatos .docx, .xlsx, .html, .shp e .kml.

3.4 MÉTODOS DE SÍNTESE

Todos os dados compilados e obtidos ao longo do projeto de mestrado foram inseridos na Plataforma LabMEG, interpretados e organizados utilizando-se diferentes recursos computacionais, em especial do pacote Microsoft 365®. O processo de síntese dos dados envolveu as seguintes etapas principais:

1. Finalização da Revisão Temática e organização dos dados compilados.
2. Organização e listagem de todos os dados obtidos a partir das pastas dos dois poços. A síntese destes dados bem como dos compilados levou à formulação das primeiras hipóteses a serem testadas.
3. Organização e listagem dos dados petrográficos (macroscopia e microscopia). Nesta etapa também foi feita uma avaliação do grau de alteração das amostras bem como uma comparação com as descrições e classificações listadas nas pastas de poços.
4. Organização e listagem dos dados litogeoquímicos. Nesta etapa as rochas foram classificadas em diagramas que utilizam dados geoquímicos e que discriminam séries magmáticas. As plotagens dos dados classificatórios foram feitas no *software* GCDKit. As

classificações químicas foram confrontadas com as classificações modais feitas na etapa anterior. Os dados litogeoquímicos também foram utilizados para elaboração de modelos analíticos com vistas a testar hipóteses de cogeneticidade por diferenciação magmática, bem como para a discriminação de fontes geradoras.

5. Síntese conclusiva. As conclusões obtidas na pesquisa foram apoiadas em resultados integrados e avaliados como coerentes a partir de todos os tipos de dados primários e secundários disponíveis. As inferências feitas com base em dados petrográficos estavam coerentes com as inferências feitas a partir dos dados litogeoquímicos, por exemplo. Os textos da dissertação de mestrado, bem como do artigo científico, foram finalizados após o alcance da síntese conclusiva.

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 petrográficos e litogeoquímicos resultaram das análises de amostras laterais dos dois poços. Detalhes sobre os métodos analíticos são apresentados nos materiais suplementares (supplementary materials) do artigo científico anexado a esta dissertação.

4.1 DADOS DE POÇOS

A seção magmática do poço 1-ESSO-3-SPS está localizada abaixo de uma espessa sequência de calcarenitos e calcários da Formação Barra Velha. A seção magmática é descontínua e formada por 22 camadas finas (< 5 m) de rochas, estando a menos profunda a cerca de 4889 m e a mais profunda a 4974 m, onde a perfuração do poço termina. As camadas de basalto estão intercaladas com camadas de folhelho, arenito e calcáreo (entre 4889 m e 4949 m) e somente folhelho entre 4949 m até a base do poço (4974 m). Os calcáreos foram classificados como *boundstones*, *wackestones* e *packstones* durante a perfuração do poço. As rochas magmáticas desta seção foram incluídas na Formação Camboriú da Bacia de Santos, de acordo com os dados do perfil composto (Figura 7). Elas foram descritas, também no perfil composto, como rochas vulcanoclásticas (Brecha? Conglomerado?) com fragmentos líticos variando em cores desde verde a cinza esverdeado escuro, muito duros, subdiscoides. Os litoclastos verdes têm inclusões de mineral fino creme, localmente com inclusões pretas. Litoclastos de arenito também foram observados, além de litoclastos vulcânicos verde escuros com muitos veios de carbonato, localmente castanho esverdeados. Todas as eletrofácies (raio gama, resistividade, sônico e porosidade) têm valores muito variáveis ao longo de pequenos intervalos de profundidade, possivelmente como consequência da alternância de camadas finas de rochas sedimentares e magmáticas.

A seção magmática do poço 4-BRSA-711-RJS está localizada abaixo de uma espessa sequência de rochas sedimentares siliciclásticas e químicas incluídas na Formação Barra Velha. A seção magmática é praticamente contínua, com 48 m perfurados, tendo início a 5753 m de profundidade, em duas finas camadas (< 2 m), e se estendendo até 5801 m, coincidindo com a base do poço (**Figura 7**).

Os valores de raio gama variam em torno de 45 a 60 gAPI mas chegam a 105 gAPI no topo da seção. Os valores de

densidade e porosidade variam muito ao longo da seção. Os valores do sônico não foram registrados ao longo da seção.

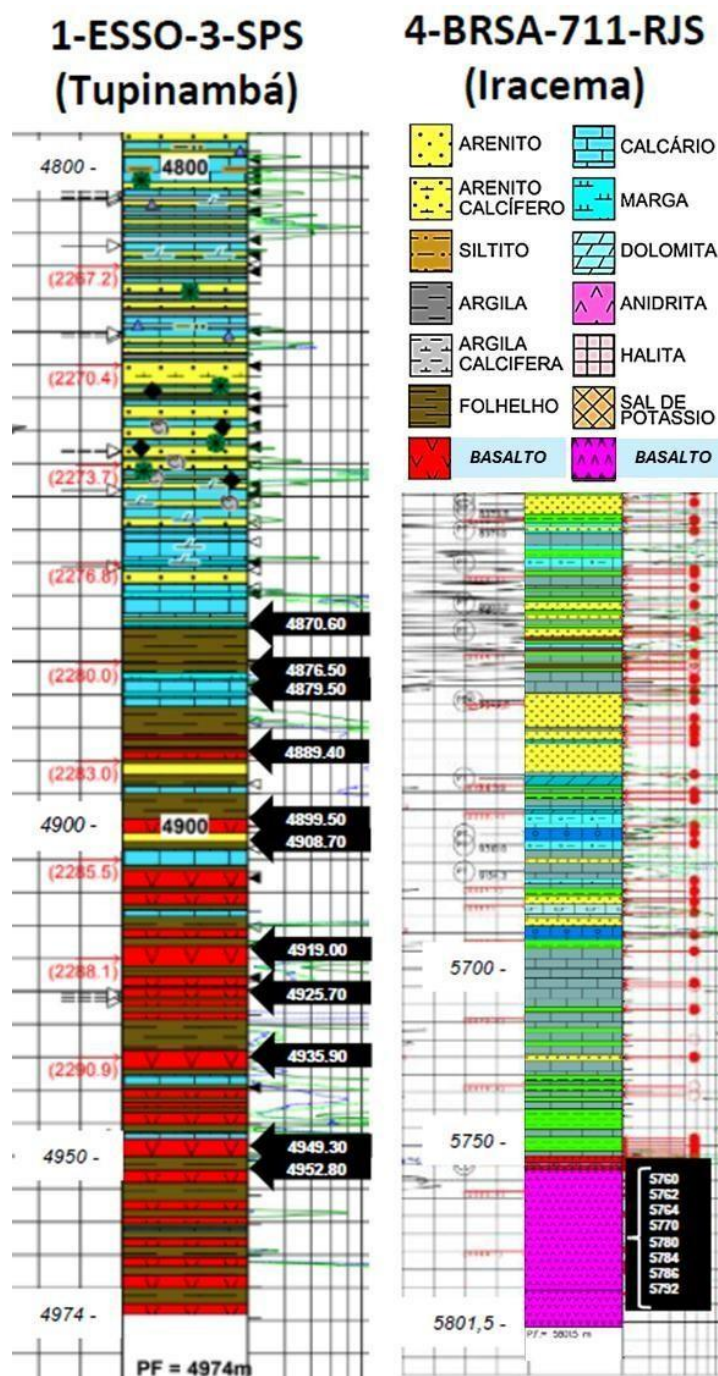


Figura 7 Parte dos perfis compostos dos poços 1-ESSO-3-SPS e 4-BRSA-711-RJS, cedidos pela ANP, com suas seções magmáticas indicadas (basalto). As setas e retângulo pretos mostram profundidades de recuperação das amostras laterais. Profundidade em metros.

As rochas magmáticas do poço 4-BRSA-711-RJS foram classificadas como basaltos pretos a cinza esverdeado, faneríticos finos a médios, afíricos, com amígdalas preenchidas por calcita e clorita no topo da seção. A base da seção é descrita como sendo formada por diabásio

cinza escuro a esverdeado, fanerítico médio. As rochas sedimentares são classificadas, de modo geral, como folhelhos, *mudstones*, calcirudito e dolomito. As rochas magmáticas desta seção foram incluídas na Formação Camboriú da Bacia de Santos, de acordo com os dados do perfil composto.

4.2 PETROGRAFIA

As amostras do poço 1-ESSO-3-SPS foram descritas sob escalas macroscópica, bem como sob microscópio petrográfico de luz transmitida. As amostras laterais estão muito fragmentadas, o que dificulta a descrição petrográfica. Elas têm cores em tons aczentados e, de modo geral, não estão muito alteradas, variando em textura e estruturas, mas com composição mineral praticamente invariável (**Figura 8**). No geral, as amostras são melanocráticas, afíricas ou porfíricas com matriz afanítica. A assembleia de fenocristais é composta por cristais subédricos de plagioclásio cinza claro e vítreo. As amostras têm magnetita, pois atraem o ímã. As amígdalas são menores que 1 mm, circulares a subcirculares e preenchidas por carbonato, reconhecido pela reação sob ácido clorídrico diluído. As rochas foram classificadas como basaltos.

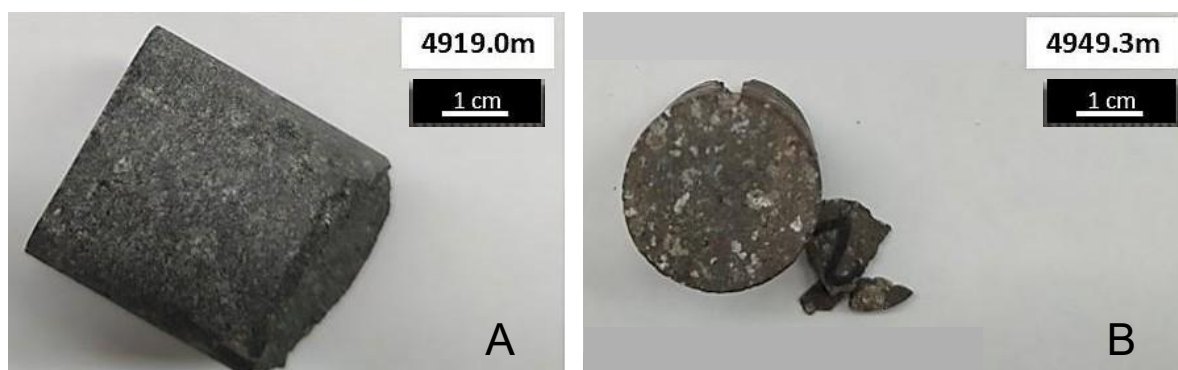


Figura 8 Fotografias de amostras laterais representativas dos basaltos da seção magmática do poço 1-ESSO-3-SPS. Os códigos das lâminas petrográficas estão indicados no canto superior direito das fotografias. A – amostra lateral de basalto preto afanítico afírico, maciço e pouco alterado (4919.0m). B – amostra lateral de basalto preto avermelhado porfírico e amigdaloidal (4949.3m).

Os basaltos porfíricos do poço 1-ESSO-3-SPS têm textura, estrutura e moda pouco variável quando observadas sob microscópio petrográfico de luz transmitida. O fenocristal predominante é o plagioclásio em cristais subédricos a anédricos, finos a médios (1-2mm), com típica geminação múltipla, frequentemente zonados e com texturas syneusis e sieve. A matriz microcristalina dos basaltos porfíricos é composta, essencialmente, por pouco material amorfo e alterado (possivelmente, originalmente vítreo), além de plagioclásio e augita, tendo mineral opaco (na sua maioria, possivelmente magnetita, de acordo com as observações sob escala macroscópica) e apatita como minerais acessórios. Os produtos de alteração são saussurita e sericita (**Figura 9**).

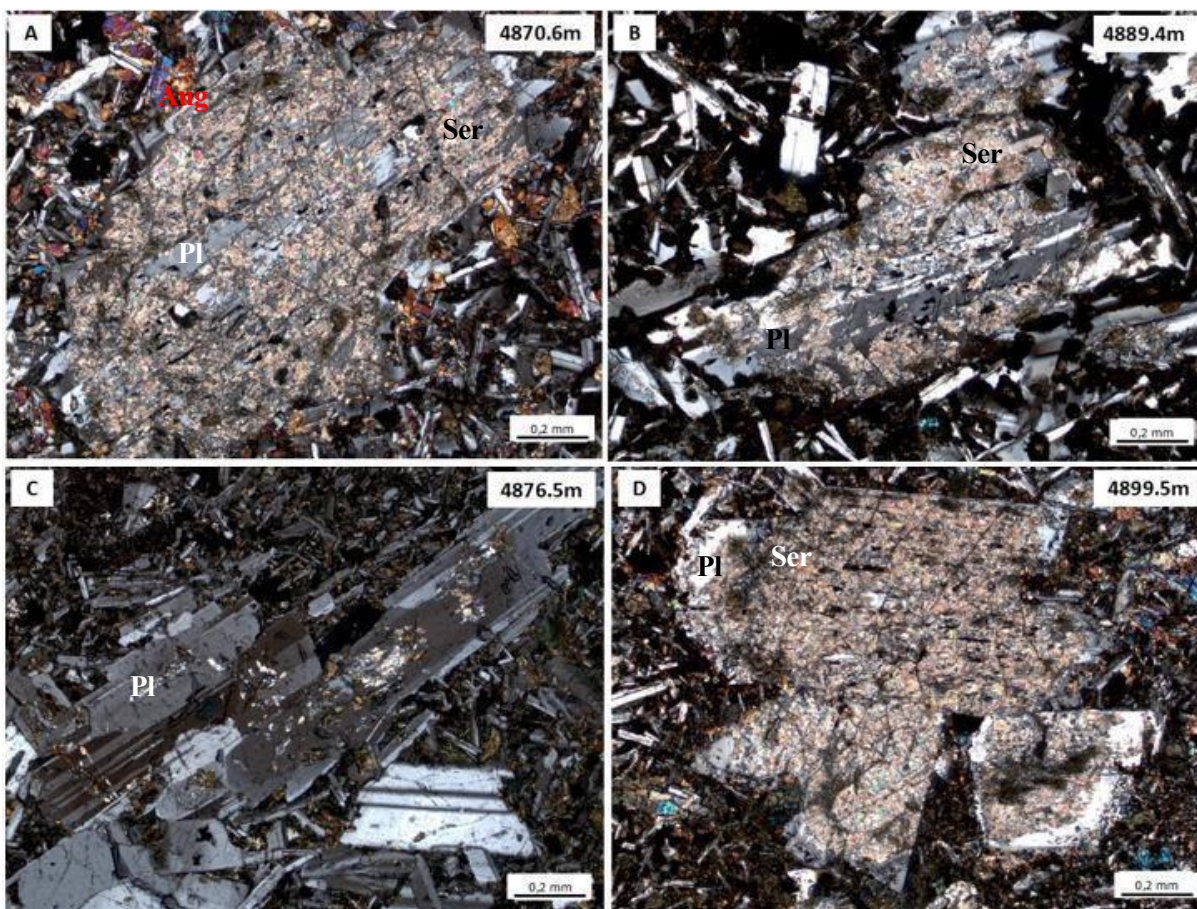


Figura 9 Fotomicrografias de fenocristais de plagioclásio dos basaltos porfíricos da seção magmática do poço 1-ESSO-3-SPS sob nicóis cruzados. Os códigos das lâminas petrográficas estão indicados no canto superior direito das fotografias. A e B – fenocristais de plagioclásio anédrico muito alterado para sericita e saussurita (4870.6m e 4889.4m). C – fenocristal de plagioclásio euédrico a subédrico, zonado, com geminação múltipla parcialmente preservada e textura syneusis (4876.5m). D – fenocristal de plagioclásio subédrico zonado muito alterado para sericita, saussurita, com textura sieve e zonamento composicional parcialmente preservados (4899.5m). Abreviações: Pl – Plagioclásio; Ser – Sericita.

As cavidades dos basaltos porfíricos do poço 1-ESSO-3-SPS são circulares a subcirculares, com 1mm até 3mm em diâmetro. As cavidades são preenchidas por mais de um tipo de material, em geral, calcita, dolomita e clorita, sendo celadonita e zeólita menos frequentes (**Figura 10**).

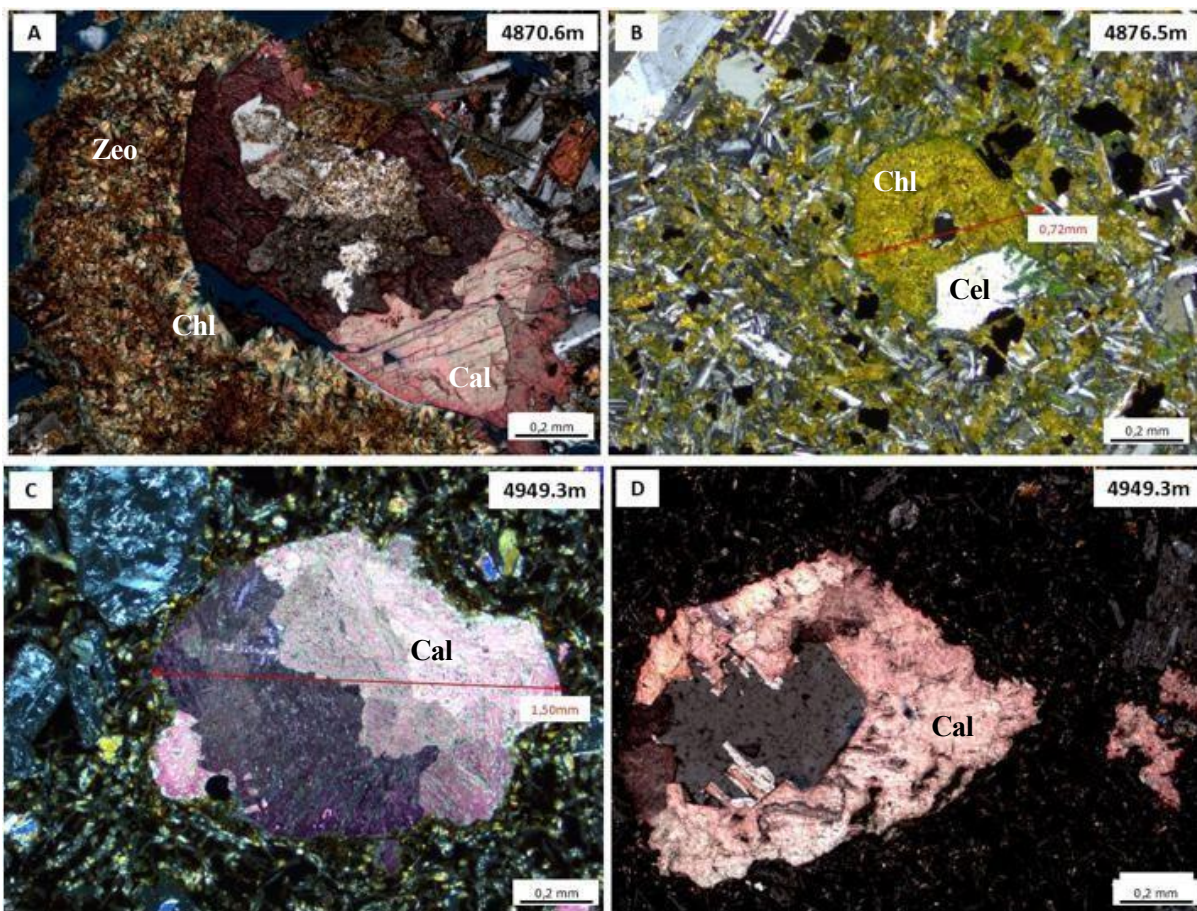


Figura 10 Fotomicrografias de basaltos porfíricos amigdaloidais de seção magmática do poço 1 - ESSO-3-SPS sob nicóis cruzados. Os códigos das lâminas petrográficas estão indicados no canto superior direito das fotomicrografias. A – basalto amigdaloidal com cavidade alongada preenchida por calcita, clorita e zeólita (4870.6m). B – basalto amigdaloidal cavidade circular (diâmetro de 0,72mm) preenchida por celadonita (verde esmeralda) e clorita (4876.5m). C e D – basaltos amigdaloidais com cavidades circulares a subcirculares (diâmetro 1,50mm) preenchidas por carbonato (rosa por reação com alizarina) e dolomita (material não reagente) (4949.3m). Abreviações: Cal – Calcita; Zeo – Zeólita; Chl – Clorita; Cel – Celadonita.

Os basaltos afaníticos afíricos do poço 1-ESSO-3-SPS são muito finos (< 1 mm) e hipocristalinos sob o microscópio petrográfico. Eles são compostos, essencialmente, por augita e pigeonita, plagioclásio e vidro vulcânico alterado. Alguns destes basaltos têm microfenocristais finos a médios (1-2mm) subédricos a euédricos de plagioclásio. Essas rochas foram classificadas seguramente como basaltos toleíticos, uma vez que são destituídas de olivina na matriz e pela ocorrência frequente de dois piroxênios (**Figura 11**).

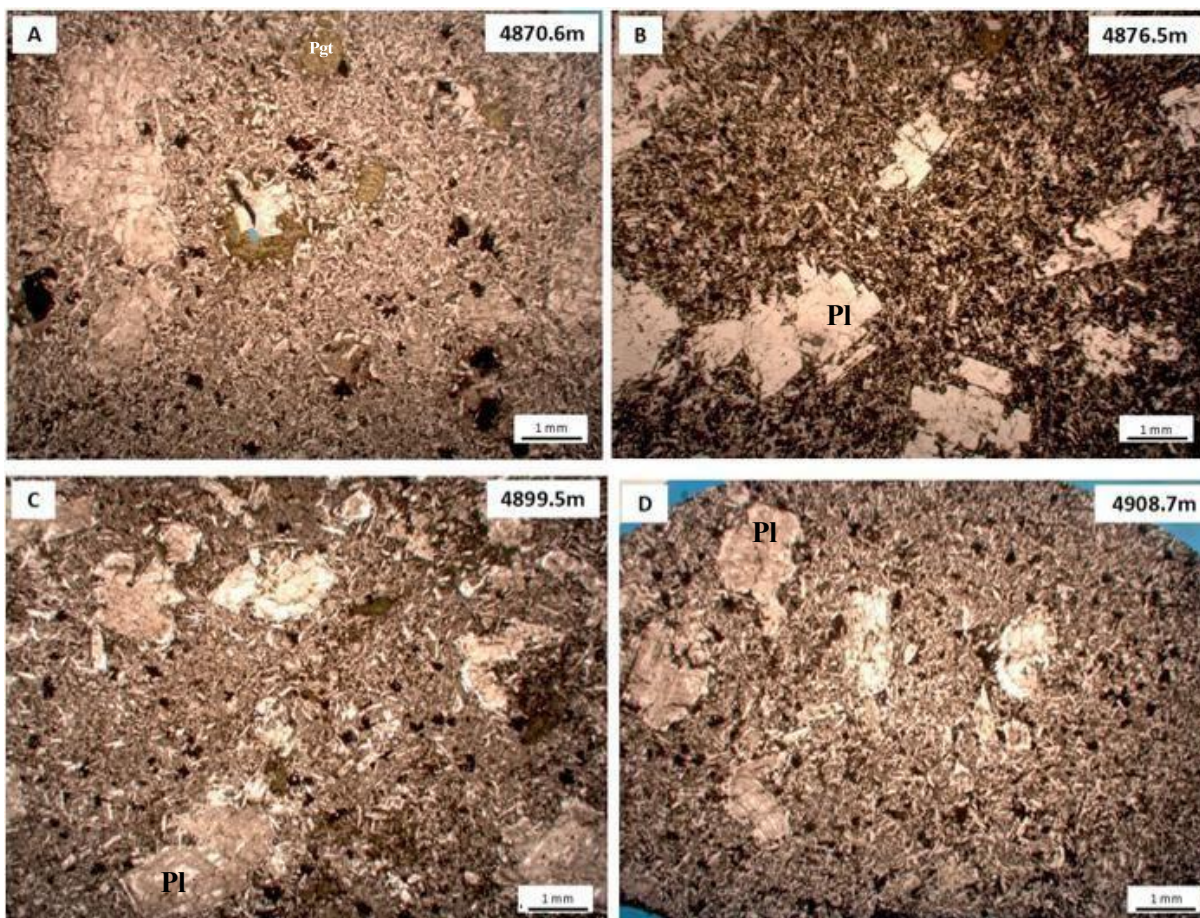


Figura 11 Fotomicrografias de texturas representativas dos basaltos afaníticos afíricos da seção magmática do poço 1-ESSO-3-SPS sob luz plano polarizada. Os códigos das lâminas petrográficas estão indicados no canto superior direito das fotomicrografias. A – basalto microporfirítico com pigeonita alterada (4870.6). B - Basalto microporfirítico com fenocristais euédricos de plagioclásio (4876.5). C e D - basaltos microporfiríticos com microfenocristais subédricos a anédricos e zonados (4899.5 e 4908.7). Abreviações: Pgt - Pigeonita; Pl – Plagioclásio.

Alguns basaltos do poço 1-ESSO-3-SPS têm um volume maior de fenocristais de plagioclásio (**Figura 12 – A e B**) enquanto outros têm textura aparentemente fragmentada (**Figura 12 – C e D**).

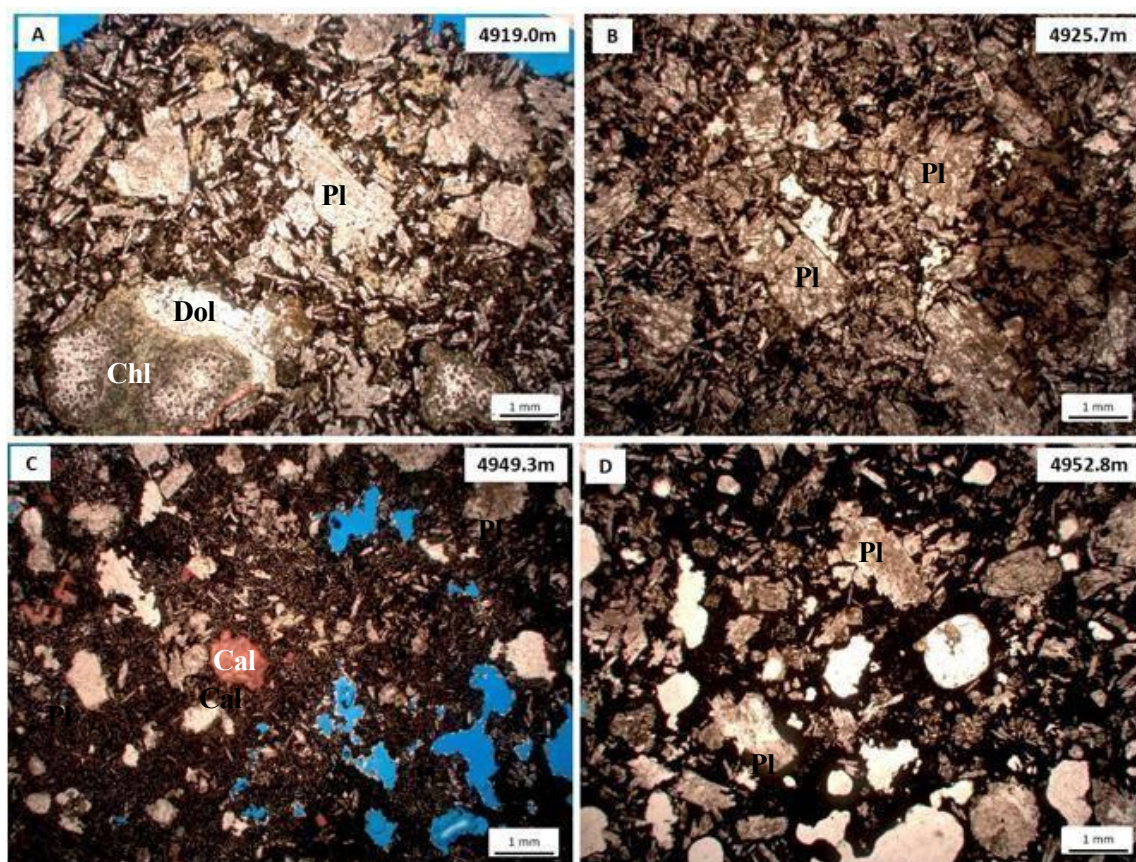


Figura 12 Fotomicrografias de basaltos da seção magmática do poço 1-ESSO-3-SPS com maior volume de fenocristais e texturas de aparência fragmentada sob luz plano polarizada. Os códigos das lâminas petrográficas estão indicados no canto superior direito das fotomicrografias. A – basalto amigdaloidal com grande volume de fenocristais euédricos e zonados de plagioclásio (4919.0). B – basalto microfanítico sem cavidades e com grande volume de fenocristais euédricos não zonados de plagioclásio (4927.5). C e D – basaltos amigdalóicos com textura aparentemente fragmentada. Abreviações: Pl – Plagioclásio; Dol- Dolomita; Cal – Calcita; Chl - Clorita.

Rochas com estrutura brechada são encontradas, subordinadamente, tanto na parte superior quanto na parte inferior da seção magmática do poço 1-ESSO-3-SPS (**Figura 13**).

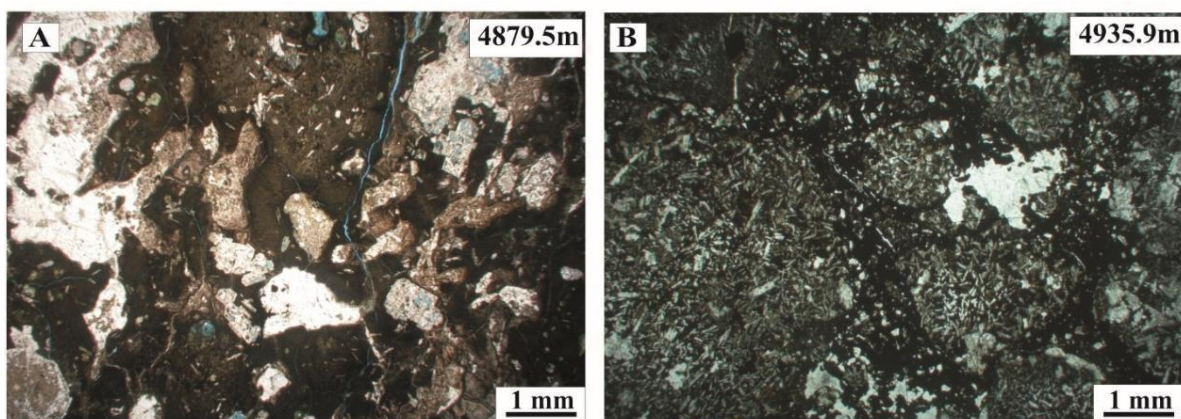


Figura 13 Fotomicrografias de rochas magmáticas do poço 1-ESSO-3-SPS com estruturas brechadas sob luz plano polarizada. Os códigos das lâminas petrográficas estão indicados no canto superior direito das fotomicrografias. A - Tipo de estrutura brechada de rocha da parte superior da seção magmática. B – Tipo de estrutura brechada de rocha da parte inferior da seção magmática.

As rochas da seção magmática do poço 4-BRSA-711-RJS têm composição mineral, texturas e estruturas pouco variáveis. As rochas são afaníticas, melanocráticas, isotrópicas exceto no topo da seção, onde são amigdaloidais. As amígdalas são circulares e têm em torno de 1cm de diâmetro, sendo preenchidas por carbonato de brilho vítreo (**Figura 14**)

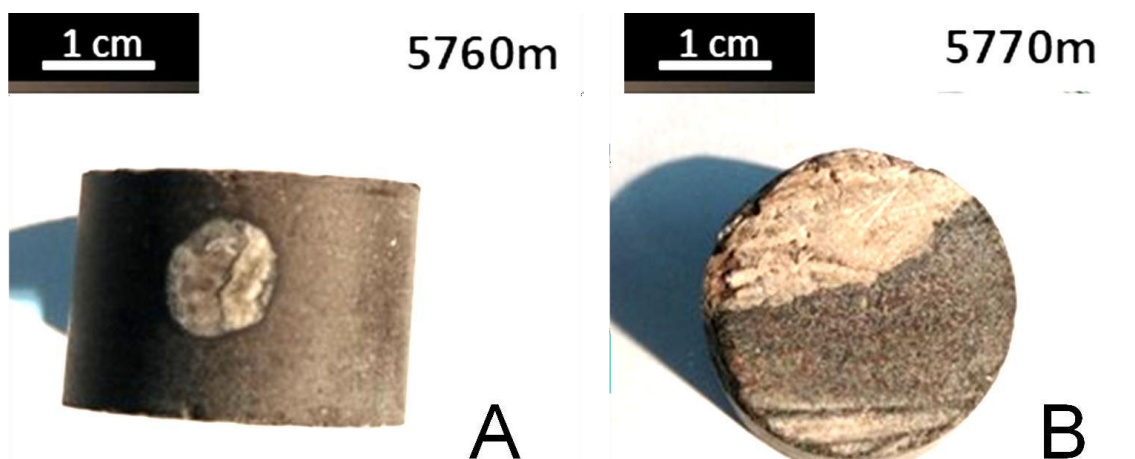


Figura 14 Fotografias de amostras laterais representativas dos basaltos da seção magmática do poço 4-BRSA-711-RJS. Os códigos das lâminas petrográficas estão indicados no canto superior direito das fotografias. A – amostra lateral de basalto afanítico amigdaloidal pouco alterado com coloração em tons aczentados (4919.0m). B – amostra lateral de basalto porfirítico amigdaloidal e venulado (4949.3m).

As rochas magmáticas nesse poço são afíricas, muito finas ($< 1 \text{ mm}$), isotrópicas e hipocrystalinas sob microscópio petrográfico de luz transmitida. Elas são compostas, essencialmente, por augita e pigeonita, plagioclásio e vidro vulcânico alterado. Os minerais acessórios são a apatita e minerais opacos. O vidro vulcânico intersticial está alterado para celadonita, que também preenche amígdalas. Essas amígdalas são subarredondadas e médias (2mm), mas podem variar em formas e tamanhos. Os basaltos são toleíticos uma vez que são destituídos de olivina na matriz e constituídos por dois piroxênios. As principais texturas das rochas são diktaxítica e intersertal e, subordinadamente, subofítica (**Figura 15**).

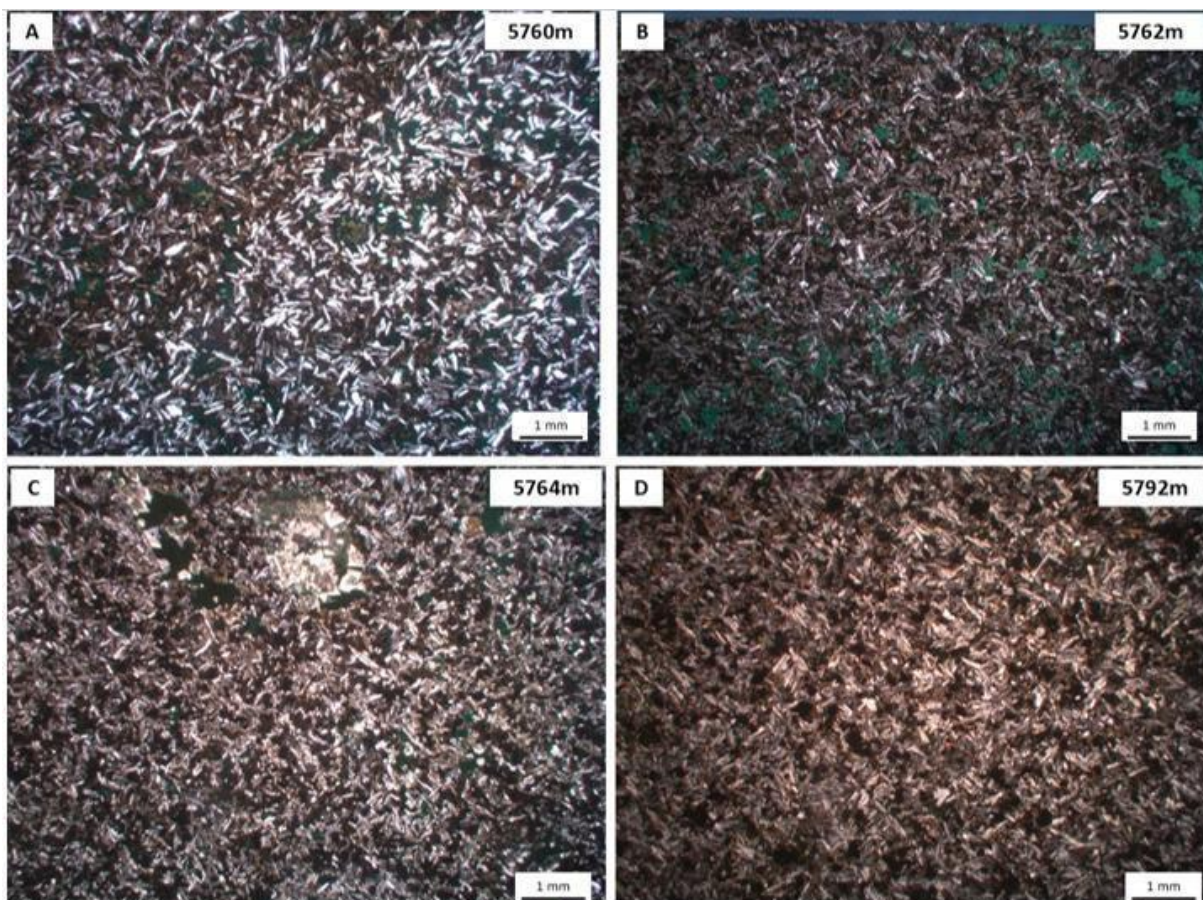


Figura 15 Fotomicrografias de rochas magmáticas com texturas representativas do poço 4-BRSA-711-RJS sob nicóis cruzados. Os códigos das lâminas petrográficas estão indicados no canto superior direito das fotomicrografias. A e B – basaltos afíricos com textura di-taxítica (5760m e 5762m). C e D – basaltos afíricos com sutil orientação preferencial de micrólitos (5764m e 5792m).

Uma amostra do poço 4-BRSA-711-RJS (5786m; **Figura 16 – A e B**) tem textura porfirítica com fenocristais finos (1 mm), euédricos a subédricos, de plagioclásio com texturas syneusis e sieve. A ocorrência de anfíbólio acicular (tremolita) formado a partir de clinopiroxênio e material criptocristalino esverdeado a amarelado (epidoto) em uma das amostras (Figura 16- C e D).

Amostras de basalto na porção intermediária da seção magmática do poço 4-BRSA-711-RJS (5770m e 5784m) têm veios de carbonato com cristais de calcita finos a médios e textura policristalina. Os veios carbonáticos isolam fragmentos de basalto, sendo os menores com 0,2mm e formato anguloso; e os maiores com 1mm e formato subanguloso (**Figura 17**).

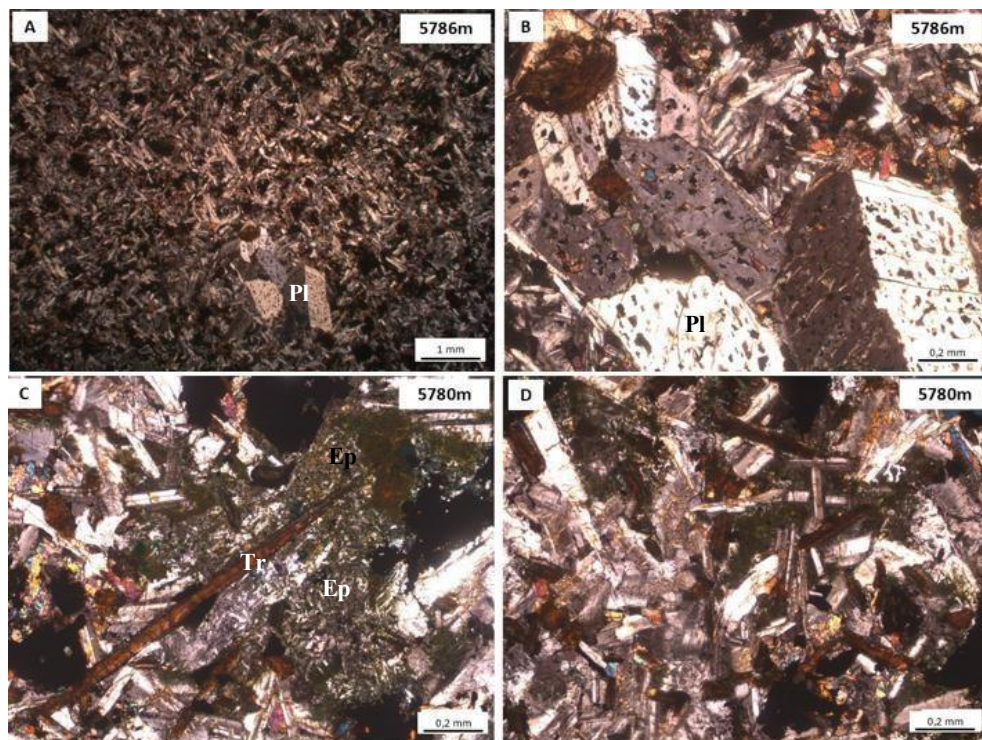


Figura 16 Fotomicrografias de rochas magmáticas do poço 4-BRSA-711-RJS sob nicóis cruzados. Os códigos das lâminas petrográficas estão indicados no canto superior direito das fotomicrografias. A e B – basalto porfiritico com fenocristais de plagioclásio com texturas syneusis e sieve. C e D – basalto com composição mineral possivelmente formada a partir de processos diagenéticos ou hidrotermais de alta temperatura. Abreviações: Pl – Plagioclásio; Tr – Tremolita; Ep – Epidoto.

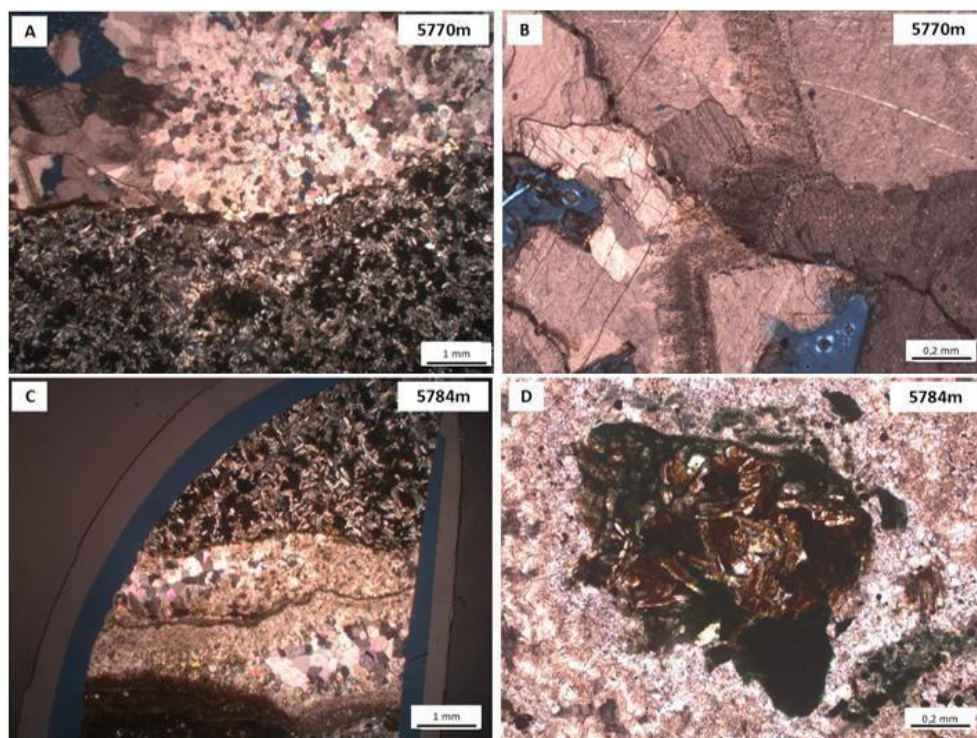


Figura 17 Fotomicrografias de amostras de basalto com veios de carbonato do poço 4-BRSA-711-RJS sob nicóis cruzados. Os códigos das lâminas petrográficas estão indicados no canto superior direito das fotomicrografias. A e C - contato entre o veio de carbonato e basalto (nicóis cruzados). B – textura do veio de carbonato (nicóis cruzados). C – Fragmentos de basalto dentro de veio de carbonato (luz plano polarizada).

Apenas duas amostras (5760m e 5764m) do topo da seção magmática de poço 4-BRSA-711-RJS (**Figura 7**) são amigdaloidais. As cavidades são finas a grossas (1-3mm) e circulares. Essas estruturas têm preenchimento composto por mais de uma fase mineral com ocorrência de carbonato e argilominerais. Essa mineralogia de preenchimento é composta principalmente por calcita, dolomita, clorita e celadonita. Majoritariamente, nas amostras do poço 4-BRSA-711-RJS há microamígdalas com preenchimento de argilominerais e celadonita de tamanho > 1mm e geometria subangulosa em textura diktaxítica (**Figura 18**).

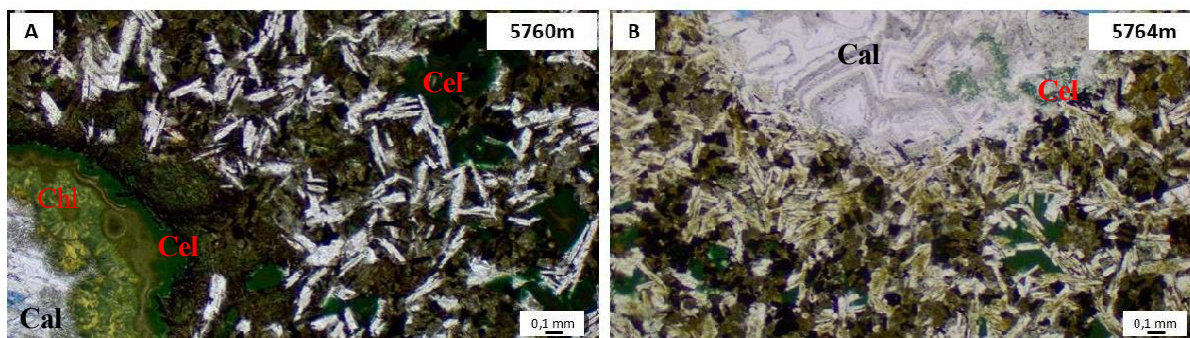


Figura 18 Fotomicrografias de basaltos amigdaloidais de seção magmática do poço 4-BRSA-711-RJS sob luz plano polarizada. Os códigos das lâminas petrográficas estão indicados no canto superior direito das fotomicrografias. A – basalto amigdaloidal com cavidade subcircular e preenchimento de calcita, clorita e celadonita, subordinadamente com textura diktaxítica (5760m). B – basalto amigdaloidal com estrutura subcircular preenchido por calcita e celadonita (5764m). Abreviações: Cal – Calcita; Chl – Clorita; Cel – Celadonita.

4.3 GEOQUÍMICA

Dados litogeoquímicos foram obtidos pelos métodos analíticos ICP-OES (*inductively coupled plasma - optical emission spectrometry*) e ICP-MS (*mass spectrometry*) para dezessete amostras, sendo nove amostras do poço 1-ESSO-3-SPS e oito amostras do poço 4-BRSA-711-RJS. As concentrações elementos maiores (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3^t , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5), além dos valores de perda ao fogo (PF), bem como as concentrações de elementos traços selecionados (Sc, Co, Cr, Ni, V, Ba, Rb, Sr, Nb, Ta, Y, Zr, Hf, U, Th e Pb) e dos elementos terras raras (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb e Lu) foram medidas, tendo sido os valores de ferro expressos como ferro total sob a forma de ferro férrico (Fe_2O_3^t). Os valores dos óxidos e da perda ao fogo são expressos em percentagem de peso (%peso ou simplesmente %, ao longo do texto), enquanto que os de elementos traço, incluindo elementos terras raras, são expressos em partes por milhão (ppm). Mais detalhes acerca dos métodos analíticos (ICP-OES e ICP-MS), valores de limites de detecção, de exatidão e de precisão podem ser obtidos no **Anexo II**.

Os valores de TiO_2 das amostras do poço 1-ESSO-3-SPS são menores que 2%, com o mínimo de 1,19% e uma média de 1,51%. enquanto que as do poço 4-BRSA-711-RJS são maiores que 2%, ficando entre 3,69% e 3,91% e média de 3,81% (**Tabela 2**). Os valores médios de SiO_2 das amostras de ambos os poços estão dentro do espectro de rochas básicas, muito embora o valor mínimo deste óxido esteja abaixo de 45% no caso do poço 1-ESSO-3-SPS

(**Tabela 2**). Os valores de MgO das amostras do poço 4-BRSA-711-RJS são praticamente os mesmos, variando dentro do erro analítico (**Anexo II**), ao contrário das amostras do poço 1-ESSO-3-SPS, cujos valores mínimo e máximo deste óxido (3,73 e 6,71%) variam quase 100% (**Tabela 2**). Os valores de MgO de todas as amostras são relativamente baixos, assim como os seus valores de Ni, Cr e Sc, algumas vezes abaixo dos limites de detecção (**Anexo II**), o que permite afirmar que não há amostras representativas de magmas basálticos com composições primárias (p.ex.: **Wilson, 1993**). As amostras de ambos os poços parecem estar variavelmente alteradas, de acordo com os valores mínimos e máximos de perda ao fogo, desde muito baixos (0,49%) até bem elevados (9,07%). Os valores mínimo e máximo dos totais obtidos para as amostras de ambos os poços podem ser considerados adequados. O valor mínimo muito baixo (96,63%) registrado para o poço 1-ESSO-3-SPS (**Tabela 2**) foi obtido para a amostra 4908.7, cujo valor de perda ao fogo não pode ser medido devido à escassez de amostra (**Anexo II**), não tendo sido, assim, incluído na soma dos óxidos.

Tabela 2 Valores de média, desvio padrão, mínimo, máximo e de coeficiente de variação (CV) dos elementos maiores das amostras dos poços 1-ESSO-3-SPS e 4-BRSA-711-RJS da Bacia de Santos. Os resultados obtidos para a amostra 5784 do poço 4-BRSA-711-RJS não foram incluídos nos cálculos devido ao valor muito elevado de perda ao fogo (29,23 %peso). Valores dos óxidos e LOI em percentagem de peso. Valores de coeficiente de variação (desvio -padrão dividido pela média) em percentagem. n.a. = não analisado. $Fe_2O_3^t$ é ferro total sob a forma de ferro férrico. PF é a perda ao fogo.

Amostra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ ^t	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	PF	Total
4-BRSA-711-RJS 5760	47,21	3,85	11,35	14,29	0,22	4,18	4,58	0,98	7,57	0,49	5,07	99,79
4-BRSA-711-RJS 5762	49,37	3,86	11,84	15,14	0,18	4,13	3,36	1,23	7,44	0,46	2,22	99,23
4-BRSA-711-RJS 5764	47,51	3,73	11,55	15,17	0,18	4,33	6,84	2,63	2,99	0,47	3,27	98,67
4-BRSA-711-RJS 5770	49,12	3,69	12,29	16,94	0,16	4,02	5,32	2,88	2,38	0,47	2,69	99,96
4-BRSA-711-RJS 5780	49,82	3,91	12,36	14,89	0,19	4,36	7,81	2,83	1,79	0,48	1,30	99,74
4-BRSA-711-RJS 5786	49,35	3,77	12,12	14,73	0,18	4,33	7,78	2,78	1,77	0,48	1,21	98,51
4-BRSA-711-RJS 5792	51,01	3,82	12,12	15,32	0,20	4,17	7,71	2,82	1,95	0,50	0,49	100,10
Média	49,06	3,81	11,95	15,21	0,19	4,22	6,20	2,31	3,70	0,48	2,32	99,43
Desvio-padrão	1,32	0,08	0,38	0,84	0,02	0,13	1,79	0,83	2,63	0,01	1,54	0,64
Mínimo	47,21	3,69	11,35	14,29	0,16	4,02	3,36	0,98	1,77	0,46	0,49	98,51
Máximo	51,01	3,91	12,36	16,94	0,22	4,36	7,81	2,88	7,57	0,50	5,07	100,10
Coeficiente de variação	2,7	2,1	3,2	5,5	9,0	3,0	28,9	35,9	71,2	2,8	66,3	0,6
Amostra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ ^t	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	PF	Total
1-ESSO-3 4919	47,29	1,46	14,77	10,85	0,15	6,71	3,88	3,85	3,96	0,17	5,47	98,56
1-ESSO-3 4889.4	49,67	1,44	14,02	11,91	0,13	5,99	8,22	2,78	1,72	0,17	2,94	98,99
1-ESSO-3 4899.5	50,41	1,78	15,18	12,39	0,19	5,63	9,30	2,53	2,34	0,15	0,96	100,86
1-ESSO-3 4908.7	49,06	1,30	16,06	10,59	0,15	5,60	8,53	3,03	2,18	0,12	n.a.	96,63
1-ESSO-3 4952.8	48,75	1,46	15,21	9,56	0,16	5,42	5,12	6,17	2,20	0,17	4,60	98,82
1-ESSO-3 4870.6	52,60	1,19	14,89	10,85	0,18	5,21	9,13	2,62	2,31	0,20	1,10	100,27
1-ESSO-3 4925.7	49,49	1,47	17,27	10,46	0,16	4,91	6,45	4,71	2,63	0,15	3,08	100,77
1-ESSO-3 4876.5	49,07	2,02	14,18	12,90	0,15	4,83	7,94	2,76	2,01	0,23	3,13	99,22
1-ESSO-3 4949.3	41,92	1,46	11,75	10,07	0,25	3,73	13,95	5,02	2,48	0,19	9,07	99,88
Média	48,70	1,51	14,81	11,06	0,17	5,34	8,06	3,72	2,43	0,17	3,79	99,33
Desvio-padrão	2,91	0,25	1,51	1,11	0,03	0,83	2,88	1,30	0,63	0,03	2,63	1,32
Mínimo	41,92	1,19	11,75	9,56	0,13	3,73	3,88	2,53	1,72	0,12	0,96	96,63
Máximo	52,60	2,02	17,27	12,90	0,25	6,71	13,95	6,17	3,96	0,23	9,07	100,86
Coeficiente de variação	6,0	16,5	10,2	10,0	20,6	15,6	35,7	35,1	26,1	18,5	69,2	1,3

As amostras dos poços 4-BRSA-711-RJS e 1-ESSO-3-SPS foram classificadas majoritariamente no campo dos basaltos e traqui-basaltos, com várias amostras plotando sobre a curva que limita os campos das séries alcalina e subalcalina (**Figura 19**). No entanto, a classificação e discriminação de séries magmáticas de amostras alteradas no diagrama TAS deve ser considerada com cautela, principalmente devido à mobilidade dos álcalis.

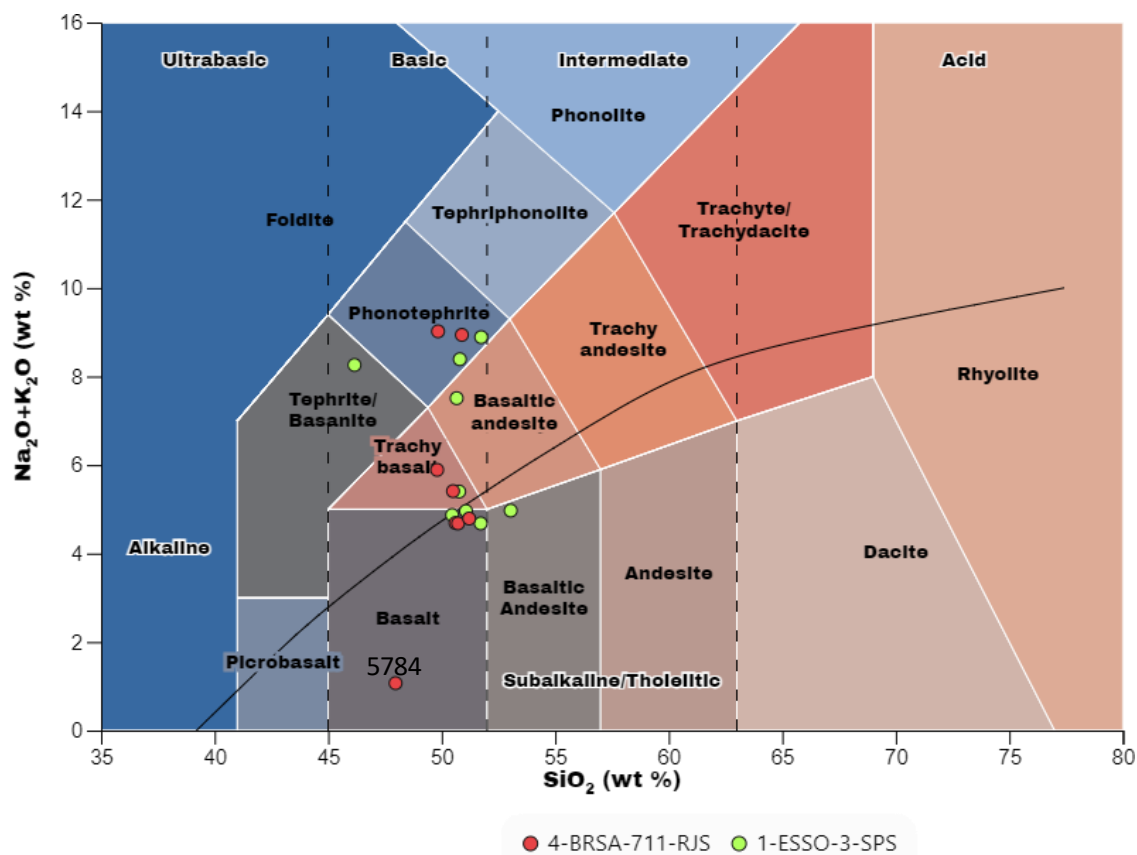


Figura 19 Amostras dos poços 4-BRSA-711-RJS e 1-ESSO-3-SPS plotadas no diagrama TAS (total de álcalis versus sílica). As amostras foram recalculadas para 100% em base anidra de acordo com os critérios propostos por **LeMaitre (2002)**. A amostra 5784 do poço 4-BRSA-711-RJS com os menores valores de álcalis no campo dos basaltos está muito alterada ($LOI = 29,23\%$) e sua classificação não deve ser considerada representativa do magma a partir do qual ela foi originada. A curva que separa os campos das séries magmáticas alcalina e subalcalina é de **Irvine & Baragar (1971)**.

As amostras dos poços 4-BRSA-711-RJS e 1-ESSO-3-SPS são classificadas como basaltos no diagrama que utiliza razões de elementos traço imóveis (**Figura 20**). Estes basaltos integram uma série toleítica de acordo com os critérios discriminantes ($Nb/Y < 0,7$) propostos por **Pearce (1996)**, o que também é corroborado pelos critérios discriminantes que utilizam razões de óxidos e sílica propostos na literatura (**Figura 21**).

Pelo exposto, as amostras das seções magmáticas dos poços 4-BRSA-711-RJS e 1-ESSO-3-SPS constituem séries basálticas toleíticas de alto Ti e baixo Ti, respectivamente.

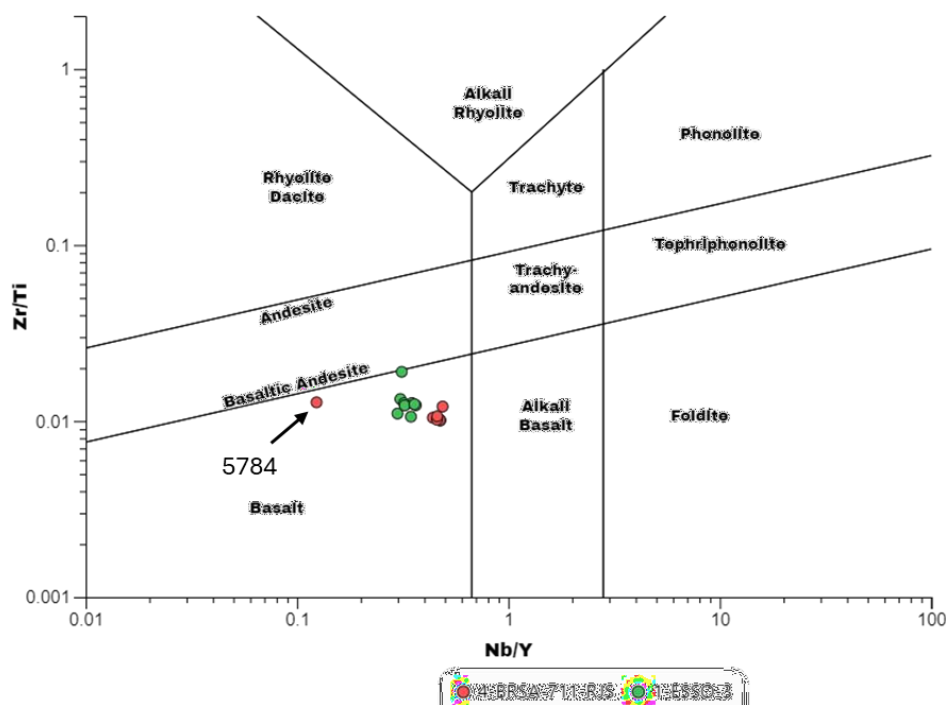


Figura 20 Amostras dos poços 4-BRSA-711-RJS e 1-ESSO-3-SPS plotadas no diagrama bivalente que utiliza razões de elementos traço imóveis (Winchester & Floyd (1977) modificado por Pearce (1996). A amostra 5784 do poço 4-BRSA-711-RJS (LOI = 29,23%) está indicada.

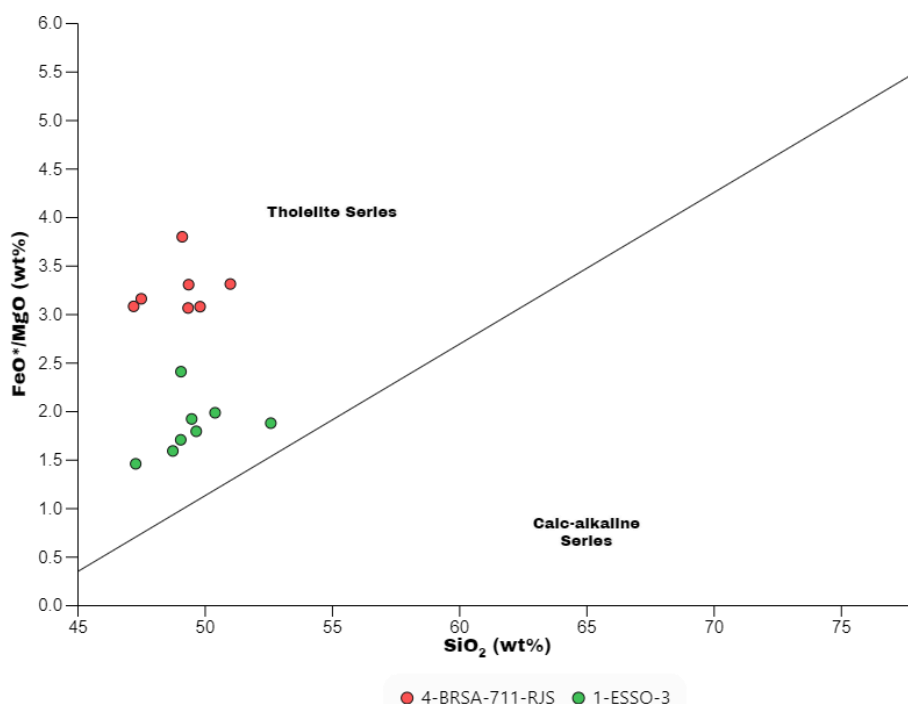


Figura 21 Amostras dos poços 4-BRSA-711-RJS e 1-ESSO-3-SPS plotadas no diagrama de discriminação de séries magmáticas toleíticas e calcialcalinas (Miyashiro, 1975). FeO* é Ferro total sob a forma de Ferro ferroso. A amostra 5784 do poço 4-BRSA-711-RJS (LOI = 29,23%) não está plotada neste diagrama.

Os padrões das amostras do poço 4-BRSA-711-RJS nos diagramas multielementares se sobrepõem, como esperado dada a invariabilidade dos seus teores de MgO (**Figura 22**), à exceção dos elementos traço móveis Ba, Rb, Th, K e Sr (**Figura 22A**). O diagrama multielementar mostra uma anomalia negativa de Nb ($1,4 < \text{La}/\text{Nb(N)} < 1,5$). Os padrões de elementos terras raras mostram enriquecimento em leves comparativamente aos pesados ($4,6 < \text{La}/\text{Yb}_{(\text{N})} < 5,3$), sem anomalias pronunciadas de Eu (**Figura 22A**).

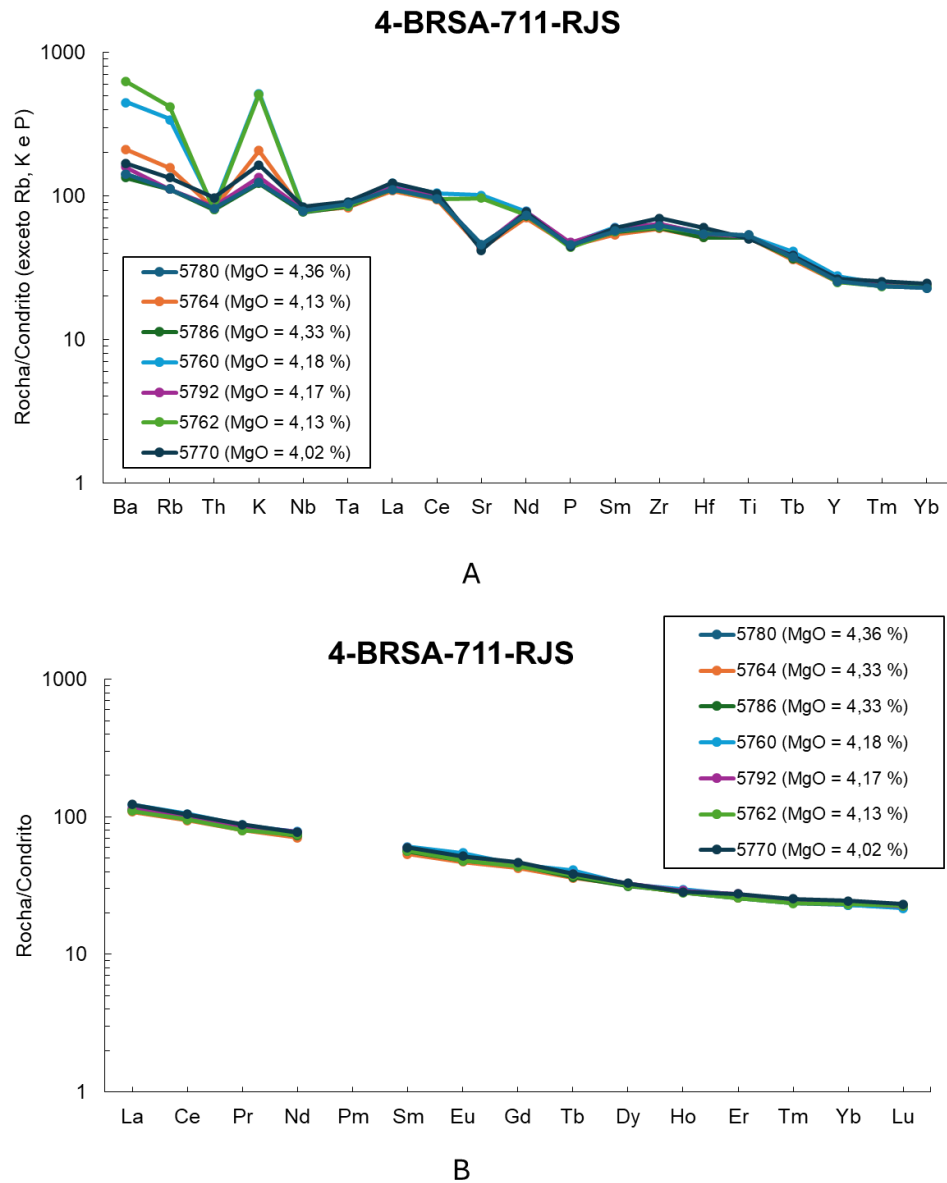


Figura 22: Diagramas normalizados ao condrito com amostras do poço 4-BRSA-711-RJS da Bacia de Santos. A - diagrama multielementar de elementos traços; B - diagrama multielementar de elementos terras raras. Fatores de normalização de **Sun & McDonough (1995)**. Amostra 5784 do poço 4-BRSA-711-RJS (LOI = 29,23%) não está plotada nestes diagramas.

Os padrões das amostras do poço 1-ESSO-3-SPS em diagramas multielementares (**Figura 23**) são similares aos das amostras do poço 4-BRSA-711-RJS, ou seja, têm anomalias negativas de Nb ($\text{La}/\text{Nb}_{(\text{N})} = 1,3 - 1,5$) e maiores concentrações de elementos terras raras leves comparativamente aos pesados ($\text{La}/\text{Yb}_{(\text{N})} = 2,8 - 3,6$). Os padrões irregulares (picos e vales) dos elementos Rb, Ba, K e Sr podem ser atribuídos à mobilidade destes elementos. (**Figuras 12A e 12B**).

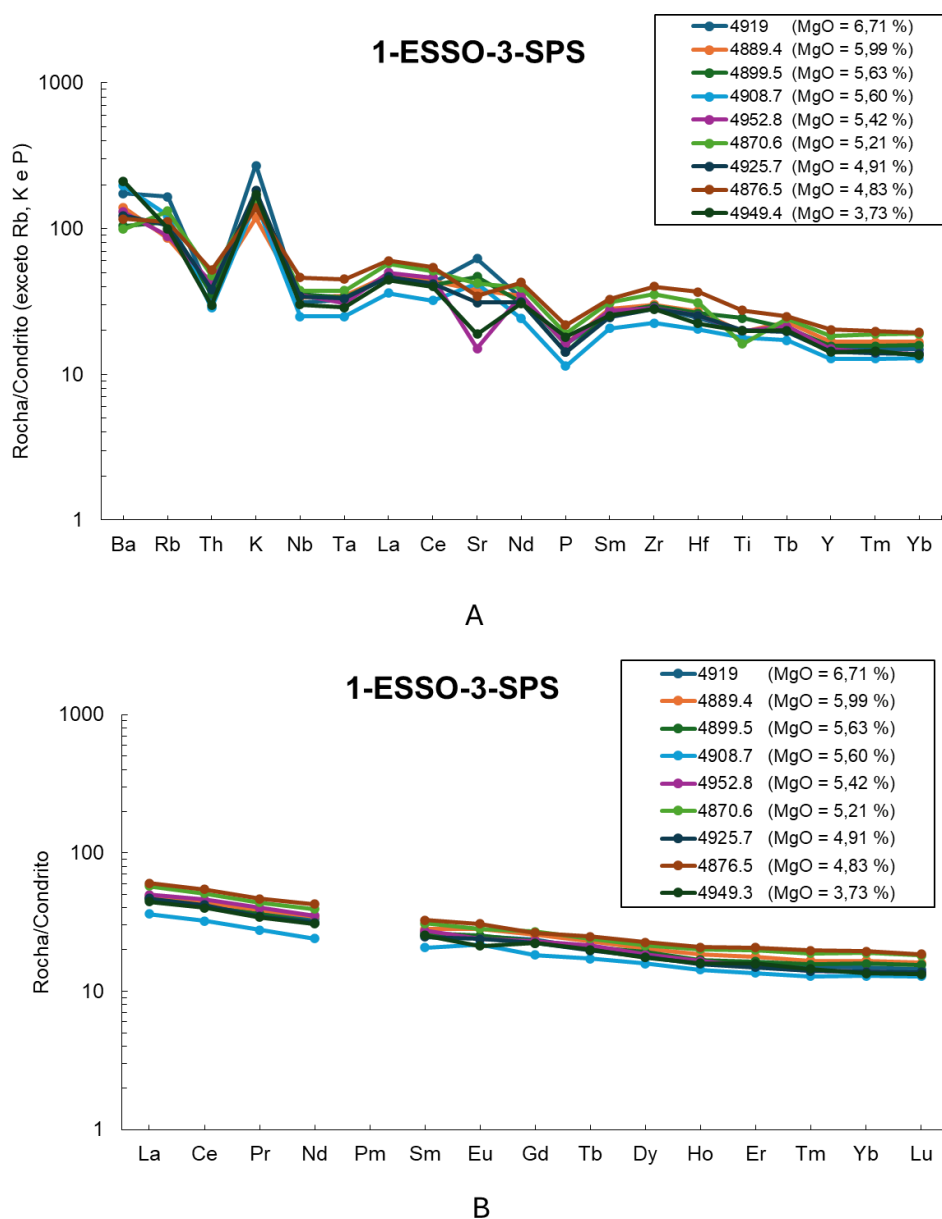


Figura 233: Diagramas normalizados ao condrito com amostras do poço 1-ESSO-3-SPS da Bacia de Santos. A - diagrama multielementar de elementos traços; B - diagrama multielementar de elementos terras raras. Fatores de normalização de **Sun & McDonough (1995)**.

5. PRINCIPAIS DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

Esta seção apresenta, de forma resumida, as principais discussões e conclusões obtidas durante o projeto de mestrado. A parte das discussões foi subdividida em: 1) Processos de diferenciação e reservatórios magmáticos subvulcânicos; 2) Fontes mantélicas, cálculos de mistura e modelo geodinâmico. As conclusões são apresentadas no último item desta seção. Todas as discussões e conclusões devem ser consultadas, mais detalhadamente, no artigo submetido à publicação em revista científica especializada (Anexo III).

5.1 PROCESSOS DE DIFERENCIAÇÃO E RESERVATÓRIOS MAGMÁTICOS SUBVULCÂNICOS

1. Processos de diferenciação não puderam ser avaliados no caso do poço 4-BRSA-711-RJS devido à invariabilidade do conteúdo de MgO. Os basaltos toleíticos da seção magmática deste poço constituem um único e espesso derrame de lava com topo amigdaloidal preservado. Possivelmente, a perfuração do poço foi concluída antes que a base amigdaloidal do derrame fosse atingida.
2. Os basaltos toleíticos de baixo Ti do poço 1-ESSO-3-SPS não são cogenéticos por uma única linha de diferenciação.
3. Modelos petrogenéticos de cristalização fracionada e balanço de massa simples levaram à proposição de cogeneticidades que requerem onze episódios eruptivos a partir de seis reservatório subvulcânicos.
4. Dados petrográficos e de poço são consistentes com um vulcanismo predominantemente efusivo fissural e ocasionalmente explosivo. Este último deve ter ocorrido a partir de cones de escória ou cones de aglutinação alinhados às fissuras.
5. Um paleorelevo de pouca declividade, estabelecido sobre uma bacia sedimentar em estágio sag, permitiu a concentração dos fluxos de basalto em área topograficamente mais baixa e sujeita à sedimentação lacustrina que formou calcários em dois períodos de quiescência.
6. Esta característica paleogeográfica é que permitiu a amostragem da sequência de rochas vulcânicas e sedimentares num único ponto representado pelo sítio de perfuração do poço 1-ESSO-3-SPS.

5.2 FONTES MANTÉLICAS, CÁLCULOS DE MISTURA E MODELO GEODINÂMICO

1. Os basaltos toleíticos de alto Ti e baixo Ti amostrados, respectivamente, nos poços 4-BRSA-711-RJS e 1-ESSO-3-SPS, foram gerados no intervalo entre 20% e 30% de fusão parcial de fonte mantélica levemente enriquecida ($1 < La/Yb < 2$) dentro da zona da granada.

2. A composição mantélica levemente enriquecida pode ser explicada pela mistura entre pequenas proporções (1–9%) de manto litosférico subcontinental e a astenosfera de acordo com modelos de mistura binária.
3. As diferenças entre basaltos 4-BRSA-711-RJS (alto Ti) à norte e 1-ESSO-3-SPS (baixo Ti) à sul refletem variações no grau de fusão entre ~20% a 30%, possivelmente controladas por espessura litosférica pretérita ou por gradiente de estiramento litosférico sul–norte.
4. O magmatismo nas áreas da Bacia de Santos onde se encontram os dois poços resulta da mistura de magmas de composição litosférica e astenosférica em um sistema trans-litosférico, alimentando múltiplos reservatórios subvulcânicos e episódios eruptivos.

5.3 CONCLUSÕES

1. O vulcanismo toleítico alto Ti (norte/Iracema) e baixo Ti (sul/Tupinambá) registrado na sequência Pré-Sal da Bacia de Santos revela dois padrões eruptivos distintos:
 - a. um fluxo único espesso (>48 m) no setor norte (4-BRSA-711-RJS);
 - b. múltiplos fluxos fissurais no setor sul (1-ESSO-3-SPS), gerados por onze episódios eruptivos distribuídos em três eventos vulcânicos, intercalados por dois períodos de quiescência com sedimentação carbonática.
2. O vulcanismo foi predominantemente efusivo fissural, com ocorrência subordinada de explosões havaianas de baixa energia, possivelmente associadas à cones de escória alinhados às fissuras.
3. Os fluxos foram alimentados por seis reservatórios subvulcânicos interconectados por um *plumbing system*, tendo sido extravasados sobre relevo inclinado até se acumularem em baixos topográficos.
4. A gênese dos basaltos alto Ti e baixo Ti está relacionada a diferentes graus de fusão parcial (~20% no norte; ~30% no sul) de uma fonte mantélica híbrida resultante da mistura entre:
 - a. pequenas frações (1–9%) de fusão do manto litosférico subcontinental enriquecido;
 - b. maiores volumes (>90%) de magma derivado da astenosfera rasa levemente enriquecida.
5. A pluma mantélica de Tristão da Cunha, durante o estágio rifte (Hauteriviano), forneceu calor para erosão térmica e fusão incipiente do manto litosférico subcontinental, enriquecendo da astenosfera originalmente empobrecida, estabelecendo as condições para o magmatismo do estágio *sag* (Aptiano).
6. As diferenças composicionais entre basaltos alto Ti e baixo Ti não resultam de

contribuição direta de fusões da pluma, mas sim de variações no grau de fusão controladas por litosferas originais com diferentes espessuras (a norte e a sul) ou por diferentes taxas de estiramento litosférico, possivelmente relacionadas à propagação sul-norte da ruptura do Gondwana.

7. O modelo proposto implica forte interação crosta-manto durante os estágios rifte e sag, com fluxos térmicos elevados no Hauteriviano e Aptiano, o que deve ser levado em consideração nas proposições de sistemas petrolíferos da Bacia de Santos, já que o magmatismo estudado é contemporâneo à geração de rochas-fonte e à formação de reservatórios carbonáticos do pré-sal.

6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Chang, H.K., Kowsmann, R.O., Antonio Manuel Ferreira Figueiredo, A.M.F., & Bender, A.A. (1992). **Tectonics and stratigraphy of the East Brazil Rift system: an overview.** *Tectonophysics*, 213, 97–138.
- Dani, A.P.O., Remus, M.V.D., Dani, N., Lima, E.F. (2017). **Basalt magmatism from Alagoas Stage (Campos Basin).** *Revista do Instituto de Geociências – USP*. São Paulo, v. 17, n. 2, p. 26–287. DOI: 10.11606/issn.2316-9095.v17-373.
- Ferreira, L C., Stanton, N., Gordon, A.C., Schmitt, R. (2023). **The Magmatic Rifting of Santos Basin: Aeromagnetic Mapping of Dykes, Terranes and Marginal Structures and the Interplay Between Tectonism and Volcanism.** *Tectonics*. DOI: 10.1029/2022TC007560.
- Fodor, R.V., & Vetter, S.K. (1984). **Rift-zone magmatism: petrology of basaltic rocks transitional from CFB to MORB, Southeastern Brazil margin.** *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 88, 307–321.
- Fornero, S. A., Marins, G. M., Lobo, J. T., Freire, A. F. M., Lima, E. F. (2018). **Characterization of subaerial volcanic facies using acousticimagelogs: Lithofacies and log-facies of a lava-flow deposit in the Brazilian pre-salt, deepwater of Santos Basin.** *Marine and Petroleum Geology*. DOI: 10.1016/j.marpetgeo.2018.09.029.
- Gordon, A.C., Mohriak, W.U., Stanton, N., Santos, A.C. (2023). **Magmatic cycles in Santos Basin (S.E. Brazil): Tectonic control in the temporal-spatial distribution and geophysical signature.** *Journal of South American Earth Sciences*. DOI: 10.1016/j.jsames.2022.104111
- Le Maitre, R.W. (2002). **Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms.** *International Union of Geological Sciences*. Cambridge University Press.
- Louback, V.S., Valente, S.C., Almeida, C.N., Ross, J., Borghi, L. (2023). **Aptian food 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. DOI: 10.1007/s00410-023-01995-0.
- Macdonald, D., Gomez-Perez, I., Franzese, J., Spalletti, L., Lawver, L., Gahagan, L., Dalziel, I., Thomas, C., Trewin, N., Hole, M., Paton, D. (2003). **Mesozoic break-up of SW Gondwana: implications for regional hydrocarbon potential of the southern South Atlantic .** *Marine and Petroleum Geology*, 287–308. DOI: 10.1016/s0264-8172(03)00045-x.

- Matos, R. M. D.; Fernandes, F. L.; Fetter, M.; Norton, I. (2024). **Santos Basin as an example of a shear-driven core complex in a transform marginal plateau**. *Brazilian Journal of Geophysics*, 42(2), 1–63. DOI: 10.22564/brjg.v42i2.2322.
- Milani, E.J., Rangel, H.D., Bueno, G.V., Stica, J.M., Winter, W.R., Caixeta, J.M., Pessoa Neto, O.C. (2007). **Bacias Sedimentares Brasileiras – Cartas Estratigráficas**. *Boletim de Geociências – Petrobras*.
- Miyashiro, A. (1975). **Classification of basalts and three main volcanic rock series**. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 3, 251. DOI: 10.1146/annurev.ea.03.050175.001343.
- Middlemost, E.A.K. (1989). **Iron oxidation ratios, norms and the classification of volcanic rocks**. *Chemical Geology*, 77(1), 19–26. DOI: 10.1016/0009-2541(89)90011-9.
- Mizusaki, A.M.P., Petrini, R., Bellieni, G., Comin-Chiaramonti, P., Dias, J., De Min, A., & Piceirillo, E.M. (1992). **Basalt magmatism along the passive continental margin of SE Brazil (Campos Basin)**. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 111, 143–160.
- Mohriak, W.U. (2003). **Sedimentary Basins of the Brazilian Continental Margin**. In *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil* (pp. 87–94). CPRM, Brasília.
- Mohriak, W.U., & Leroy, S. (2013). **Santos Basin pre-salt play: A multidisciplinary overview**. *Marine and Petroleum Geology*, 47, 10–29.
- Moreira, J.L.P., Esteves, C.A., Rodrigues, J.J.G., & Vasconcelos, C.S. (2006). **Magmatismo, sedimentação e estratigrafia da porção norte da Bacia de Santos**. *Boletim de Geociências – Petrobras*, 14, 161–170.
- Moreira, J.L.P., Madeira, C.L., Gil, J.A., & Machado, M.A.P. (2007). **Bacia de Santos**. *Boletim de Geociências – Petrobras*, 15, 531–549.
- 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 surroundings**. *Journal of South American Earth Sciences*, 25, 116–131.
- Pearce, J.A. (1996). **A User's Guide to Basalt Discrimination Diagrams**. In Wyman, D.A. (Ed.), *Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks*, 79–113.
- Peate, D.W. (1997). **The Paraná–Etendeka Province**. In Mahoney & Coffin (Eds.), *Large Igneous Provinces*. Geophysical Monograph 100.
- Penna, R., Araújo, S., Geisslinger, A., Sansonowski, R., Oliveira, L., Rosseto, J., Matos, M. (2019). **Carbonate and igneous rock characterization**. DOI: 10.1190/tle38010011.1.
- Queiroz, B. S., Valente, S. C., Santos, A. C., & Heilbron, M. (2025). **Bimodal volcanism during the Early Cretaceous**. *Marine and Petroleum Geology*. DOI: 10.1016/j.marpetgeo.2025.107495.
- Riccomini, C., Sant'Anna Colombo, L.G., & Tassinari, C.G. (2012). **Pré-sal: geologia e exploração**. *Revista USP*, 95, 33–42.
- Scribnelk, L. C., & Valente, S. C. (2023). **Petrogenesis of Early Cretaceous volcanic rocks in Santos Basin**. *International Geology Review*, 66(2), 556–581. DOI: 10.1080/00206814.2023.2201928.
- Su, J.; Sun, J.; Yang, L. (2025). **Geochemical characteristics and tectonic implications of igneous rocks from the Santos Basin**. *Frontiers in Earth Science*, 13, e1560988.

Thomaz Filho, A., Mizusaki, A.M.P., & Antonioli, L. (2008). **Magmatismo nas bacias sedimentares brasileiras**. *Revista Brasileira de Geociências*, 38(2 – supl.), 128–137.

Whitney, D.L., & Evans, B.W. (2010). **Abbreviations for names of rock-forming minerals**. *American Mineralogist*, Volume 95, pages 185–187. DOI: 10.2138/am.2010.3371

Wilson, M. (1993). **Magmatism and the geodynamics of basin formation**. *Sedimentary Geology*, 86, 5–29.

Winchester, J.A., & Floyd, P.A. (1977). **Geochemical discrimination of different magma series**. *Chemical Geology*, 20, 325–343.

ANEXO I: Critérios de normalização dos dados litogeoquímicos compilados das 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, incluindo os dados de Fornero (2018). 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 secundários possíveis de utilização em trabalhos de comparação. Os procedimentos adotados na compilação foram os seguintes:

1. 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).
2. Recálculo dos valores de óxidos para 100% em base anídrica;
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 valores de FeO^t e Fe₂O₃^t para FeO e Fe₂O₃. Sabendo-se que as quantidades de ferro bivalente e ferro trivalente não variam muito para os mesmos tipos de rochas (Middlemost, 1989), pode-se criar um sistema de equações e derivar os valores aproximados de FeO e Fe₂O₃ separadamente. Para transformar Fe₂O₃^t em FeO e Fe₂O₃ são necessárias as seguintes equações:

$$\text{Fe}_2\text{O}_3 = 0,2 \text{ FeO} \text{ (equação I.1)}$$

$$\text{Fe}_2\text{O}_3^t = \text{Fe}_2\text{O}_3 + 1,11 \text{ FeO} \text{ (equação I.2)}$$

Substituindo-se Fe₂O₃ na equação I.2 pela equação I.1, tem-se

$\text{Fe}_2\text{O}_3^t = 1,32 \text{ FeO}$ ou $\text{FeO} = \text{Fe}_2\text{O}_3^t / 1,32$ (equação I.3), cujo resultado é usado na equação I.1 para derivar o valor de Fe₂O₃.

O procedimento para transformar FeO^t em FeO e Fe₂O₃ é o mesmo, usando as seguintes equações:

$$\text{Fe}_2\text{O}_3 = 0,2 \text{ FeO} \text{ (equação I.1)}$$

$$\text{FeO}^t = \text{FeO} + 1,8998 \text{ Fe}_2\text{O}_3 \text{ (equação I.4)}$$

A **equação I.1** mostra a proporção típica de teores de FeO e Fe₂O₃ em basaltos (Middlemost, 1989). A **equação I.2** mostra que a diferença entre os valores de Fe₂O₃^t e a soma de FeO e Fe₂O₃ equivale a 11%, resultado da quantidade de FeO oxidada em Fe₂O₃ como consequência do método de preparação que funde a amostra. A **equação I.4** mostra que a diferença entre os valores de FeO^t e a soma de FeO e Fe₂O₃ equivale a cerca de 89%, resultado da quantidade de Fe₂O₃ reduzida a FeO também em consequência do método de preparação. Note que o valor de Fe₂O₃^t não é maior que soma de FeO e Fe₂O₃ porque inclui o excedente de 11% oriundos do processo de oxidação. Raciocínio semelhante vale para FeO^t, cujo valores será menor que a soma de FeO e Fe₂O₃. Os valores considerados na soma do total de elementos maiores passam, então, a incluir os valores estimados de FeO e Fe₂O₃ conforme as transformações mostradas anteriormente.

Os valores dos elementos maiores foram recalculados para 100% em base anidra. O recálculo para 100% em base anídrica utiliza a seguinte equação:

$$Ox^r = (Ox^o / ((\Sigma - PF))) * 100, \text{ (equação I.5)}$$

$$Ox^r = (Ox^o / ((\Sigma - PF))) * 100$$

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.

Alternativamente, pode-se calcular um fator de conversão (FC) conforme abaixo:

$$FC = 100 / (\Sigma - PF), \text{ resultando em}$$

$$Ox^r = FC * Ox^o \text{ (equação I.6)}$$

Esses recálculos não puderam ser executados usando os valores de **Fodor & Vetter (1984)** porque não foi possível derivar os dados originais das amostras a partir dos valores já recalculados listados no artigo. Por conta desta dificuldade, os dados de elementos maiores desta publicação não foram incluídos na compilação. A **Tabela 1.1** lista o quantitativo da compilação.

Tabela 1.1 Quantitativo da compilação de amostras das bacias de Campos e Santos com dados litogeoquímicos. Rec100 = valores de óxidos recalculados para 100% em base anídrica. SemPF = amostras sem dados de perda ao fogo. PF1 = amostras com valores de perda ao fogo < 5%peso com óxidos recalculados para 100% em base anídrica.

Bacia	Total	Rec100	SemPF	PF1
Campos	56	36	0	148
Santos	193	191	2	23

A classificação química e discriminação de séries das amostras compiladas foi feita a partir de diagramas classificatórios e discriminantes indicados pelo IUGS (*International Union of Geological Sciences*) (LeMaitre, 2002) e outros comumente mostrados na literatura (Miyashiro, 1975). Os diagramas (Figuras I.1, I.2, I.3) foram feitos no *software* GCDKit versão 6.2.0. Finalmente, os dados litogeoquímicos compilados foram usados no cálculo da norma CIPW, possibilitando a discriminação de basaltos insaturados, saturados e supersaturados em sílica.

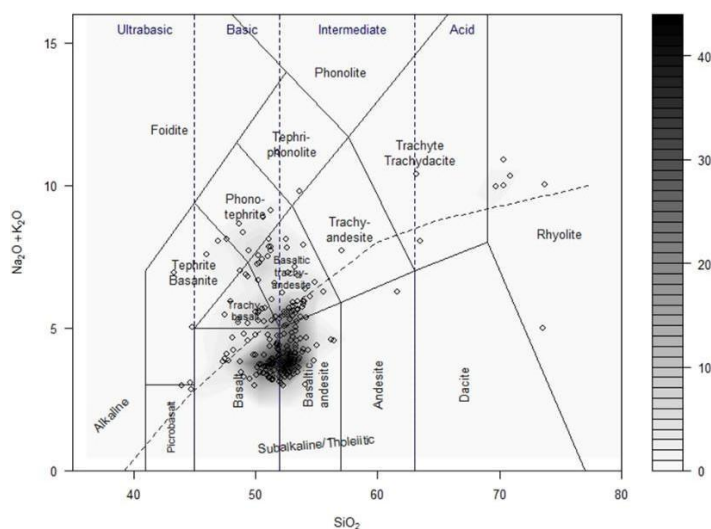


Figura I.1 Diagrama TAS (Total Alkali versus Silica) de classificação química para as rochas magmáticas do Pré-Aptiano das bacias de Santos e Campos. A frequência dos valores (%) é mostrada na escala em tons de cinza. Fonte: LeMaitre, 2002.

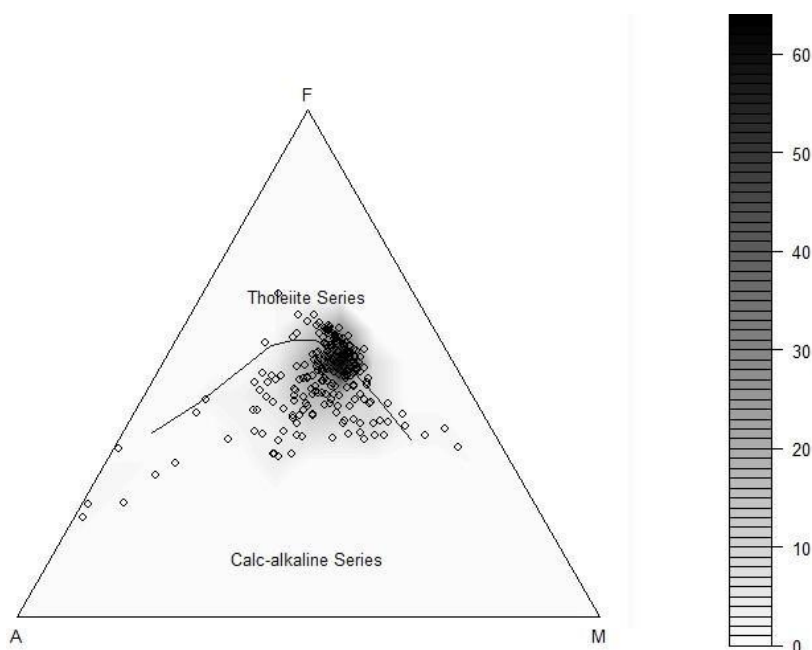


Figura I.2 Diagrama AFM (A = ; F = ; M = MgO; valores em % peso recalculados para o ternário) de discriminação de séries para as rochas magmáticas do Pré-Aptiano das bacias de Santos e Campos. A frequência dos valores (%) é mostrada na escala em tons de cinza. Fonte: Irvine e Baragar (1971).

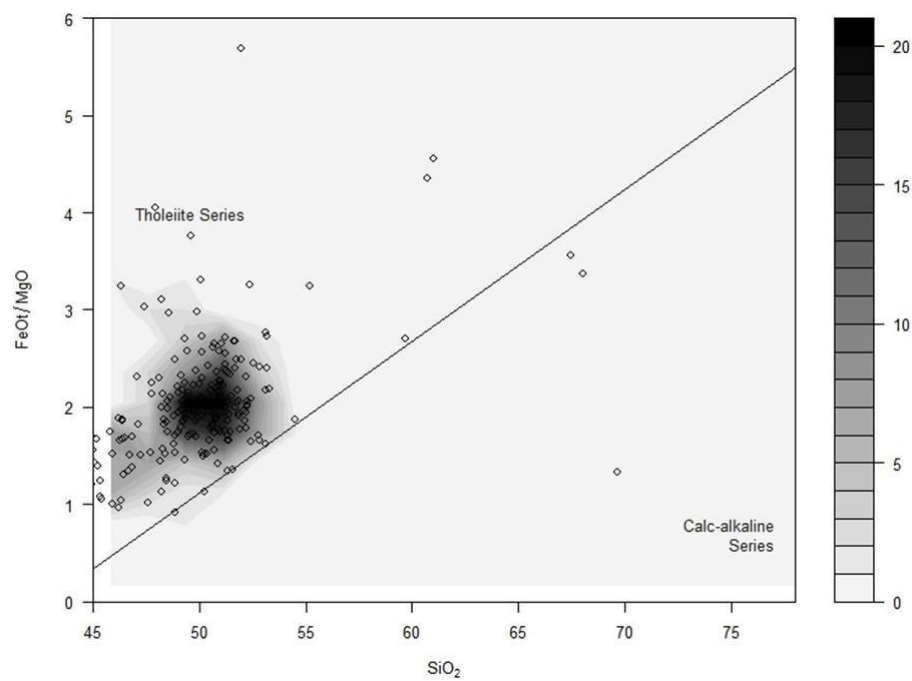


Figura 1.3 Diagrama de subdivisão (Calcicalalina e Toleítica) da série magmática subalcalina. A frequência dos valores (%) é mostrada na escala em tons de cinza. Fonte: **Miyashiro (1975)**.

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

A Actlabs realiza fusões usando um sistema robótico, que fornece uma fusão rápida da mais alta qualidade na indústria. O grânulo fundido resultante é rapidamente digerido em uma solução fraca de ácido nítrico. A fusão garante que toda a amostra seja dissolvida. É somente com esse ataque que os principais óxidos, incluindo SiO₂, minerais refratários (ou seja, zircão, esfeno, monazita, cromita, gahnita, etc.), elementos terras raras e outros elementos de alta intensidade de campo são colocados em solução. Rochas com alto teor de sulfeto podem exigir tratamento diferente, mas ainda podem ser analisadas adequadamente. A análise é feita por ICP-OES e ICP-MS. Valores em réplicas internas e padrões são fornecidos pelo laboratório.

As amostras são preparadas e analisadas em um sistema de lote. Cada lote contém um reagente de método em branco, material de referência certificado e 6% de réplicas. As amostras são misturadas com um fluxo de metaborato de lítio e tetraborato de lítio e fundidas em um forno de indução. O fundido é imediatamente despejado em uma solução de 5% de ácido nítrico contendo um padrão interno e misturado continuamente até que esteja completamente dissolvido. As amostras são analisadas para elementos maiores por espectrometria de plasma (ICP-OES). A calibração é realizada usando 14 materiais de referência certificados USGS e CANMET preparados. Um dos 14 padrões é usado durante a análise para cada grupo de dez amostras.

Os totais dos elementos maiores, medidos como óxidos, devem fechar entre 98,5% e 101%. Se os resultados forem mais baixos, as amostras são escaneadas para metais básicos. Totais baixos relatados podem indicar sulfato presente ou outros elementos como Li que normalmente não serão escaneados. Amostras com totais baixos, no entanto, são automaticamente fundidas e reanalisadas.

Para a análise de elementos traço por espectrometria de massa (ICP-MS), os brancos de reagentes com e sem o fluxo de borato de lítio são analisados, bem como o branco de reagentes do método. Os padrões de verificação de correção de interferência são analisados. A calibração é realizada usando vários materiais de referência certificados pelo USGS e CANMET. Dois dos padrões são usados durante a análise para cada grupo de dez amostras. A solução da amostra também é enriquecida com padrões internos e é posteriormente diluída e introduzida em um ICP-MS usando uma metodologia própria de introdução de amostra. A calibração é realizada usando materiais de referência certificados pelo USGS e CANMET.

Os níveis de detecção para óxidos são menores 0,01 %peso (0,001 %peso para TiO₂), 20 ppm para Ni e Cr, 5 ppm para Pb, 2 ppm para Ba e Sr, 1 ppm para Sc, Co, Rb e Zr, 0,2 ppm para Nb, 0,1 ppm para Hf, 0,05 para Th, 0,01 para Ta e U e menores que valores condriticos para os elementos terras raras. Valores de precisão e exatidão para medidas de concentrações de óxidos ficaram abaixo de 1,3% e 3,0%, respectivamente. Valores de precisão e exatidão para medidas de concentrações de elementos traço ficaram abaixo de 6,5% e 11,1% (valores acima de 10% só para La e Dy), respectivamente.

Os resultados das análises são apresentados abaixo:

Amostra	4-BRSA-711-RJS 5780	4-BRSA-711-RJS 5764	4-BRSA-711-RJS 5786	4-BRSA-711-RJS 5760	4-BRSA-711-RJS 5792	4-BRSA-711-RJS 5762	4-BRSA-711-RJS 5770	4-BRSA-711-RJS 5784
SiO ₂	49,82	47,51	49,35	47,21	51,01	49,37	49,12	36,25
TiO ₂	3,91	3,73	3,77	3,85	3,82	3,86	3,69	0,48
Al ₂ O ₃	12,36	11,55	12,12	11,35	12,12	11,84	12,29	1,75
Fe ₂ O ₃	14,89	15,17	14,73	14,29	15,32	15,14	16,94	4,83
MnO	0,19	0,18	0,18	0,22	0,20	0,18	0,16	0,66
MgO	4,36	4,33	4,33	4,18	4,17	4,13	4,02	1,51
CaO	7,81	6,84	7,78	4,58	7,71	3,36	5,32	29,23
Na ₂ O	2,83	2,63	2,78	0,98	2,82	1,23	2,88	0,50
K ₂ O	1,79	2,99	1,77	7,57	1,95	7,44	2,38	0,31
P ₂ O ₅	0,48	0,47	0,48	0,49	0,50	0,46	0,47	0,05
PF	1,30	3,27	1,21	5,07	0,49	2,22	2,69	23,74
Total	99,74	98,67	98,51	99,79	100,10	99,23	99,96	99,31
Sc	33	32	33	31	33	31	31	5
V	481	462	473	462	470	473	443	102
Cr	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.	a.l.d.
Co	36	37	36	35	37	36	34	12
Ni	30	40	30	40	30	30	30	a.l.d.
Ba	342	508	324	1095	383	1531	407	2380
Rb	39	55	39	120	39	148	47	7
Sr	333	314	327	735	324	700	304	185
Y	40	40	40	43	42	39	41	18
Zr	237	227	230	241	243	233	267	37
Nb	19	19	19	19	19	19	20	2
La	26,30	25,80	26,40	28,90	27,20	26,20	29,20	7,56
Ce	58,80	57,70	59,20	64,20	60,90	58,30	63,80	16,20
Pr	7,71	7,43	7,78	8,11	7,94	7,39	8,16	2,08
Nd	33,60	32,20	33,30	35,70	35,50	33,90	35,30	9,26
Sm	8,46	7,93	8,35	8,95	8,80	8,36	8,84	2,60
Eu	2,74	2,65	2,70	3,07	2,85	2,71	2,91	0,51
Gd	8,77	8,42	8,85	8,99	8,97	8,68	9,27	2,95
Tb	1,35	1,30	1,32	1,48	1,39	1,35	1,39	0,47
Dy	8,04	7,83	7,69	7,92	8,05	7,83	8,11	2,81
Ho	1,54	1,54	1,56	1,62	1,59	1,53	1,56	0,55
Er	4,10	4,15	4,19	4,33	4,39	4,12	4,41	1,45
Tm	0,584	0,593	0,600	0,607	0,610	0,580	0,627	0,201
Yb	3,67	3,80	3,83	3,69	3,79	3,74	3,95	1,28
Lu	0,539	0,557	0,560	0,532	0,551	0,554	0,569	0,196
Hf	5,6	5,3	5,3	5,7	5,6	5,7	6,2	0,7
Ta	1,2	1,13	1,15	1,16	1,19	1,16	1,24	0,08
Th	2,38	2,37	2,33	2,4	2,44	2,32	2,82	0,3
U	0,41	0,37	0,42	0,41	0,43	0,51	0,47	0,08

Amostra	1-ESSO-3 4919	1-ESSO-3 4889.4	1-ESSO-3 4899.5	1-ESSO-3 4908.7	1-ESSO-3 4952.8	1-ESSO-3 4870.6	1-ESSO-3 4925.7	1-ESSO-3 4876.5	1-ESSO-3 4949.3
SiO ₂	47,29	49,67	50,41	49,06	48,75	52,60	49,49	49,07	41,92
TiO ₂	1,46	1,44	1,78	1,30	1,46	1,19	1,47	2,02	1,46
Al ₂ O ₃	14,77	14,02	15,18	16,06	15,21	14,89	17,27	14,18	11,75
Fe ₂ O ₃	10,85	11,91	12,39	10,59	9,56	10,85	10,46	12,90	10,07
MnO	0,15	0,13	0,19	0,15	0,16	0,18	0,16	0,15	0,25
MgO	6,71	5,99	5,63	5,60	5,42	5,21	4,91	4,83	3,73
CaO	3,88	8,22	9,30	8,53	5,12	9,13	6,45	7,94	13,95
Na ₂ O	3,85	2,78	2,53	3,03	6,17	2,62	4,71	2,76	5,02
K ₂ O	3,96	1,72	2,34	2,18	2,20	2,31	2,63	2,01	2,48
P ₂ O ₅	0,17	0,17	0,15	0,12	0,17	0,20	0,15	0,23	0,19
PF	5,47	2,94	0,96	n.a.	4,60	1,10	3,08	3,13	9,07
Total	98,56	98,99	100,86	96,63	98,82	100,27	100,77	99,22	99,88
Sc	33	37	38	34	35	37	33	40	33
V	281	282	357	264	253	232	289	386	272
Cr	50	70	80	80	110	60	50	20	60
Co	36	37	39	36	34	35	32	43	31
Ni	50	50	50	50	60	40	40	30	50
Ba	421	336	252	475	313	239	296	280	513
Rb	58	30	39	43	31	46	37	39	35
Sr	452	274	338	304	109	305	225	250	137
Y	23	26	25	20	23	29	23	32	22
Zr	110	115	113	86	109	135	108	153	107
Nb	8	8	9	6	8	9	8	11	7
La	11,20	11,40	11,00	8,57	11,80	13,60	11,10	14,30	10,50
Ce	26,00	26,90	25,00	19,70	28,20	31,30	25,70	33,30	24,60
Pr	3,40	3,59	3,35	2,58	3,72	4,07	3,22	4,31	3,18
Nd	15,20	15,90	14,30	11,00	16,10	17,90	14,30	19,50	14,00
Sm	3,79	4,16	3,91	3,05	4,06	4,59	3,65	4,84	3,75
Eu	1,41	1,59	1,42	1,23	1,34	1,59	1,34	1,73	1,20
Gd	4,67	5,07	4,57	3,64	4,60	5,36	4,45	5,25	4,45
Tb	0,73	0,83	0,75	0,62	0,77	0,87	0,71	0,90	0,72
Dy	4,38	4,97	4,71	3,90	4,54	5,26	4,36	5,54	4,33
Ho	0,91	1,01	0,92	0,78	0,90	1,10	0,86	1,14	0,87
Er	2,58	2,84	2,63	2,17	2,41	3,17	2,39	3,30	2,53
Tm	0,370	0,411	0,387	0,317	0,348	0,465	0,346	0,488	0,358
Yb	2,39	2,68	2,55	2,08	2,22	3,05	2,22	3,12	2,17
Lu	0,354	0,395	0,381	0,316	0,334	0,447	0,337	0,457	0,326
Hf	2,5	2,8	2,7	2,1	2,6	3,2	2,6	3,8	2,3
Ta	0,44	0,47	0,46	0,34	0,42	0,51	0,45	0,61	0,39
Th	1	1,13	1,03	0,83	1,24	1,38	1,11	1,5	0,86
U	0,19	0,14	0,18	0,16	0,19	0,28	0,11	0,19	0,31

ANEXO III: Artigo científico submetido à revista científica

The volcanic rocks in the Aptian Pre-Salt sequence in central Santos Basin, Brazil: deriving physical processes and geodynamic scenarios from geochemical data.

Authors: Rodrigo Medeiros Garcia¹; Sérgio de Castro Valente¹; Marcos de Magalhães May Rossetti²; Michele Arena²; Leonardo Borghi²

¹Federal Rural University of Rio de Janeiro, Department of Petrology and Geotectonics, Seropédica, Rio de Janeiro 23890-000, Brazil (rmedeiros@geologia.ufrj.br; labmeg.ufrj@gmail.com)

²Laboratory of Sedimentary Geology (Lagesed), Department of Geology, Institute of Geosciences, Federal University of Rio de Janeiro, 21941-916, Rio de Janeiro, Brazil (mrossetti@geologia.ufrj.br; michele@geologia.ufrj.br; lborghi@geologia.ufrj.br)

ABSTRACT

The highest volumes of oil and gas reservoirs in Brazil are found in the Lower Cretaceous sedimentary sequence below a thick salt layer in Santos Basin. Volcanic and sedimentary rocks are often interbedded along this so-called Pre-Salt sequence, not only in Santos but also in other basins in southeast Brazil. The Pre-Salt magmatism and basin formation were triggered by the rift-related geodynamic processes during the Gondwana breakup as early as the Hauterivian, but magmatic processes extended up to Late Aptian throughout the sag stage of basin evolution. The Pre-Salt magmatism and its role in the petroleum system of Santos Basin is still poorly understood and volcanological models have been proposed mostly based on geophysical data. Petrographic and geochemical data have been used mostly for rock classification, undermining petrogenetic interpretations that can be used to propose volcanological and geodynamic models. This work presents petrological data obtained from sidewall core samples recovered from two boreholes located northwards and southwards central Santos Basin. The sidewall core samples are high- and low-Ti tholeiitic basalts whose eruptive episodes happened simultaneously to the sedimentary processes that gave rise to the main Pre-Salt oil and gas reservoirs in Santos Basin. The combination of petrographic and geochemical data and the results of petrogenetic modeling were used to propose volcanic, subvolcanic and geodynamic models for the magmatic processes in the area. The high-Ti tholeiites northwards central Santos Basin represent a single thick (48 m) basalt flow whereas the low-Ti tholeiites southwards represent eleven volcanic episodes fed from six subvolcanic magmatic sources

during three volcanic events. The high- and low-Ti tholeiites are liquids derived from different amounts of partial melting from the same mantle source. The results of partial melting and binary mixing models seem consistent with a geodynamic scenario of interactions between the shallow-seated, enriched asthenosphere and the local subcontinental lithospheric mantle. There is no evidence for melt contributions from a mantle plume, although its presence at deeper levels may have provided the extra heat supply to promote the partial melting of the shallow - seated mantle. This partial melting regime implies a high geothermal gradient during the formation of the Pre-Salt petroleum system in Santos Basin.

INTRODUCTION

The offshore Santos Basin in SE Brazil originated as a rift basin and evolved to a passive margin one during the Lower Cretaceous Gondwana rifting and further opening of the South Atlantic Ocean (**Chang *et al.*, 1992**). Voluminous petroleum reservoirs (**Yan *et al.*, 2024**) are hosted in the so-called Pre-Salt volcanosedimentary stratigraphic sequence formed prior to a short-lived (< 530 k.y.) deposition of a thick (2.5 km) salt layer (**Rodriguez *et al.*, 2018**; **Neves *et al.*, 2019**; **Mello *et al.*, 2021**).

Large volumes and extensive of tholeiitic basaltic lava flows constitute a major feature of the well studied Lower Cretaceous magmatism in continental southeast Brazil, notably represented by the Paraná Continental Flood Basalt Province bordering Santos Basin (**Piccirillo & Melfi, 1988**; **Peate, 1997**; **Gomes & Vasconcelos, 2021**; **Sarmiento *et al.*, 2021**). However, the physical and chemical characteristics of the Lower Cretaceous tholeiitic magmatism in the offshore Santos Basin (**Fodor & Vetter, 1984**; **Moreira *et al.*, 2007**) have been systematically investigated only in more recent years (**Oliveira *et al.*, 2019**; **Penna *et al.*, 2019**; **Fornero *et al.*, 2019**; **Schattner & Mahiques, 2020**; **Magee *et al.*, 2021**; **Freitas *et al.*, 2022**; **Ferreira *et al.*, 2023**; **Gordon *et al.*, 2023**; **Louback *et al.*, 2023**; **Mahiques *et al.*, 2023**; **Mohriak & Szameitat, 2023**; **Scribelk & Valente, 2023**; **Oliveira *et al.*, 2024a,b**; **Oliveira-Santos *et al.*, 2024**; **Plawiak *et al.*, 2024**; **Queiroz *et al.*, 2024, 2025**; **He *et al.*, 2025**; **Su *et al.*, 2025**). The final stages of this tholeiitic magmatism produced lava flows along with the sedimentary and diagenetic processes that originated the Pre-Salt limestone and coquina oil and gas reservoirs in Santos Basin (*e.g.*: **He *et al.*, 2025**). The petrophysical characteristics of volcanic rocks and consequently their quality as oil and gas seals and reservoirs (**Ren *et al.*, 2020**) depend on the extent of lava flows, paleotopography, volcanic style (eruptive or

explosive), volcanic environment (subaerial or subaqueous) and eruption rates (**Jerram, 2002;**

Single & Jerram, 2004). Magmatism may also impact organic matter maturation and petroleum migration in many sedimentary basins (e.g.: Thomaz Filho *et al.*, 2000; Gudmundsson & Lotveit, 2014; Senger *et al.*, 2017; Wu *et al.*, 2021; Marins *et al.*, 2022; Millet *et al.*, 2024). In addition, the quality of sedimentary reservoirs interbedded with magmatic rocks may be modified due to hydrothermalism (Planke *et al.* 2005; Lima & Ros, 2019; Ren *et al.*, 2019; Bertolini *et al.*, 2021; Sun *et al.*, 2022; Galland *et al.*, 2024).

The study of magmatic rocks within offshore volcanosedimentary basins such as Santos depends on geophysical surveys and the interpretation of geophysical borehole logs (Famelli *et al.*, 2024; Abdelmalak *et al.*, 2025; Binde *et al.*, 2025) rather than the usual outcrop observations, sampling and petrological analysis performed onshore. The variable degrees of alteration of sidewall core samples and their collection from a single spot or absolute location at the drilling site are the main drawbacks to elucidate the volcanic and subvolcanic processes that occurred over a large area in a sedimentary basin. However, petrographic and geochemical analysis from carefully selected sidewall core samples generate data to constrain petrological models that provide useful information regarding volcanological and geodynamic processes in sedimentary basins (e.g.: Louback *et al.*, 2023; Scribelk & Valente, 2023; Queiroz *et al.*, 2025).

This paper integrates petrographic and geochemical data obtained from analysis of sidewall core samples of magmatic rocks recovered from the Pre-Salt sequence of two boreholes (1-ESSO-3-SPS and 4-BRSA-711-RJS) as a means of investigating the magmatic (subvolcanic and eruptive) processes that took place in central Santos Basin in Lower Cretaceous. Data were also used to propose a simple geodynamic conceptual model to explain the tholeiitic magmatism within the study area.

GEOLOGICAL SETTING

The offshore Santos Basin covers an area of approximately 350,000 km² along the coastline of the states of Rio de Janeiro, São Paulo, Paraná, and Santa Catarina in southern Brazil. It is bounded to the north by the Campos Basin at the Cabo Frio Structural High, and to the south by the Pelotas Basin at the Florianópolis Lineament (**Figure 1**).

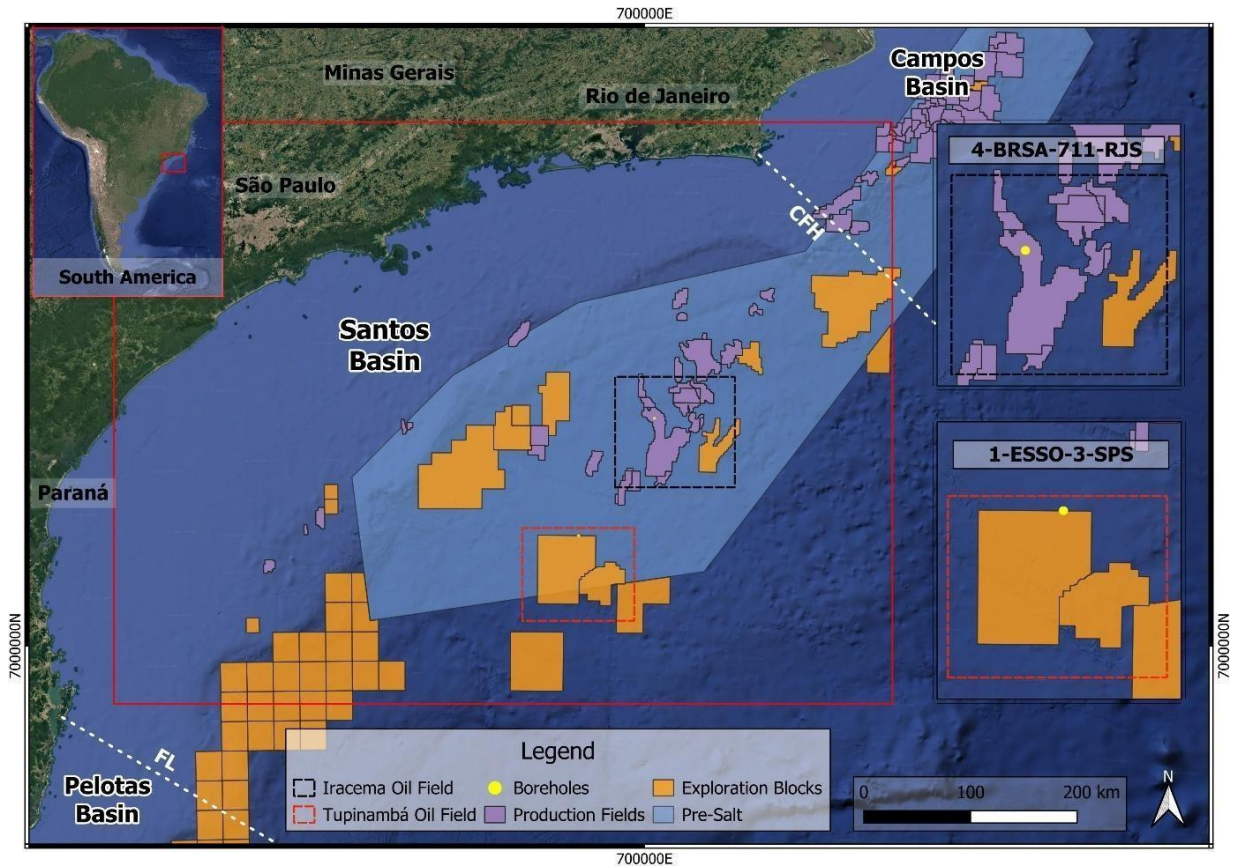


Figure 1: Location of the Santos Basin in southeastern Brazil showing the studied boreholes. The light-blue area represents the Pre-Salt Province. Orange polygons correspond to exploration blocks, whereas purple polygons indicate production fields. Yellow circles mark the location of the studied boreholes, with 4-BRSA-711-RJS in the northern part and 1-ESSO-3-SPS in the southern part of the basin. The Iracema (4-BRSA-711-RJS) and Tupinambá (1-ESSO-3-SPS) oil fields are highlighted by black and red dashed outlines, respectively. White dashed lines (CFH – Cabo Frio High and FL – Florianópolis Lineament) represent the main regional structural highs.

Santos Basin originated as a rift basin at the onset of the Gondwana rifting and later evolved into a passive margin basin during the opening of the South Atlantic Ocean (**Chang *et al.*, 1992**). Three stratigraphic megasequences (or rift, post-rift (sag-related), and drift phases) record this tectonic evolution as shown in the more recent chronostratigraphic chart of this basin (**Moreira *et al.*, 2007**) (**Figure 2**).

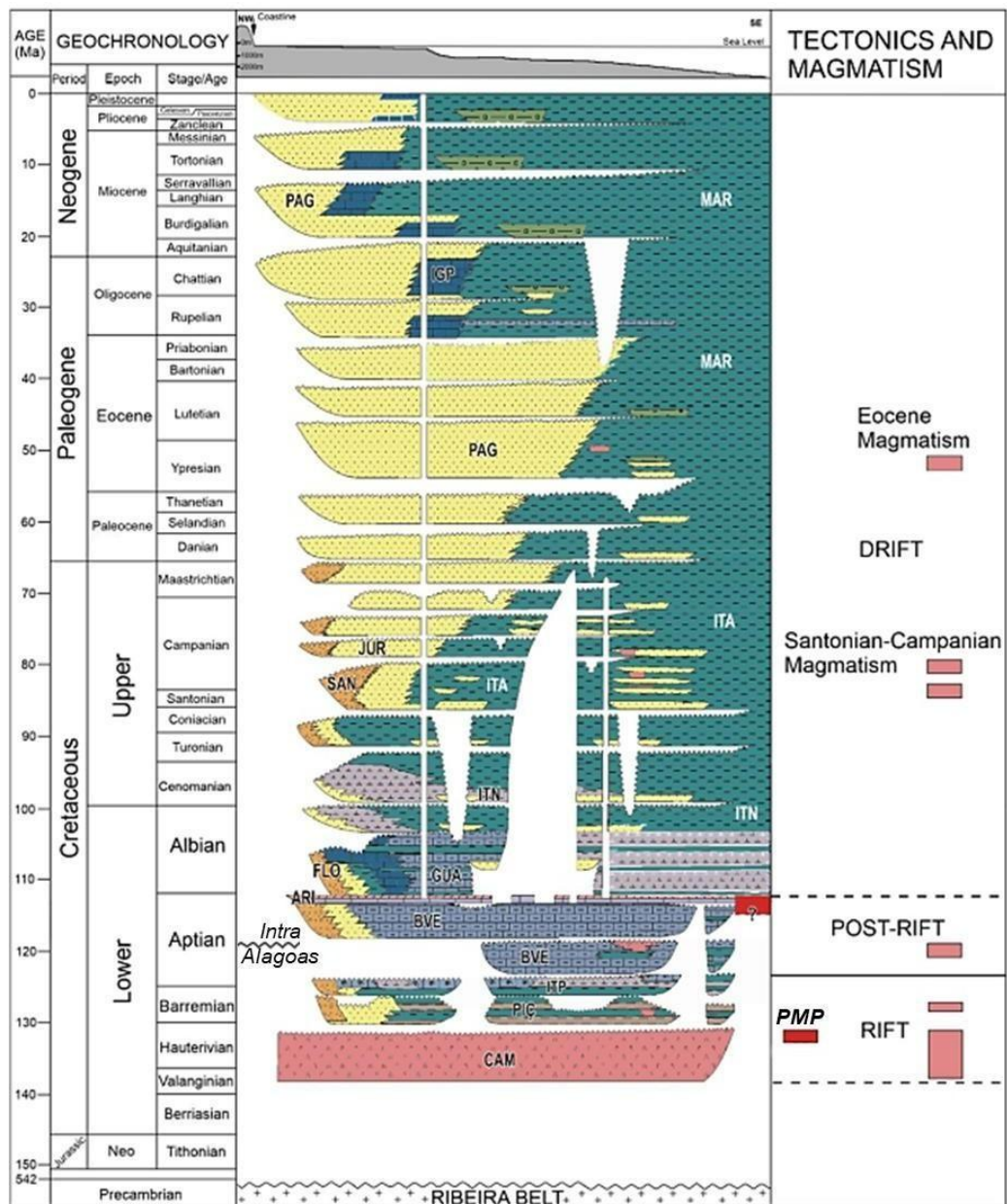


Figure 2: Simplified chronostratigraphic chart of Santos Basin. Modified from **Moreira *et al.* (2007)**. PMP = Paraná Magmatic Province. Formations along the Pre-Saltsequence are: Camboriú (CAM), Piçarras (PIÇ), Itapema (ITP), Barra Velha (BVE). The salt deposits comprise the Ariri Formation (ARI). See text for other achronyms. Question mark (?) tentatively places the continental-oceanic boundary. The regional intra-Alagoas unconformity is shown.

The rift phase (Hauterivian to Aptian; ca. 138-122 Ma) corresponds to the so-called Pre-Alagoas sequence in which conglomerates and sandstones represent the proximal portion of alluvial fans, and dark shales, coquinas and volcanic rocks representing a lacustrine

environment with active volcanism. This phase includes the Camboriú, Piçarras, and Itapema

formations (**Figure 2**). The post-rift or sag-related phase (Early Aptian to the Early Albian; *ca.* 122-112 Ma) comprises the Barra Velha Formation and the Ariri Formation, bounded by unconformities. They include sedimentary rocks that record Late Aptian transitional to evaporitic depositional environments that prevailed during the sag stage of basin evolution. The sedimentary rocks are microbial limestones, stromatolites, travertines, marls and shales (Barra Velha Formation) and evaporites (halite and anhydrite in the Ariri Formation). Radioactive shales and marls represent major periods of marine flooding over diverse environments, such as alluvial fan systems, deltas, and internal and external carbonate platforms. The drift phase in Santos Basin includes rocks that represent post-Aptian marine sedimentary deposition (**Figure 2**). The main sedimentary rocks are sandstones and shales (Florianópolis Formation; FLO), marine shales (Itanhaém Formation; ITN), and sandstones from gravity flow deposits. The Turonian anoxic event marks a major marine transgression with the deposition of the sedimentary sequence of the Santos (SAN), Juréia (JUR) and Itajaí-Açu (ITA) formations. A regressive event is recorded in the Campanian and Maastrichtian sedimentary rocks that include sandstones, siltstones, shales, diamictites, and marls (**Moreira *et al.*, 2007**).

The rift and post-rift (or sag) phases comprise the Pre-Salt sequence with the main oil and gas source rocks and reservoirs underneath the thick salt layer (Ariri Formation). Magmatic rocks within the Pre-Salt sequence include the tholeiites of the Camboriú Formation above the metamorphic rocks of the Upper Proterozoic Ribeira Belt (**Figure 2**) and the less studied basalts interbedded with the shales (source rocks) of the Piçarras Formation and the limestones and coquinas (reservoirs) of the Barra Velha and Itapema formations (**Fodor & Vetter, 1984; He *et al.*, 2025**).

MAGMATISM IN SANTOS BASIN

The time span of the Lower Cretaceous tholeiitic and alkaline magmatic episodes range from *ca.* 147 to *ca.* 112 Ma, encompassing geodynamic scenarios with interactions between mantle plumes (mostly Tristan da Cunha), the SCLM and the asthenosphere (**Gordon *et al.*, 2023; Su *et al.*, 2025**).

The oldest pre-Albian (> 112 Ma) mafic magmatism recorded along the Pre-Salt sequence in Santos Basin (138.1 ± 3.5 Ma; whole rock K-Ar age; **Fodor & Vetter, 1984**) is tholeiitic and often associated with the basalts of the Camboriú Formation (**Figure 2**). The effusive and subaerial Camboriú tholeiitic, low-Ti basalts fill in low terranes between basement

structural highs in Santos Basin, where they form lava deltas and extensive lava flows erupted

from fissural volcanoes (Chang *et al.* 2008; Rancan *et al.* 2018). The Camboriú basalts are time-correlated with the basalts in the Paraná Magmatic Province (PMP; Figure 2) and its associated dyke swarms (Fodor & Vetter, 1984; Regelous, 1993; Florisbal *et al.*, 2018; Carvas *et al.*, 2021; Gomes & Vasconcelos, 2021) as well as the Cabiúnas basalts in Campos Basin (Mizusaki *et al.*, 1992; Thomaz Filho *et al.*, 2008).

Magmatic rocks have been recorded interbedded with the Barremian shales of the Piçarras Formation in Santos Basin (Moreira *et al.*, 2007; Penna *et al.*, 2019; Figure 2). Aptian low-Ti, tholeiitic basalts (*ca.* 116 – 109 Ma; Ar-Ar, whole-rock) occur in a 500 m-thick magmatic section below the limestones of the Barra Velha Formation in borehole 4-BRSA-971B-RJS. The origin of this magmatism was attributed to the partial melting of an EM1 (enriched mantle 1) component of the local subcontinental lithospheric mantle (SCLM) lying underneath Santos Basin (Louback *et al.*, 2023). According to the same authors, these low-Ti, tholeiitic basalts are unrelated with either the low-Ti basalts in the PMP as well as the low-Ti diabases of the Serra do Mar Dyke Swarm in the continental area adjoining Santos Basin or the Aptian Alagoas basalts in Campos Basin (Dani *et al.*, 2017).

The origin of alkaline diabases and basalts with *ca.* 126-121 Ma in Santos Basin was attributed to interactions between the asthenosphere and the SCLM, with no contribution from a mantle plume (He *et al.*, 2025). In contrast, alkaline miaskitic basalts occurring as thick (> 20 m) layers interbedded with the Aptian coquinas and limestones of the Itapema and Barra Velha formations in central Santos Basin were related with geodynamic processes involving the Tristan da Cunha mantle plume tail with no participation of the SCLM (Scribelk & Valente, 2023).

The Santonian/Campanian and Eocene magmatic events in Santos Basin correspond to the drift phase, being distinguished from the rift- and post-rift related magmatism by its much more restricted area of occurrence and solely alkaline composition (Moreira *et al.*, 2006; Oreiro *et al.*, 2008; Louback *et al.*, 2021).

MATERIALS AND METHOD

Reports, profiles and well logs of boreholes 1-ESSO-3-SPS and 4-BRSA-711-RJS were obtained from the Brazilian Petroleum Agency (ANP). Sidewall core samples recovered from boreholes were also obtained from ANP, being 17 from borehole 1-ESSO-3-SPS and 8 from borehole 4-BRSA-711-RJS. Also, 16 and 8 thin sections of these sidewall core samples from borehole 1-ESSO-3-SPS and borehole 4-BRSA-711-RJS were made available for study from

ANP.

All sidewall core samples were washed and furtherly rinsed with distilled water. After drying, they were weighted and aliquotas (3-10 g) were milled in a WC ball mill. Whole-rock geochemical analyses were done at Activation Laboratories Ltd. (Actlabs, Canada) on fused samples. Major elements were performed by inductively coupled plasma optical emission spectrometry (ICP-OES) in a Thermo Jarrell Ash ENVIRO II equipment. Calibrations were performed using twelve prepared USGS and CANMET certified reference materials. The rare earth elements (REE) and selected trace elements were determined by inductively coupled plasma mass spectrometry (ICP-MS) in a Perkin Elmer Sciex ELAN 9000 equipment. Calibrations were performed using ten synthetic calibration standards. A set of ten certified reference materials runned before and after every batch of samples. Quality data (detection limits, accuracy and precision) are given in **Supplementary Material #1**.

RESULTS

Borehole data

Data of the magmatic sections along the Pre-Salt sequence in boreholes 1-ESSO-3-SPS and 4-BRSA-711-RJS within Santos Basin, SE Brazil, are presented in this section. The boreholes are about 130 km apart, being located in the Tupinambá oil field (1-ESSO-3-SPS, 26°10'41.480"S and 43°35'08.650"W) and in the Iracema oil field (4-BRSA-711-RJS, 25°11'47.968"S and 42°54'25.978"W) (**Figure 1**). Drillings of boreholes 1-ESSO-3-SPS and 4-BRSA-711-RJS were done in 2008 and 2009, respectively.

The magmatic section in borehole 4-BRSA-711-RJS is below a thick sequence of siliciclastic and chemical sedimentary rocks of the Barra Velha Formation (**Figure 3**). This continuous magmatic section is 48 m thick, occurring between depths of 5753 m and 5801 m. Two thin (< 2 m) layers of magmatic rocks occur just above the continuous section. The magmatic rocks were classified during drilling as black to greenish, fine-to-medium grained, phaneritic basalts with aphyric and porphyritic (plagioclase-phyric) textures and carbonate- and chlorite-filled amygdalae. The magmatic rocks were preliminary included in the Camboriú Formation (**Figure 2**). The overlying sedimentary rocks are shale, mudstone, limestone and dolomite.

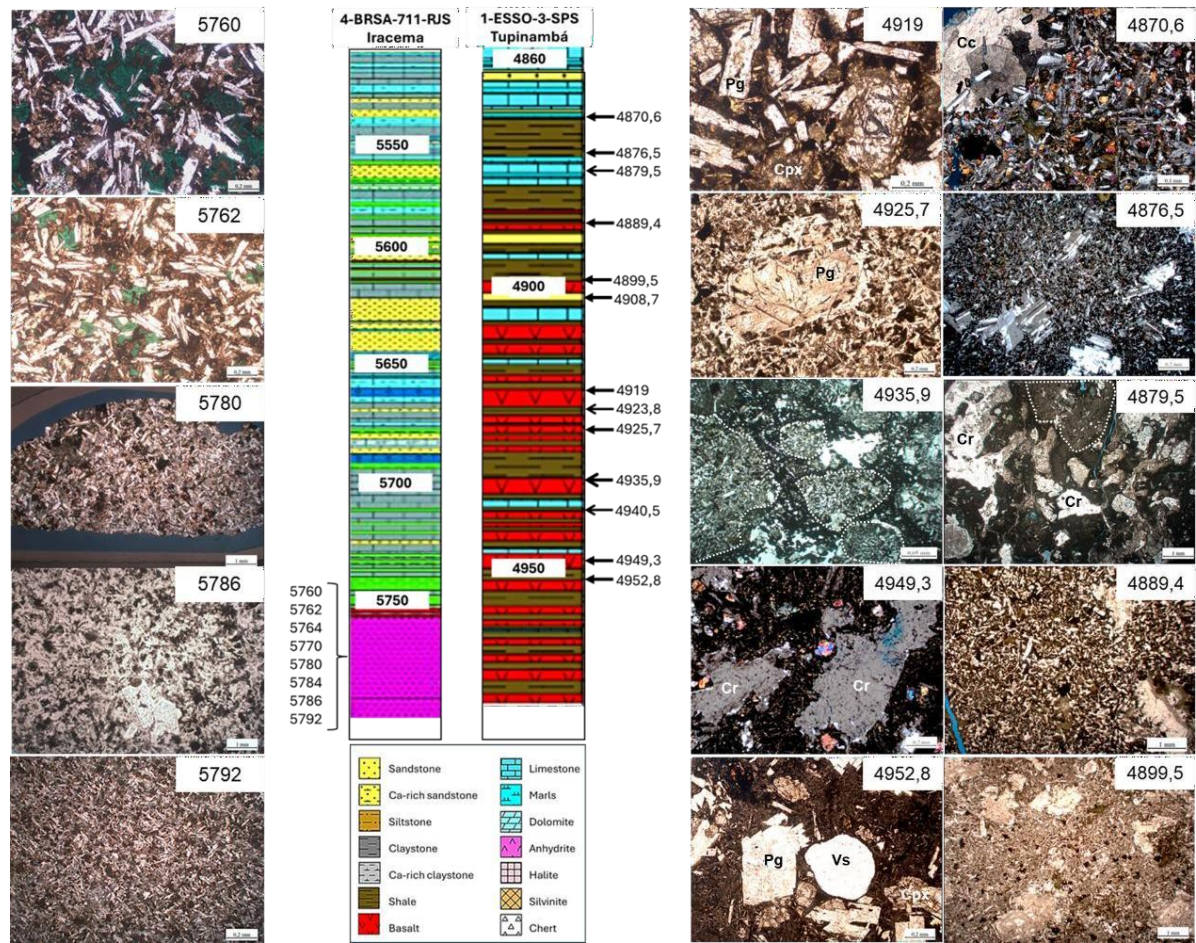


Figure 3: Sections (part) of boreholes 4-BRSA-711-RJS and 1-ESSO-3-SPS in Santos Basin with their respective magmatic sections being indicated as basalts. The sampling depths of sidewall core samples are indicated by black arrows and bracket. Depths in meters. Representative photomicrographs of the samples are shown. Note the fragmented textures with crystal fragments (Cr) and subrounded fragments (dotted lines) of some samples (4949,5; 4936,9 and 4879,5). Pg = plagioclase phenocryst. Cpx = clinopyroxene phenocryst. Cc = calcite in amygdale. Vs = vesicle.

The magmatic section in borehole 1-ESSO-3-SPS is below a thick sequence of thin layers of limestones (boundstones, wackestones and packstones) interbedded with shales of the Barra Velha Formation (**Figure 3**). This discontinuous section is represented by 22 thin (< 5 m) layers of magmatic rocks interbedded with shale, sandstone and limestone. The upper layer is at 4889 m where the lower layer is at 4974 m. The rocks were described during drilling as volcanoclastics with greenish and grayish, very hard, disk-like shape, lithic clasts. Lithic clasts

of sandstone and greenish volcanic rocks with abundant carbonate veins were also described in the magmatic section. The magmatic rocks were preliminarily inserted in the Camboriú Formation during drilling. Borehole log data (gamma-ray, resistivity, sonic, density and porosity) are highly variable along small depth intervals.

Petrography

The magmatic rocks in borehole 4-BRSA-711-RJS have nearly invariable mineral compositions, textures, and structures. The rocks are aphanitic, mesocratic, and isotropic, except at the top of the section, where they are amygdaloidal. The amygdales are circular, approximately 1 cm in diameter, and filled with vitreous luster carbonate. The sidewall core samples recovered from borehole 1-ESSO-3-SPS are fragmented, grayish in color, and slightly altered. They are aphanitic, mesocratic, and porphyritic rocks, containing light gray, subhedral plagioclase phenocrysts and small (< 1mm), circular amygdales with vitreous material.

The rocks in both boreholes are classified as basalts based on their mineral composition, moderate to high amounts of volcanic glass and predominantly very fine-grained texture (**Figure 3**). Basalts in borehole 4-BRSA-711-RJS are fine to medium grained and aphyric at the bottom (5792) and the top (5762 and 5760) of the magmatic section, with little amount of interstitial glass altered to bright green celadonite. Porphyritic basalts have euhedral plagioclase phenocrysts with sieve texture (5786). The basalts in borehole 1-ESSO-3-SPS are more variable in textures and structures, some of them displaying fragmented features. Most of the samples display textures typical of effusive basalts, with subcircular amygdales filled with carbonate at different depths of the magmatic section (4952,9 and 4870,6). The amount of plagioclase and clinopyroxene phenocrysts in the porphyritic basalts vary greatly (4919 and 4876,6). Phenocrysts often display disequilibrium textures such as compositional zoning and corrosion (4925,7) and synneusis (4876,5). The detailed petrographic descriptions of the samples from boreholes 1-ESSO-3-SPS and 4-BRSA-711-RJS are in **Supplementary Material #2**.

Lithogeochemistry and assessment of alteration

Alteration, due to either weathering or hydrothermalism, diagenetic and low -grade metamorphic processes change the magmatic composition of basalts, as recorded by long-term studies (Wright, 1971; Winchester & Floyd, 1976, 1978; Humphris & Thompson, 1978a,b; Seyfried & Mottl, 1982; Eggleton et al., 1987; Price et al., 1991; Mathieu, 2018; Schramm et al.,

2005). Disorderly variations in the contents of all major elements were attributed to alteration processes while the concentrations of some trace elements (V, Sc, Cr, Ga, Ce, Ti, Y, Zr and Nb) remain constant under a wide range of temperature, pressure and water/rock ratios (Humphris & Thompson, 1978a; Mottl & Holland, 1978; Winchester & Floyd, 1978; Seyfried & Mottl, 1982; Mathieu, 2018). Glass and olivine are always more prone to produce secondary materials such as smectite (at lower degrees of weatering) and goethite (at higher degrees), being followed by plagioclase, pyroxene and Fe-Ti oxides during alteration of basalts (Eggleton et al., 1987). Quantitative estimations of weathering of basalts and other rocks can be achieved by using whole-rock geochemical data to calculate geochemical weathering proxies or indices (Duzgoren-Aydin et al., 2002; Cho & Ohta, 2022; Trentin et al., 2025). Examples are the WIP index (Parker, 1970), the weathering index scale (Meunier et al., 2013), the t-index (von Eynatten et al., 2003; von Eynatten, 2004), the W index (Ohta & Arai, 2007) and the Chemical Index of Alteration (CIA; Nesbit & Young, 1984). The latter is probably the most accepted available weathering index (Bahlburg & Dobrzinski, 2015; Trentin et al., 2025).

The CIA values of samples from borehole 4-BRSA-711-RJS and 1-ESSO-3-SPS range from 36 to 41 and 38 to 44, respectively, being within the typical values of unaltered basalts (30-45; **Nesbit & Young, 1984**), exception being made for sample 4949.3 from borehole 1-ESSO-3-SPS (CIA = 24) with LOI = 9.07%. The studied basalts plot outside the areas of weathered and hydrothermally altered basalts in different discrimination diagrams (**Figure 4**).

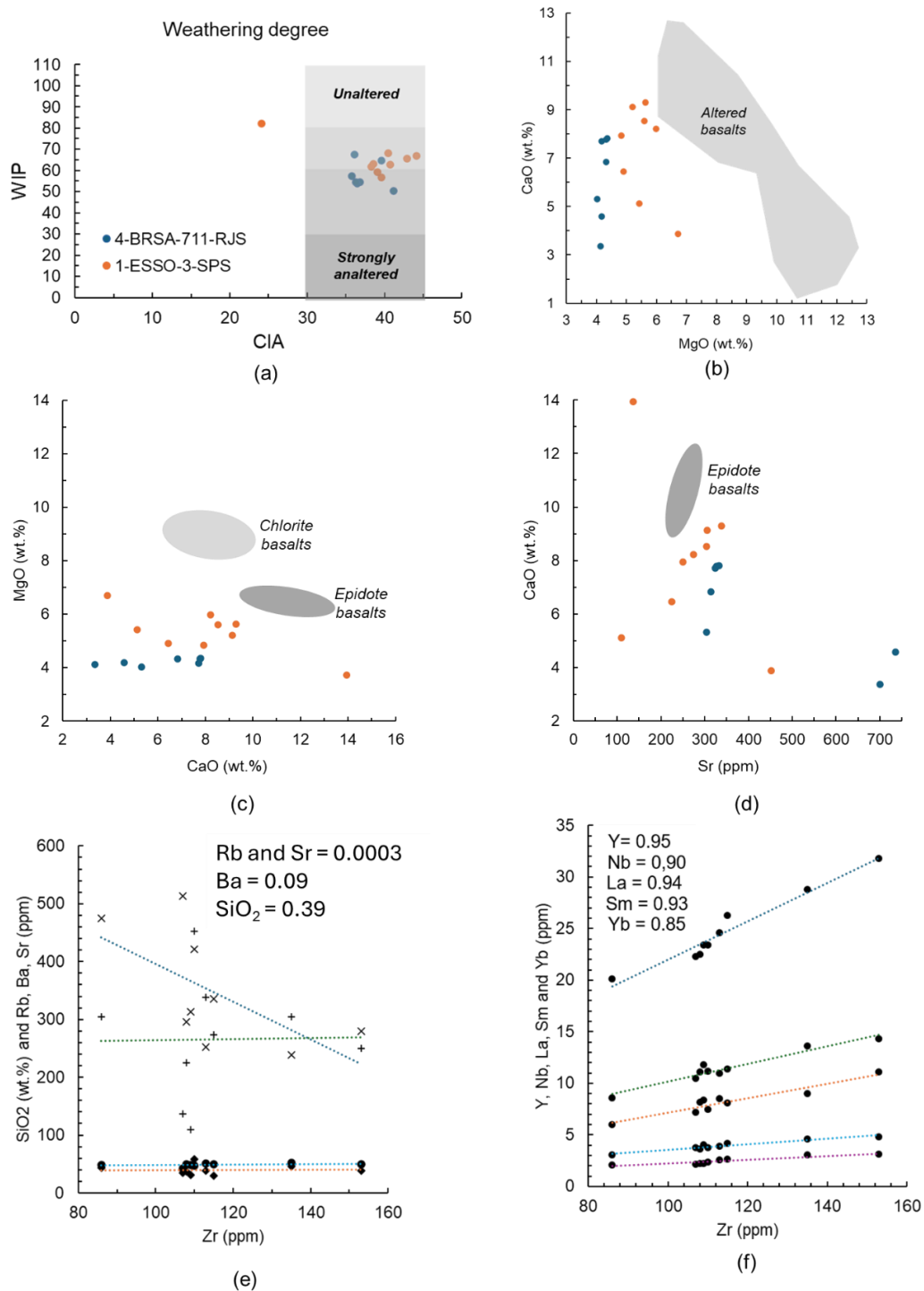


Figure 4: Basalts of borehole 4-BRSA-711-RJS and 1-ESSO-3-SPS plotted in discriminating diagrams of alteration processes. (a) - Weathering; (b), (c) and (d) - Hydrothermalism; (e) - Variation diagram for SiO₂ and LILE (borehole 1-ESSO-3-SPS only); (f) - Variation diagram for HFSE (borehole 1-ESSO-3-SPS only). R^2 = the square of Pearson's correlation coefficients. Variation diagrams could not be shown for samples from borehole 4-BRSA-711-RJS due to their nearly invariable Zr concentrations (240 ± 13 ppm).

One sample (4949.3 from borehole 1-ESSO-3-SPS) plots outside the field of unaltered basalts on the basis of CIA, consistent with its high LOI (9.07 =%), despite its high WIP index, characteristic of unaltered rocks (Figure 4a). This is somehow expected since alteration processes related with borehole samples are more likely to be related with seawater alteration, advanced diagenetic processes and low temperature metamorphism than weathering. These hydrothermal and metamorphic processes seem not to have strongly affected the major elements of the studied basalts (Figure 4b,c,d). Variation diagrams using an immobile trace element (Zr) confirm that the concentrations of oxides (e.g.: SiO₂) and Large Ion Lithophile Elements (LILE; Rb, Ba and Sr) cannot be taken as magmatic values, as opposed to the High Field-Strength Elements (HFSE; Nb, Y, and REE) (Figure 4e,f). Despite the lack of evidence for relevant chemical mobility due to alteration processes, the chemical classifications and petrogenetic interpretations presented in the following sections will be done mostly on the basis of the immobile trace elements.

General data of major elements are shown in **Table 1**. The TiO₂ concentrations of samples from borehole 1-ESSO-3-SPS range from 2.02% to 1.19% ($1.51 \pm 0.25\%$). In contrast, the TiO₂ concentrations of all samples from borehole 4-BRSA-711-RJS are above 2%, ranging from 3.91% to 3.69% ($3.81 \pm 0.08\%$). The average SiO₂ contents of the samples from both boreholes fall within the compositional range of basic rocks. The MgO contents in samples from borehole 4-BRSA-711-RJS are nearly invariable, ranging within the analytical error (**Supplementary Material #1**). In contrast, MgO values of samples from borehole 1-ESSO-3-SPS vary significantly, from 6.71% to 3.73%.

Samples from both borehole are variably altered, as indicated by LOI (loss on ignition) ranging from very low (0.49%) to significantly high (9.07%) values (**Table 1**). The LOI of sample 4908.7 from borehole 1-ESSO-3-SPS could not be measured due to the insufficient amount of powder, resulting in the low total value (96.63%; **Table 1**) calculated for this sample. The high values of the coefficient of variation for Ni may be due to its concentrations being close to the detection limit in all samples (20 ppm; **Supplementary Material #1**). Samples from borehole 4-BRSA-711-RJS have low values of the coefficient of variation for immobile elements (Y, Zr, Nb, La and Yb), as expected due to their nearly invariable MgO contents (**Table 1**). The concentrations of immobile elements (Ba, Rb and Sr) vary greatly, stressing the need to propose petrogenetic interpretations based mostly on the immobile trace elements as aforementioned.

Table 1: Average, standard deviation, lowest, highest, and coefficient of variation values for major elements and selected trace elements in samples from borehole 1-ESSO-3-SPS and 4-BRSA-711-RJS, Santos Basin. Fe₂O₃^t is total iron as ferric iron. Major element values and LOI in wt.%. Trace elements in ppm. Coefficient of variation in %.

4-BRSA-711-RJS	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ ^t	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	Total
Lowest	47.21	3.69	11.35	14.29	0.16	4.02	3.36	0.98	1.77	0.46	0.49	98.51
Highest	51.01	3.91	12.36	16.94	0.22	4.36	7.81	2.88	7.57	0.50	5.07	100.10
Average	49.06	3.81	11.95	15.21	0.19	4.22	6.20	2.31	3.70	0.48	2.32	99.43
Standard deviation	1.32	0.08	0.38	0.84	0.02	0.13	1.79	0.83	2.63	0.01	1.54	0.64
Coefficient of variation	2.68	2.08	3.19	5.49	9.02	3.00	28.88	35.89	71.23	2.81	66.35	0.64
1-ESSO-3-SPS	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ ^t	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	Total
Lowest	41.92	1.19	11.75	9.56	0.13	3.73	3.88	2.53	1.72	0.12	0.96	96.63
Highest	52.60	2.02	17.27	12.90	0.25	6.71	13.95	6.17	3.96	0.23	9.07	100.86
Average	48.70	1.51	14.81	11.06	0.17	5.34	8.06	3.72	2.43	0.17	3.79	99.33
Standard deviation	2.91	0.25	1.51	1.11	0.03	0.83	2.88	1.30	0.63	0.03	2.63	1.32
Coefficient of variation	5.98	16.54	10.21	9.99	20.57	15.55	35.74	35.06	26.08	18.54	69.21	1.33

4-BRSA-711-RJS	Ni	Ba	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	La	Yb
Lowest	30	324	39	304	39	227	19	25.8	3.6
Highest	40	1531	148	735	43	267	20	29.2	4.0
Average	33	656	70	434	41	240	19	27.1	3.8
Standard deviation	5	470	45	194	1	13	1	1.4	0.1
Coefficient of variation	15	72	65	45	3	6	3	5	3
1-ESSO-3-SPS	Ni	Ba	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	La	Yb
Lowest	30	239	30	109	20	86	6	8.6	2.1
Highest	60	513	58	452	32	153	11	14.3	3.1
Average	47	347	40	266	25	115	8	11.5	2.5
Standard deviation	9	99	9	104	4	19	1	1.7	0.4
Coefficient of variation	19	29	22	39	15	16	17	15	15

The samples from boreholes 4-BRSA-711-RJS and 1-ESSO-3-SPS are classified as subalkaline tholeiitic basalts based on the immobile trace element ratios (*e.g.*, Nb/Y < 0.65; **Pearce, 1996; Figure 5**). The tholeiitic basalts of those boreholes can be furtherly discriminated as high-Ti and a low-Ti types (**Table 1**), respectively, following the broad classification of these

volcanic rocks on continental flood basalt provinces elsewhere (*e.g.*, **Peate, 1997**).

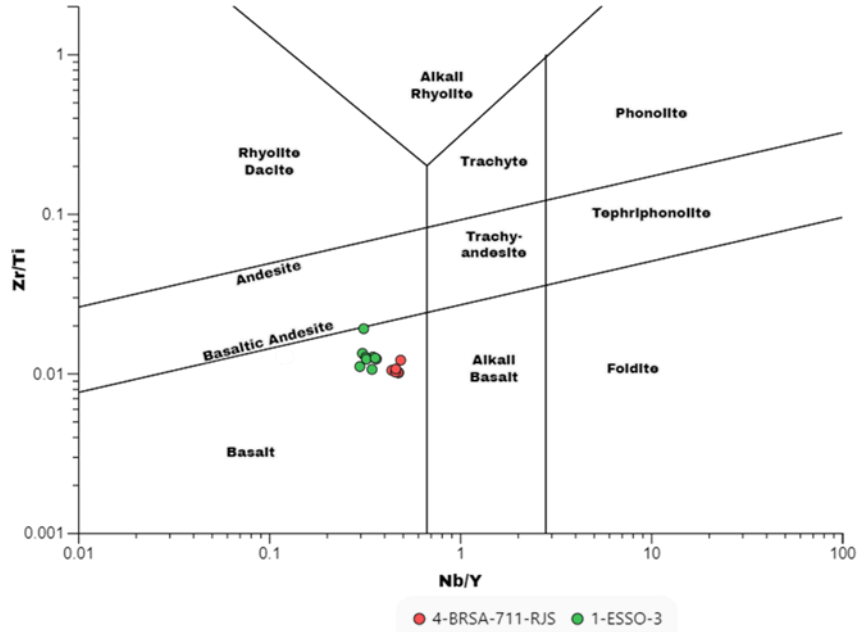


Figure 5: Samples from boreholes 4-BRSA-711-RJS and 1-ESSO-3-SPS plotted on bivariate classification diagram based on immobile trace element ratios (**Winchester & Floyd, 1977**; modified by **Pearce, 1996**).

The trace element patterns of the tholeiitic basalts from borehole 4-BRSA-711-RJS overlap in chondrite normalized multielement diagrams (**Figure 6a**), as expected given their nearly invariable MgO contents (**Table 1** and **Supplementary Material #1**), with the exception of the mobile trace elements Ba, Rb, K, and Sr (**Figure 6a**). The multielement patterns display the Nb-Ta negative anomaly ($(La/Nb)_N = 1.4$; **Figure 6a**) as well as the subtle Ti positive anomaly typical of the high-Ti tholeiitic basalts of CFB provinces (*e.g.*, **Peate, 1997**). The REE patterns of basalts from borehole 4-BRSA-711-RJS also overlap but show no peaks and troughs (**Figure 6b**), attesting for the immobile response of this group of elements to alteration processes. The light REE are more enriched relative to the heavy REE ($4.6 < (La/Yb)_N < 5.3$; **Figure 6b**), but with no appreciable fractionation ($(La/Sm)_N$ and $(Gd/Lu)_N = 2.0$), and the REE patterns have no Eu negative or positive anomalies (**Figure 6b**).

The trace element patterns of the tholeiitic basalts from borehole 1-ESSO-3-SPS spread over a wider range of concentrations when compared to those of borehole 4-BRSA-711-RJS in chondrite normalized multielement diagrams (**Figure 6c**) since the former have more variable MgO contents than the latter (**Table 1** and **Supplementary Material #1**). The patterns of the

mobile elements Ba, Rb, K, and Sr of the samples from borehole 1-ESSO-3-SPS are as spiked as those shown by samples from borehole 4-BRSA-711-RJS (**Figure 6a, c**). The patterns of the low-Ti tholeiitic basalts of borehole 1-ESSO-3-SPS also display the Nb-Ta negative anomaly ($(\text{La/Nb})_N = 1.3 - 1.5$; **Figure 6c**) as well as a predominant Ti negative anomaly typical of their counterparts in CFB provinces (*e.g.*, **Peate, 1997**). The REE patterns of basalts from borehole 1-ESSO-3-SPS also show no peaks and troughs (**Figure 6d**) and the light REE are more enriched relative to the heavy REE ($2.8 < (\text{La/Yb})_N < 3.6$; **Figure 6d**), but with no appreciable fractionation ($(\text{La/Sm})_N = 1.8$ and $(\text{Gd/Lu})_N = 1.6$) and variable Eu negative or positive anomalies ($0.90 < \text{Eu/Eu}^* < 1.13$; **Figure 6d**).

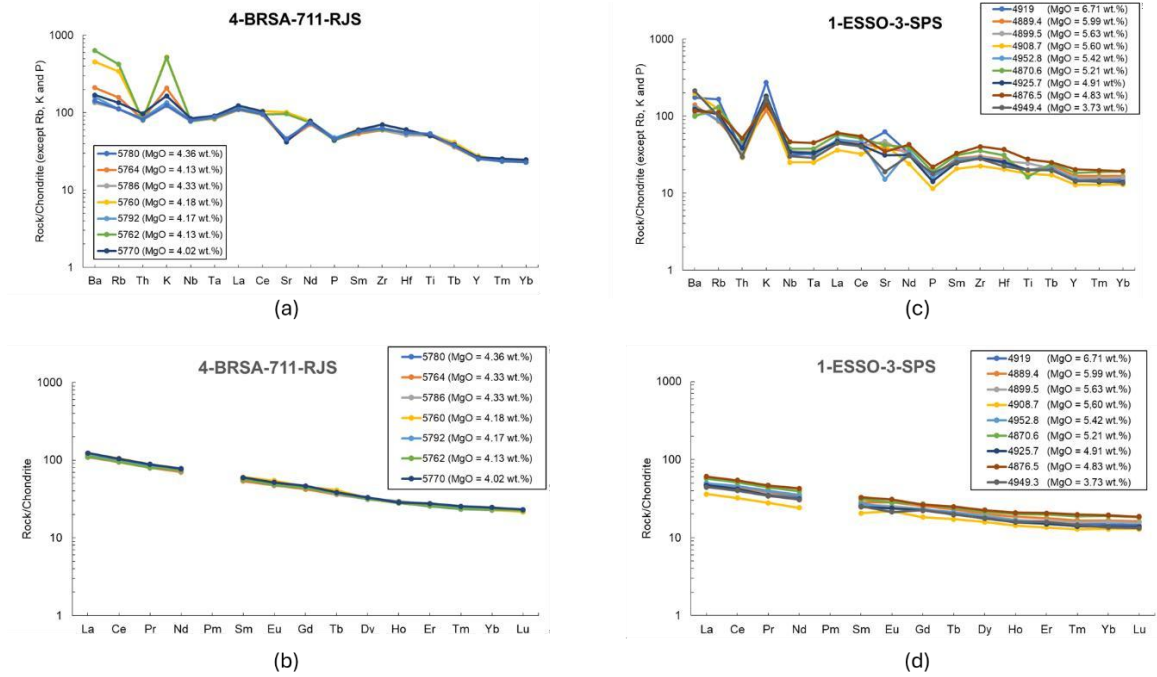


Figure 6: Trace element patterns of samples from boreholes 4-BRSA-711-RJS and 1-ESSO-3-SPS in Santos Basin. (a) and (c) - Chondrite-normalized multielement diagrams. (b) and (d) - Chondrite-normalized REE diagram. Normalization factors from **McDonough & Sun (1995)**, except Rb, K and P (primitive mantle; **Thompson, 1982**).

DISCUSSIONS

Differentiation processes and subvolcanic magmatic sources

The MgO contents of the basalts in borehole 4-BRSA-711-RJS range from 4.02% to

4.36% preventing any evaluation of differentiation processes. This magmatic section is likely to represent a thick (48 m), single effusive event occurred in the area. This is supported by the amygdaloidal lithofacies at the top and grain size variations along the magmatic section as depicted by the petrography (Supplementary Material #2). Thick basaltic units are usually related with very high eruption rates forming flows along topographic depressions such as valleys and gorges (Greeley, 1977; Jerram & Widdowson, 2005; Vye-Brown *et al.*, 2013; Cañón-Tapia, 2022). Conversely, samples from borehole 1-ESSO-3-SPS ($3.73\% < \text{MgO} < 6.71\%$; Supplementary Material #1) may represent liquids linked by magmatic differentiation taking place in subvolcanic magmatic sources previously to multiple eruptive episodes.

The REE contents of the sample from borehole 1-ESSO-3-SPS representing the least evolved composition (4919; $\text{MgO} = 6.71\%$) are higher than those of most samples with lower MgO values (Figure 6d). These REE patterns cannot be explained by fractional crystallization involving a typical basaltic fractionating assemblage with olivine, clinopyroxene and plagioclase. The lack of cogeneticity among basalts in this borehole by a single liquid line of descent is also devised by the dispersion in variation diagrams. For instance, despite good polynomial correlations for SiO_2 , Al_2O_3 and CaO , there are no significant correlations even among immobile trace elements such as Ti, Zr, Y, and Nb as well as compatible elements such as Ni, Cr and Co. Thus, it is unlikely that the whole set of low-Ti tholeiitic basalts in borehole 1-ESSO-3-SPS can be related by magmatic differentiation taking place at a single subvolcanic magmatic source.

The hypothesis of linkages between samples with different MgO in borehole 1-ESSO-3-SPS by fractional crystallization was tested by geochemical modeling using the Rayleigh equation combined with simple mass balance calculation (Supplementary Material #1). Crystal-liquid partition coefficients for basalts (Frey, 1969; Schnetzler & Philpotts, 1970; Paster *et al.*, 1974; Higuchi & Nagasawa, 1969; Nagasawa *et al.*, 1968; Irving & Frey, 1984) were used in the Rayleigh modeling. The MgO ratio of olivine and clinopyroxene used to calculate the extract for the mass balance calculations was 3:1 (Roeder & Emslie, 1970; Coote *et al.*, 2019; Lang *et al.*, 2021). The aims of the model was to derive the concentrations of selected light-, intermediate- and heavy-REE (La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Ho, Yb) of a model least evolved composition to be compared to the REE concentrations of samples representing parental compositions. Results were considered acceptable if differences between average and individual REE compositions (model and real) were lower than analytical error for at least seven out of the nine tested REE. Tests were done for eleven pairs of samples (Table 2) with coherent

variations in MgO and REE contents (**Figure 6d**).

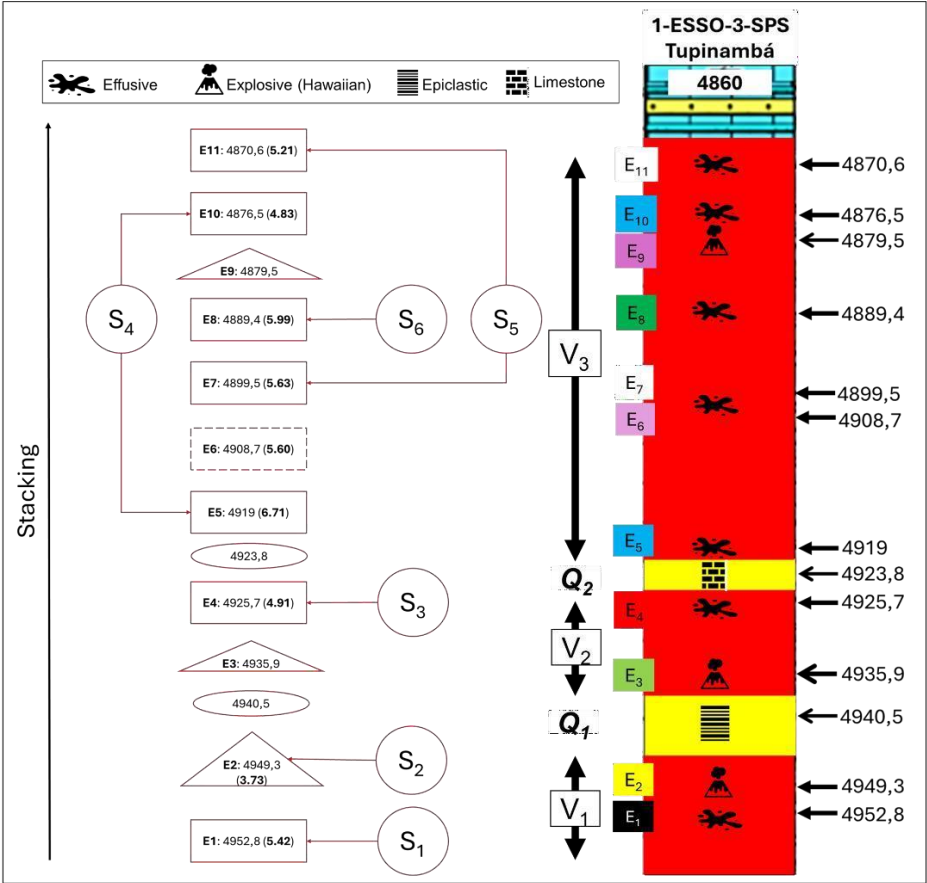
Table 2: Results of the petrogenetic model performed with samples from borehole 1-ESSO-3-SPS drilled in the Tupinambá oil field within central Santos Basin. Fractionating assemblage: olivine (Ol), clinopyroxene (Cpx) and Plagioclase (Pg). %FC = amount of fractional crystallization. av. = average difference between model REE and real REE contents. ΔMgO = difference between MgO contents of model least evolved relative to real least evolved compositions. P = real least evolved (or parental) composition. E = real more evolved composition. REE = element whose concentrations in model and real compositions differ by a value higher than analytical error. Best results are indicated in bold. Models are presented in **Supplementary Material #1**.

P to E	%MgO	Ol	Cpx	Pg	%FC	av. (%)	ΔMgO (%)	REE
4919-4870,6	6.71 - 5.21	0	75	25	24	4.0	0.8	Nd; Sm
4919-4876,5	6.71 - 4.83	0	77	23	28	2.3	0.0	Nd
4889,4-4870,6	5.99 - 5.21	0	78	22	12	3.2	0.0	Ce; Tb
4889,4-4876,5	5.99 - 4.83	0	76	24	18	3.1	0.4	Ce; Tb
4899,5-4870,6	5.63 - 5.21	0	49	51	20	2.2	0.1	Sm
4899,5-4876,5	5.63 - 4.83	0	55	45	23	2.2	0.2	Ce; Nd
4952,8-4876,5	5.42 - 4.83	4	40	56	19	4.3	0.6	Yb

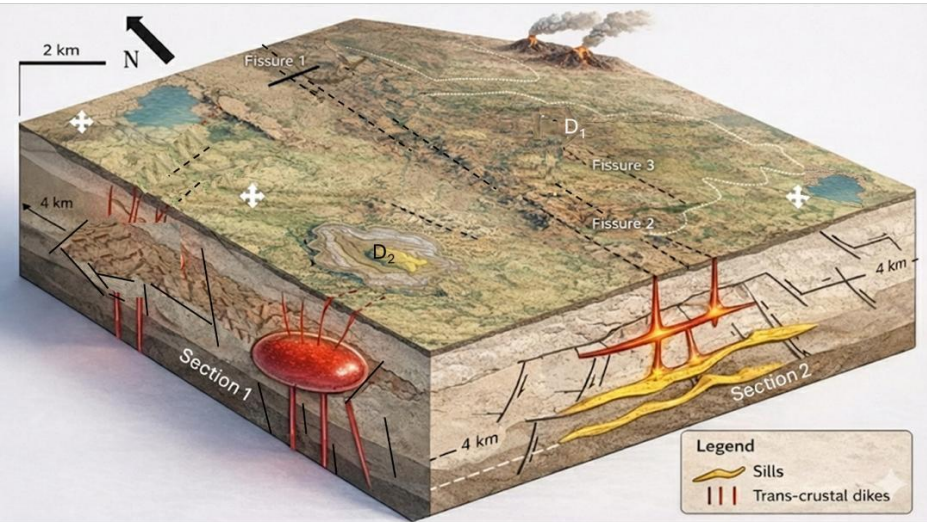
Sample 4949,3 has the lowest MgO content (3.73%) and the lowest REE concentrations, preventing its link with the other samples with higher MgO by fractional crystallization. Sample 4908.7 (MgO = 5.60%) was not included in the tests because its MgO content may have been biased due to the lack of LOI data (**Supplementary Material #1**). Three tests (4919-4889,4; 4952,8-4870,6; 4925,7-4876,5) failed in producing any result because differences in REE contents between model and real compositions were above analytical error for three or more elements (**Table 2**). Good results were obtained with olivine-free fractionating assemblages, except for the 4952,8-4876,5 link, whose olivine:clinopyroxene ratio implied a larger error for Yb (**Table 2**). The lack of olivine as a fractionating phase is in broad agreement with the phenocryst assemblage of the samples which are dominated by plagioclase with or without clinopyroxene (**Figure 3**). Least evolved compositions with $5.99 < \text{MgO} < 6.71\%$ required clinopyroxene:plagioclase ratios about 3:1 but lower ratios (2:1 or even 1:1) were required in the case of less magnesian ones, as expected for fractional crystallization.

A conceptual model for a volcanic setting around the drilling site of borehole 1-ESSO-3-SPS based on the results of the petrogenetic model is shown in **Figure 7**. It is assumed that samples recovered from borehole 1-ESSO-3-SPS at different depths are individual lava flows

or units emplaced during short-lived lava-outpouring (or eruptive episodes) (Self *et al.*, 1997, 1998; Vye-Brown *et al.*, 2013).



(a)



(b)

Figure 7: Volcanic conceptual model for the magmatic sequence along borehole 1-ESSO-3-

SPS in the Tupinambá field, central Santos Basin. (a) Time line with volcanic events (V) and eruptive episodes (E) recorded at the drilling site of the borehole and proposed respective subvolcanic magmatic sources (S). MgO concentrations (wt.%) in parenthesis. (b) Cartoon illustrating two contrasting magma feeding systems (section 1 and section 2) discussed in the text. The google image of the terrane is from a section of the Reykjanes Peninsula in Iceland, exception made for the two erupting volcanoes in the background and the two blue lakes. The extent of the eastwards flows are shown by the dotted white lines. D₁ and D₂ are two possible drilling sites.

Eleven eruptive episodes (E₁ to E₁₁) from six subvolcanic magmatic sources (S₁ to S₆) are envisaged during three volcanic events (V₁, V₂ and V₃) separated by two quiescence periods when sedimentation overcame volcanic activity (**Figure 7a; Table 3**).

Table 3: Time line of a volcanic conceptual model based on samples from borehole 1-ESSO-3-SPS drilled in the Tupinambá oil field within central Santos Basin. SMS = Subvolcanic Magmatic Source; U = Unknown.

SMS	Volcanic event	Eruptive episode	Style	Volcano	Sample
S ₁	V ₁	E ₁	Effusive	Fissural	4952,8
S ₂	V ₁	E ₂	Explosive	Spatter cone (?)	4949,3
U	V ₂	E ₃	Explosive	Spatter cone (?)	4935,9
S ₃	V ₂	E ₄	Effusive	Fissural	4925,7
S ₄	V ₃	E ₅	Effusive	Fissural	4919
U	V ₃	E ₆	Effusive	Fissural	4908,7
S ₅	V ₃	E ₇	Effusive	Fissural	4899,5
S ₆	V ₃	E ₈	Effusive	Fissural	4889,4
U	V ₃	E ₉	Explosive	Spatter cone (?)	4879,5
S ₄	V ₃	E ₁₀	Effusive	Fissural	4876,5
S ₅	V ₃	E ₁₁	Effusive	Fissural	4870,6

The earliest volcanic eruption (E₁) recorded along borehole 1-ESSO-3-SPS produced the effusive basalt (sample 4952,8) erupted from the subvolcanic magmatic source S₁. This flow was overlain by a low-energy, hawaiian explosive eruption (E₂) from another subvolcanic magmatic source (S₂) since there is no possible cogeneticity involving sample 4949,3 and other samples along the borehole (**Table 2**). The explosive eruption E₂

is likely to have originated from either a spatter cone or scoria cone aligned with fissure 2, as it is normally seen during fissural volcanism nowadays (**Karátson & Thouret, 2025; Romero-Toribio *et al.*, 2025**). The lava flow could reach the location of the future drilling site along either a levee or distributary flows (**Dietterich & Cashman, 2014**). These two eruptive episodes (E₁ and E₂) occurred during the earliest volcanic event (V₁; **Figure 7a**), being succeeded by a quiescence period (Q₁) that allowed the formation of proximal volcanoclastic deposits with lithic sandstone composed by angular lithoclasts of basalt and plagioclase crystalloclasts involved by a carbonate cement represented by sample 4940,5 (**Supplementary Material #2**). These volcanoclastic deposits were covered by basalts (sample 4935,9) at the earliest eruptive episode (E₃) of a second volcanic event whose subvolcanic magmatic source could not be discriminated due the lack of geochemical data (V₂; **Figure 7a**). These explosive volcanic rocks were also probably formed by hawaiian explosive eruptions (**Figure 3**) that, in turn, were covered by basalt flows during a fourth eruptive episode (E₄) represented by sample 4925,7 fed by the subvolcanic magmatic reservoir S₃ (**Figure 7**). The V₂ volcanic event was followed by a quiescence period (Q₂) that allowed the formation of lacustrine limestones (sample 4923,8; **Supplementary Material #2**). Then, a third volcanic event (V₃) started with the eruption (E₅) from a fourth subvolcanic magma source (S₄) that fed the effusive flows represented by sample 4919. These effusive basaltic flows were then covered by another effusive eruption (E₆) whose subvolcanic magmatic source could not be discriminated, being represented by sample 4908,7. The eruptive episode E₇ covered these basaltic flows fed by a fifth magmatic source (S₅) that gave rise to basalts represented by sample 4899,5. These flows were overlain by the eruption (E₈) of effusive basalt represented by sample 4889,4 from a sixth subvolcanic magma source (S₆). Then, a second eruption (E₁₀) from magma source S₄ gave rise to a more evolved basalt represented by sample 4876,5 whose effusive volcanism covered a previous explosive volcanism (E₉) that is represented by sample 4879,5 (**Figure 3**). The final recorded eruptive episode (E₁₁) was effusive, being fed by a more evolved basalt from the subvolcanic magmatic source S₅ represented by sample 4870,6 (**Figure 7**).

Two different subvolcanic settings are shown in **Figure 7b**. A central vent volcanic structure is represented in section 1 whereas section 2 represents a plumbing system. It is not expected that these two feeding systems occur in the same area and they are shown in the same cartoon for simplification purposes. The central vent volcano in section 1 is fed through a pipe-like conduit linked to a continuously fractionating subvolcanic magma chamber. Eruptive episodes during the sag stage of Santos Basin would probably occur over a near flat,

subhorizontal relief of sedimentary rocks, giving rise to a lava pile with an upward MgO

decrease due to the successive eruption of cogenetic evolving magmas within the deep magma chamber. This sort of lava succession was not the one sampled at the drilling site of borehole 1-ESSO-3-SPS. An alternative to the proposed time line for eruptive episodes (**Figure 7a**) would require a much more complicated combination of replenishment, tapping and continuous fractional crystallization in subvolcanic magma reservoirs (RTF; **Carof, 1995**). Still, this process would imply a compositional steady-state configuration of the magmatic source (**O'Hara, 1977**) that would be hard to reconcile with the MgO range and REE concentrations of the samples recovered from borehole 1-ESSO-3-SPS. Central conduit-related eruption fed by multiple magma chambers at distinctive stages of differentiation could generate the stacking of non-cogenetic lava flows with no upward continuous MgO decrease. However, lava erupted from central conduit volcanoes flowing over flat relief or very low gradient slope ($< 1^\circ$) are known to generate short and narrow flow fields due to comparable spread of lava in any direction (**Vye-Brown et al., 2013**), reducing the chances of building thick lava piles that could be sampled on a single spot (D₂; **Figure 7b**). Non-channeled, eruptive episodes over a flat, near horizontal slope would possibly give rise to flows spreading and/or stacking over smaller areas even during high eruptive rates (**Hon et al., 1994**).

Section 2 (**Figure 7b**) represents the fissural volcanism and the respective feeding system that has been proposed for Iceland and other active volcanic areas (**Keating et al., 2008; Burchardt et al., 2011, 2018; Bagnardi et al., 2013; Becerril et al., 2013; Cashman & Sparks, 2013; Walker et al., 2020**). Such plumbing system would be more consistent with the existence of multiple subvolcanic magmatic sources needed to explain the petrological data and the results of geochemical modeling. Spatter and scoria cones aligned to fissures are commonly seen in this volcanic setting, explaining the explosive volcanism recorded by the petrography (**Figure 3**). The collection of lava flows towards a low topographic area such as that represented in the southeastern side of the cartoon shown in **Figure 7b** is also consistent with a lacustrine sedimentary setting that prevailed during the quiescence periods. This environment could explain the occurrence of limestones and immature epiclastic rocks sampled from the borehole. All in all, a fissural volcanism fed by a plumbing system seems to be the more plausible scenario to represent the non-cogenetic basalts and interbedded sedimentary rocks sampled at a single spot (D₁; **Figure 7b**) such as the drilling site of borehole 1-ESSO-3-SPS. The volcanic conceptual model proposed here incorporates relevant features of the Icelandic active fissural volcanism as well as the voluminous Hawaiian volcanism. These volcanic settings have also been proposed as analogues for the Paraná CFB province in the continental southeast Brazil

nearby Santos Basin (*e.g.*, **Jerram *et al.*, 2000**).

A simple modal batch partial melting model was done here to investigate the origin of the high-Ti and low-Ti tholeiites in the Iracema and Tupinambá areas in Santos Basin, respectively (**Supplementary Material #1**). Disequilibrium conditions and incongruent melting are much more difficult to model than simple partial melting models that rely on the premisses that source rocks have undergone congruent melting, and that melt proportions and trace element incompatibilities will not change during equilibrium between residual phases and melt (**Shaw, 1970; Hertogen & Gijbels, 1976; Qin, 1992**). The aims of the partial melting model was to find evidence to reject the null hypothesis of derivation of the high- and low-Ti tholeiitic basalts from the same mantle source; the alternative hypothesis being their derivation from different mantle sources.

The high- and low-Ti tholeiites sampled by the two boreholes are located north and southwards central Santos Basin, respectively, being about 120 km apart (**Figure 1**). Modeling was done so that the La/Yb ratios of the high-Ti (4-BRSA-711-RJS; sample 5786; La/Yb = 6.89) and low-Ti (1-ESSO-3-SPS; sample 4876; La/Yb = 4.58) samples with similar MgO contents could be produced within the range of 20-30% partial melting from a volatile-free peridotite. Partial melting processes related with mafic tholeiitic melts have been investigated by experimental petrology since the second half of the last century under a number of different conditions such as source composition, pressure and volatile contents (**Kushiro, 2001**). There seems to be a broad agreement about olivine tholeiites being produced by high degrees (20-25%) of partial melting of anhydrous mantle (pyrolite; **Green, 1970**), although the fertile and depleted composition of the peridotite, pressure and even small amounts of fluids (CO₂ and H₂O) may also control the shape of the *solidus* (**Hirose & Kawamura, 1994; Hirose & Kawamoto, 1995; Hirschmann et al., 1998, 1999; Green, 2015**).

The modeling assumed that these samples represent uncontaminated basalts and that their La/Yb ratios broadly represent those of their respective mantle sources. Crystal-liquid partition coefficients (K_d) to calculate bulk values (D) for peridotite partial melting were compiled from data obtained by ten different authors for basalts and tholeiitic basalts. Modeling considered mantle sources with distinctive La/Yb ratios, from N-MORB (0.8; **Sun & McDonough, 1989**) to enriched and fertile mantle ($1.0 < \text{La/Yb} < 2.0$), including the chondritic ratio (1.5; **McDonough & Sun, 1995**). The modal batch equation was used rather than the

modal fractional one because the latter will not produce the required values of La/Yb ratios.

The spreadsheets with equations and modeling parameters are shown in **Supplementary Material #1**.

Modeling was primarily done with spinel and garnet residual Al-phases (**Figure 8**). Despite over ten-fold variation (13.2) of the K_d values for spinel (Nagasawa *et al.*, 1980; Prinzhofer & Allègre, 1985; McKenzie & O’Nions, 1991; Elkins *et al.*, 2008), the tests could not reproduce the La/Yb ratio of the high-Ti tholeiite at 20% partial melting, regardless the depleted and the enriched compositions of the mantle source (**Figure 8a**). This result shows that spinel plays a negligible role in REE fractionation during either lherzolite or harzburgite partial melting due to the similar and very incompatible K_d values of light and heavy REE for this mineral, as already suggested by other authors (Stosch, 1982; Prinzhofer & Allègre, 1985). As expected, the results are strongly controlled by the amounts of residual garnet and the La/Yb ratios of the mantle source (**Figure 8a**). Olivine control is largely prevented due to its small K_d values for La and Yb (10^{-2} - 10^{-3}). The amounts of residual garnet (5 - 10%) used in the modeling is comparable to the amounts (5% to 9%) of this Al-phase in mantle xenoliths (*e.g.*: Boyd & Mertzman, 1987, James *et al.*, 2004). The La/Yb ratio of the high- and low-Ti tholeiites could not be derived from the partial melting of a depleted, N-MORB-like mantle composition, whatever the amount of residual garnet in the source. On the other hand, those ratios could be derived from an enriched peridotite with La concentration 2.8 times higher than NMORB and 5% of residual garnet. Results were reasonably good also for a less enriched (La = 1.8 times N-MORB) peridotite with 10% residual garnet (**Figure 8a**). The different (1.5 times) La/Yb ratios of the high- and low-Ti tholeiites are better constrained considering the higher amount of residual garnet and a less enriched peridotite. Different clinopyroxene/garnet ratios (0.5, 1.0, 1.5 and 2.0) with 10% garnet produced similar results for a source either lherzolic or harzburgitic in composition but failed in deriving the interval of La/Yb ratios of the high- and low-Ti tholeiites within the 20 - 30% partial melting range (**Supplementary Material #1**).

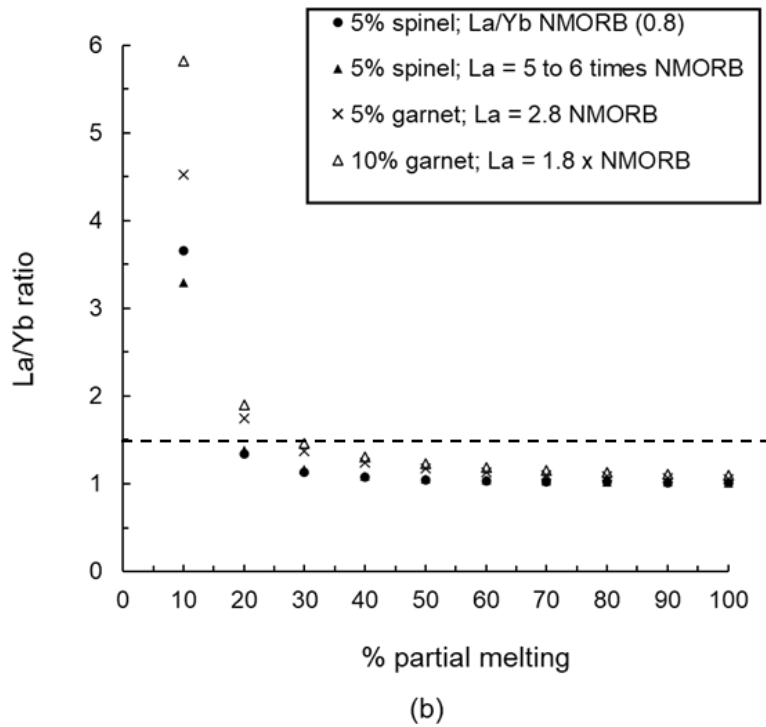
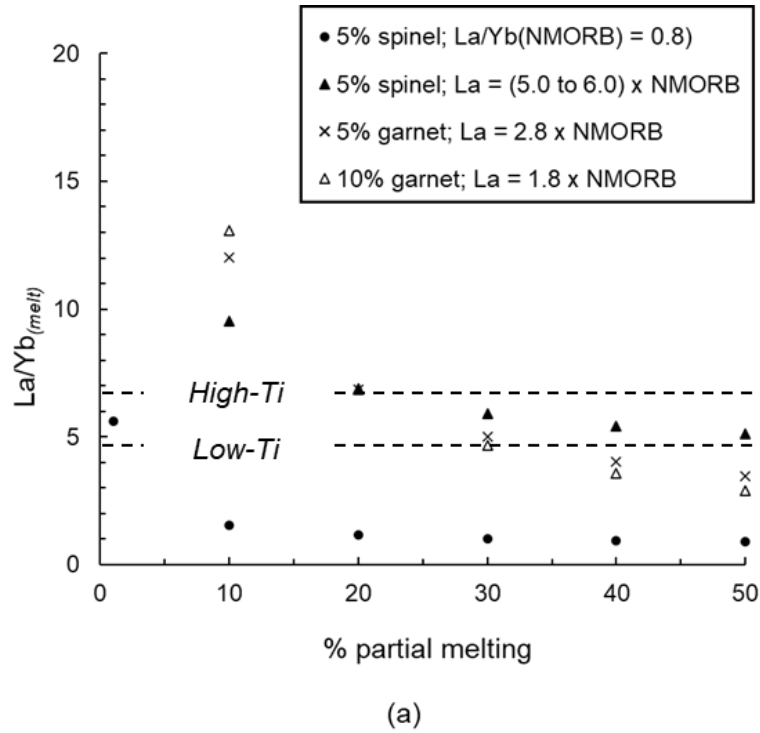


Figure 8: Results of the modal batch partial melting model. (a) - La/Yb ratios of melts produced at different amounts of partial melting. The dashed lines are the La/Yb ratios of the high- and low-Ti tholeiites. (b) - Enrichment of La/Yb ratios of melts produced at different amounts of partial melting. The dashed line marks the value of the absolute difference (1.5) between the La/Yb ratios of the high- and low-Ti tholeiites.

The best result of the partial melting model shows that the high- and low-Ti tholeiites in Iracema and Tupinambá can be derived from the same enriched peridotite (either lherzolite or harzburgite; $La = 1.8$ times N-MORB) with 10% residual garnet. However, experimental works indicate that the incongruent melting of clinopyroxene gives rise to peritectic reactions at about 8% partial melting, this phase being fully exhausted at 24% and garnet being found in very small amounts ($<10\%$) up to 34% partial melting (**Mou *et al.*, 2025; Otto *et al.*, 2025; Rodrigues *et al.*, 2025**). Therefore, the result of the modeling does not support the partial melting of a single mantle source composition, requiring mixing processes involving a harzburgitic end-member with high La/Yb ratio and small amounts of residual garnet. Such enriched composition is likely to be found in the subcontinental lithospheric mantle (SCLM), since it is thought to represent the refractory (harzburgitic) mantle continuously melted but also metasomatized (or enriched) during multiple Wilson Cycles due to the opening and closure of ocean basins (**Harry & Leeman, 1995; Downes, 2001; Du *et al.*, 2025; Paul *et al.*, 2025**).

The petrogenesis of the high- and low-Ti basaltic volcanism continental flood basalts, including Paraná-Etendeka nearby Santos Basin, has been often associated with the melting of the SCLM (*e.g.*: **Turner *et al.*, 1996; Hawkesworth *et al.*, 2000; Howarth & Harris, 2017; Lindsay *et al.*, 2021; Almeida *et al.*, 2025; Jung *et al.*, 2025; Harris *et al.*, 2025; Wang *et al.*, 2025**). The volatile-induced, hydration melting of the refractory, although enriched, cold SCLM requires prolonged ($\sim$ tens million years) heat conduction from sublithospheric sources; either deep-seated mantle plumes or the shallow enriched asthenosphere (*e.g.*: **Turner *et al.*, 1994; Ivanov, 2015; Wang *et al.*, 2015; Xia *et al.*, 2016; Liu *et al.*, 2017; Pandey *et al.*, 2025**). As a result, the interaction between mantle plumes (*e.g.*: Tristan da Cunha, Gough and St. Helen) and the SCLM has often been suggested as an accountable geodynamic scenario for the magmatism during the Gondwana breakup.

The composition of lamproites and lamprophyres are usually taken as good representatives of the low-degree melting products from the SCLM (*e.g.*: **Gibson *et al.*, 1995**). However, the average La/Yb ratios of these rocks (**Bergman, 1987; Rock, 1987**; $44 < La/Yb < 141$) as well as the compositions of local alkaline and ultramafic lamprophyres found along the Rio-São Paulo coastlines (**Figure 1; Garda *et al.*, 1995; Valente, 1997**), are too high ($27 < La/Yb < 43$) to provide good results in binary mixing calculations with Santa Helena ($La/Yb =$

17.8), Gough ($\text{La/Yb} = 25.3$), and Tristan da Cunha ($\text{La/Yb} = 30.3$) mantle plumes (**Willbold**

& Stracke, 2006). The mantle source composition needed to produce the high- and low-Ti tholeiites in Santos within the range of 20 - 30% partial melting degree, according to the results of the partial melting model ($1.5 < \text{La/Yb} < 2.3$; for $\text{La}_{(\text{source})}:\text{La}_{(\text{NMORB})} = 1.8$ and 2.8 ; **Figure 8**), cannot be derived from binary mixing between those likely plume end -members and the local SCLM represented by the Rio-São Paulo lamprophyres. Instead, the required mantle composition ($1.5 < \text{La/Yb} < 2.3$) can be achieved by small amounts (1% to 9%) of the São Paulo lamprophyres ($\text{La/Yb} = 27.1$) mixed with slightly enriched ($1 < \text{La/Yb} < 2$) asthenospheric compositions (**Figure 9**). Strongly depleted (DMM) and enriched (E-MORB and others with $\text{La/Yb} > 2.0$) asthenosphere compositions are not adequate end -members for binary mixing calculations (**Figure 9**). The Nb negative anomaly shown by the high- and low-Ti tholeiites in Santos Basin (**Figure 6a, c**), as well as in CFB worldwide, is also consistent with the involvement of a mantle source with $\text{La/Nb} > 1$ such as the SCLM.

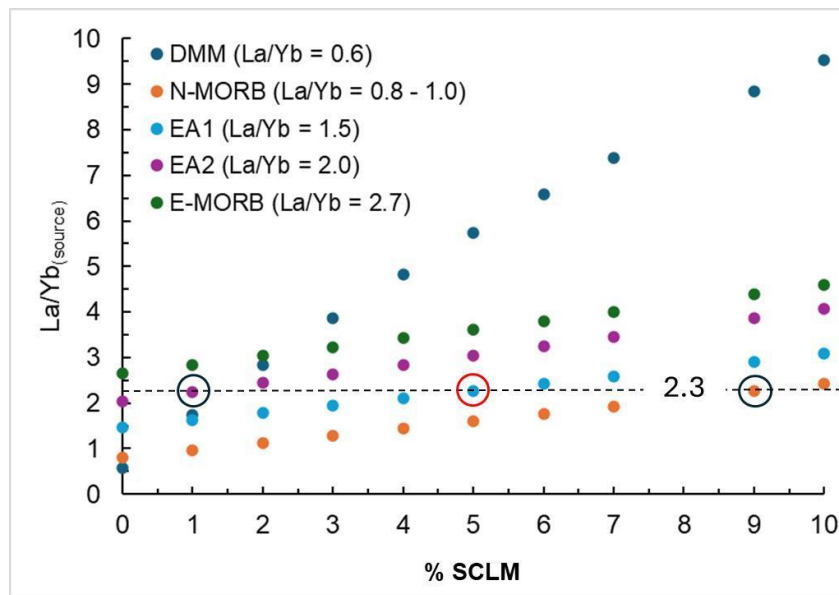


Figure 9: Results of the binary mixing model between the local SCLM represented by the average composition of the lamprophyres along the São Paulo coastline adjacent to Santos Basin. The La/Yb value (2.3) of the mantle source required to produce the high- and low-Ti tholeiites in Santos is indicated by the dashed line. Black circles mark possible adequate results. DMM data from **Salters & Stracke (2004)**. N-MORB and E-MORB data from **Sun & McDonough (1989)**. EA = enriched asthenosphere.

The tectonic evolution of Santos Basin started at the Hauterivian (*ca.* 135 Ma) rift stage, proceeded during the Aptian (*ca.* 125 Ma) sag stage and culminated with the drift-related stage during the opening of the South Atlantic ocean, as recorded by its sedimentary and magmatic

rocks (**Figure 2**). The rift and sag (or post-rift) stages are likely to represent a continuous geodynamic process that produced predominant tholeiitic basalt magmatism that seems to have involved different mantle components (**Figure 10**). Interactions between an ascending plume and the SCLM has been proposed for the Paraná-Etendeka CFB (*e.g.*: **Turner *et al.*, 1994; Hawkesworth *et al.*, 2000**) at early stages of Gondwana rifting and Santos Basin formation. The ascending plume advected beneath the thick Gondwana continental lithosphere whose rifting process allowed the melting of the plume head and the concomitant thermal erosion and melting of the SCLM (**Figure 10a**). The Paraná-Etendeka CFB volcanism occurred at high eruption rates during less than 2 My time span (*e.g.*: **Eldholm & Grue, 1994; Renne *et al.*, 1996; Natali *et al.*, 2017; Beccaluva *et al.*, 2020; Gomes & Vasconcelos, 2021**), consuming most of the plume head and the enriched portions of the SCLM. The passage of the plume transferred heat and melts to the adjacent originally depleted asthenosphere (NMORB- or DMM-like; $\text{La/Yb} < 1$) producing new slightly enriched portions ($1 < \text{La/Yb} < 2$) within the latter (**Figure 10b**). The thinning of the SCLM during the sag stage of the basin allowed the adiabatic melting of the underlying slightly enriched asthenosphere as well as the incipient melting (1-9%) of small portions of the poorly heat conductive SCLM that had been thermally eroded by the advecting plume during the Hauterivian. The mixing of these asthenospheric and lithospheric melts gave rise to the Aptian magmatism in Santos Basin at the time the Barra Velha limestones were being formed at the sag stage of the basin. An original thicker lithosphere northwards resulted in lower degree of melting ($\sim 20\%$) deriving the high-Ti tholeiites as opposed to the higher melting degree ($\sim 30\%$) that gave rise to the low-Ti tholeiites southwards, assuming similar lithospheric stretching. Alternatively, the different amounts of partial melting could have been controlled by different amounts of lithospheric stretching (lower northwards), assuming similar original lithospheric thickness. The latter alternative would fit models of Gondwana rifting and breakup from south to north (*e.g.*: **Stica *et al.*, 2014; Lovecchio *et al.*, 2024**). The ascending melts within the translithospheric (or simply transcrustal) plumbing system accumulated in various subvolcanic magmatic sources fed the multiple eruptive episodes sampled southwards the study area by borehole 1-ESSO-3-SPS (**Figure 7 and Table 3**).

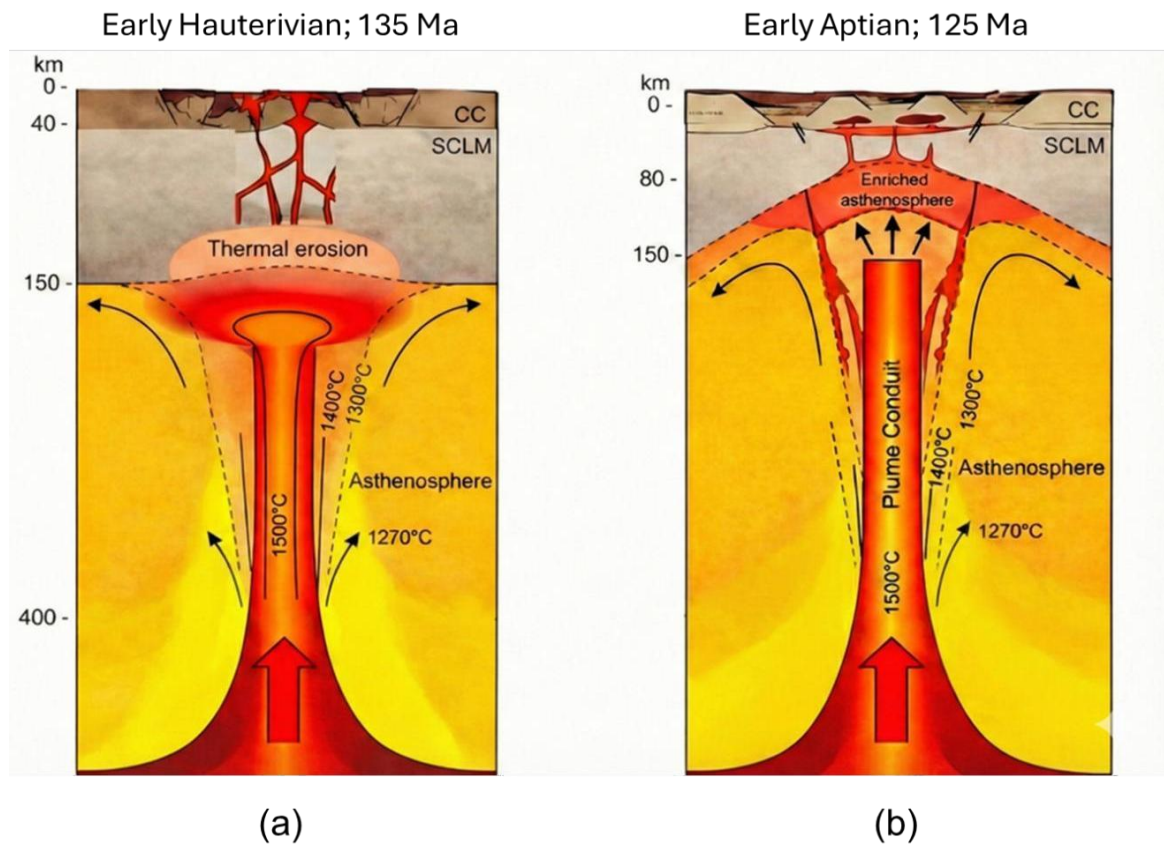


Figure 10: Schematic geodynamic scenario for the rifting- and sag-related basin formation in Santos. Hypothetical isotherms (dashed curves) and plumbing system are shown.

CONCLUSIONS

High- and low-Ti tholeiitic basalt volcanism was recorded along the Pre-Salt sequence in boreholes 4-BRSA-711-RJS and 1-ESSO-3-SPS drilled northwards and southwards central Santos Basin in southeast Brazil, respectively. The high-Ti basalts in borehole 4-BRSA-711-RJS comprise a thick (> 48 m) single flow whereas multiple flows were sampled in borehole 1-ESSO-3-SPS. The latter originated from eleven fissural eruptive episodes during three volcanic events alternated with two quiescence times of predominately carbonate-rich chemical sedimentation. The fissural volcanism was chiefly effusive but low-energy, hawaiian explosive also happened possibly through scoria or spatter cones aligned along fissures. The eruptive episodes were fed by six subvolcanic magmatic sources linked through a transcrustal or translithospheric plumbing system. The basalt flows must have moved over a dipping relief from the erupting fissures and volcanic cones to accumulate in topographic lows, allowing the single spot sampling at the drilling site. The high- and low-Ti tholeiites in central Santos Basin can be related with different amounts of partial melting of a mantle source represent by mixing

between the slightly enriched shallow-seated asthenosphere and the local SCLM. The passage and melting of the Tristan da Cunha mantle plume throughout the asthenosphere during the rift stage of Santos Basin in the Hauterivian provide heat to thermally erode the local SCLM and to enrich the originally depleted asthenosphere. The former produced small fractions (1-9%) of melts that mixed with greater amounts (>90%) of melts derived from the slightly enriched asthenosphere to produce the low- and high-Ti tholeiites south and northwards Santos Basin in the Aptian. Either original differences in the thickness of the Gondwana continental lithosphere or tectonically-controlled different lithospheric stretching resulted in lower and higher partial melting degrees recorded by the magmatic rocks in the drilling sites of boreholes 4-BRSA-711-RJS and 1-ESSO-3-SPS in Santos Basin. Melting fractions of a plume mantle source did not contribute to the different compositions of the high- and low-Ti basalts in central Santos Basin during the sag-related stage of basin evolution in the Aptian, the partial melting process being likely controlled by the northwards propagation of the Gondwana breakup during the Lower Cretaceous. The proposed volcanological and geodynamic models imply in relevant mantle-crust interactions during the rift- and sag-stage evolution of Santos Basin, when source rocks and oil and gas reservoirs were being formed, respectively. High heat flows from the mantle towards the continental crust as well as within the latter are expected to have prevailed during the Hauterivian and Aptian on the basis of the models proposed in this paper.

ACKNOWLEDGMENTS

This research was carried out in association with the ongoing R&D project registered as ANP 23009-4, “Impacto dos controles tectônicos - estratigráficos na distribuição e qualidade de reservatórios, do intervalo Pré-sal, da Bacia de Santos” (UFRJ/ Shell Brasil / ANP) – Pre Sal II – Impact of tectonic–stratigraphic controls on the distribution and quality of reservoirs in the Pre-Salt interval of the Santos Basin, sponsored by Shell Brasil Petróleo Ltda under the ANP R&D levy as ‘Compromisso de Investimentos com Pesquisa e Desenvolvimento’.

REFERENCES

- Abdelmalak, M.M.; Jerram, D.A.; Rossetti, L.M.; Faleide, J.I.; Millett, J.M.; Polteau, S. (2025). Breakup magmatism in the South Atlantic: Mechanisms and implications. *Earth-Science Reviews*, 264, 105088. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2025.105088>
- Almeida, C.N.; Negri, F.A.; Mendes, J.C.; Miranda, A.; Valente, S.C.; Vieira, A.C.; Medeiros, S.R.; Borghi, L.; Miloski, P.; Cardoso, M.; Godot, J. (2025). High- and Low-Ti tholeiites in the Eastern Parnaíba Basin: Regional correlations with Mesozoic large igneous provinces. *Brazilian Journal of Geology*, 55, e20240037. <https://doi.org/10.1590/2317-488920240037>

- Bagnardi, M.; Amelung, F.; Poland, M.P. (2013). A new model for the growth of basaltic shields based on deformation of Fernandina volcano, Galápagos Islands. *Earth and Planetary Science Letters*, 377–378, 358–366. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.07.016>
- Bahlburg, H. & Dobrzinski, N. (2015). A review of the Chemical Index of Alteration (CIA) and its application to the study of Neoproterozoic glacial deposits and climate transitions. In: Arnaud, E.; Halverson, G.P.; Shields-Zhou, G. (eds.), *The Geological Record of Neoproterozoic Glaciations*. Geological Society, London, Memoirs, 36, 81–92. <https://doi.org/10.1144/M36.6>
- Beccaluva, L.; Bianchini, G.; Natali, C.; Siena, F. (2020). Plume-related Paraná–Etendeka igneous province: An evolution from plateau to continental rifting and breakup. *Lithos*, 362–363, 105484. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2020.105484>
- Becerril, L.; Galindo, I.; Gudmundsson, A.; Morales, J.M. (2013). Depth of origin of magma in eruptions. *Scientific Reports*, 3, 2762. <https://doi.org/10.1038/srep02762>
- Bergman, S.C. (1987). Lamproites and other potassium-rich igneous rocks: A review of their occurrence, mineralogy and geochemistry. Geological Society, London, Special Publications, 30, 103–190. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1987.030.01.08>
- Bertolini, G.; Hartley, A.J.; Marques, J.C.; Healy, D.; Frantz, J.C. (2021). The effects of basaltic lava flows on the petrophysical properties and diagenesis of interbedded aeolian sandstones: An example from the Cretaceous Paraná Basin, Brazil. *Petroleum Geoscience*, 27(2). <https://doi.org/10.1144/petgeo2020-036>
- Binde, C.M.; Manton, B.; Plaza-Faverola, A.; Bünz, S.; Planke, S. (2025). Seismic characteristics and morphology of an igneous intrusion in the Vøring Basin, offshore Norway: New insights on the lateral evolution of elongated intrusions. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 26, e2025GC012429. <https://doi.org/10.1029/2025GC012429>
- Boyd, F.R. & Mertzman, S.A. (1987). Composition and structure of the Kaapvaal lithosphere, Southern Africa. In: Mysen, B.O. (Ed.), *Magmatic processes: Physicochemical principles; a volume in honor of Hatten S. Yoder, Jr.*, Geochemical Society, University Park, PA, pp. 13–24.
- Burchardt, S. (2018). Introduction to volcanic and igneous plumbing systems: developing a discipline and common concepts. In: *Volcanic and Igneous Plumbing Systems: Understanding Magma Transport, Storage, and Evolution in the Earth's Crust*. Uppsala: Elsevier, p. 1–12. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-809749-6.00001-7>
- Burchardt, S.; Tanner, D.C.; Troll, V.R.; Krumbholz, M.; Gustafsson, L.E. (2011). Three-dimensional geometry of concentric intrusive sheet swarms in the Geitafell and the Dyrfjöll volcanoes, eastern Iceland. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 12, Q0AB09. <https://doi.org/10.1029/2011GC003527>
- Cañón-Tapia, E. (2022). Plateau basalts (AKA flood basalts). In: Hargitai, H.; Kereszturi, Á. (eds.), *Encyclopedia of Planetary Landforms*. Springer, New York, NY. https://doi.org/10.1007/978-1-4614-9213-9_724-1
- Carof, M. (1995). Open system crystallization and mixing in two-layer magma chambers. *Lithos*, 36, 85–102.
- Carvas, K.Z.; Vasconcelos, P.M.P.; Marques, L.S.; Ubide, T.; Carmo, I.O.; Babinski, M. (2021). Geochronology of mafic magmatism and hydrothermal alteration during early stages of South Atlantic opening. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 314, 358–380. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2021.08.017>

- Cashman, K.V. & Sparks, R.S.J. (2013). How volcanoes work: A 25-year perspective. *GSA Bulletin*, 125(5–6). <https://doi.org/10.1130/B30720.1>
- Chang, H.K., Kowsmann, R.O., Figueiredo, A.M.F., & Bender, A.A. (1992). Tectonics and stratigraphy of the East Brazil Rift system: an overview. *Tectonophysics*, 213, 97–138.
- Chang, H.K.; Assine, M.L.; Corrêa, F.S.; Tinen, J.S.; Vidal, A.C.; Koike, L. (2008). Sistemas petrolíferos e modelos de acumulação de hidrocarbonetos na Bacia de Santos. *Revista Brasileira de Geociências*, 38(2 – supl.), 29–46.
- Cho, T. & Ohta, T. (2022). A robust chemical weathering index for sediments containing authigenic and biogenic materials. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 608, 111288. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2022.111288>
- Coote, A.; Shane, P.; Fu, B. (2019). Olivine phenocryst origins and mantle magma sources for monogenetic basal volcanoes in northern New Zealand from textural, geochemical and $\delta^{18}\text{O}$ isotope data. *Lithos*, 344–345, 232–246. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.06.026>
- Dani, A.P.O.; Remus, M.V.D.; Dani, N.; Lima, E.F. (2017). Basalt magmatism from Alagoas Stage (Campos Basin). *Revista do Instituto de Geociências – USP*, 17(2), 26–287. <https://doi.org/10.11606/issn.2316-9095.v17-373>
- Dietterich, H.R.; Cashman, K.V. (2014). Channel networks within lava flows: Formation, evolution, and implications for flow behavior. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 119, 1704–1724. <https://doi.org/10.1002/2014JF003103>
- Downes, H. (2001). Formation and modification of the shallow sub-continental lithospheric mantle: A review of geochemical evidence from ultramafic xenolith suites and tectonically emplaced ultramafic massifs of western and central Europe. *Journal of Petrology*, 42(1), 233–250. <https://doi.org/10.1093/petrology/42.1.233>
- Du, Y.; Cao, Y.; Zhang, Z.; Lou, Y. (2025). Petrology, geochronology, and geochemistry of Paleoproterozoic volcanic rocks in the Xiong'er shan area, NE China: Implication for petrogenesis and tectonic setting. *International Geology Review*, 1–21. <https://doi.org/10.1080/00206814.2025.2555272>
- Duzgoren-Aydin, N.S.; Aydin, A.; Malpas, J. (2002). Re-assessment of chemical weathering indices: Case study on pyroclastic rocks of Hong Kong. *Engineering Geology*, 63, 99–119. [https://doi.org/10.1016/S0013-7952\(01\)00073-4](https://doi.org/10.1016/S0013-7952(01)00073-4)
- Eggleton, R.A.; Foudoulis, C.; Varkevisser, D. (1987). Weathering of basalt: Changes in rock chemistry and mineralogy. *Clays and Clay Minerals*, 35(3), 161–169. <https://doi.org/10.1346/CCMN.1987.0350301>
- Eldholm, O. & Grue, K. (1994). North Atlantic volcanic margins: Dimensions and production rates. *Journal of Geophysical Research*, 99(B2), 2955–2968. <https://doi.org/10.1029/93JB02879>
- Elkins, L.J.; Gaetani, G.A.; Sims, K.W.W. (2008). Partitioning of U and Th during garnet pyroxenite partial melting: Constraints on the source of alkaline ocean island basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, 265, 270–286. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.10.034>
- Famelli, N.; Millett, J.; Oliveira, L.C.; Hole, M.; Lima, E.F.; Jerram, D.A.; Carmo, I.O.; Planke, S.; Pugsley, J.H.; Chmielewska, M.; Howell, J.A.; Jolley, D.W. (2024). Understanding the petrophysical properties, seismic responses and impacts of the basalt-sediment transition in

prospective sedimentary basins. *Journal of South American Earth Sciences*, 148, 105113. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2024.105113>

Ferreira, L.C.; Stanton, N.; Gordon, A.C.; Schmitt, R. (2023). The magmatic rifting of Santos Basin: Aeromagnetic mapping of dykes, terranes and marginal structures and the interplay between tectonism and volcanism. *Tectonics*. <https://doi.org/10.1029/2022TC007560>

Florisbal, L.M.; Janasi, V.A.; Bitencourt, M.F.; Nardi, L.V.S.; Marteleto, N.S. (2018). Geological, geochemical and isotope diversity of ~134 Ma dykes from the Florianópolis Dyke Swarm, Paraná Magmatic Province: Geodynamic controls on petrogenesis. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 355, 181–203. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.08.002>

Floyd, P.A. & Winchester, J.A. (1978). Identification and discrimination of altered and metamorphosed volcanic rocks using immobile elements. *Chemical Geology*, 21, 291–306.

Fodor, R.V. & Vetter, S.K. (1984). Rift-zone magmatism: Petrology of basaltic rocks transitional from CFB to MORB, southeastern Brazil margin. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 88, 307–321.

Fornero, S.A.; Marins, G.M.; Lobo, J.T.; Freire, A.F.M.; Lima, E.F. (2019). Characterization of subaerial volcanic facies using acoustic image logs: Lithofacies and log-facies of a lava-flow deposit in the Brazilian Pre-Salt, deepwater Santos Basin. *Marine and Petroleum Geology*, 99, 156–174. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2018.09.029>

Freitas, V.A.; Vital, J.C.S.; Rodrigues, B.R.; Rodrigues, R. (2022). Source rock potential, main depocenters, and CO₂ occurrence in the Pre-Salt section of Santos Basin, southeast Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 115, 103760. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2022.103760>

Frey, F.A. (1969). Rare earth abundances in a high-temperature peridotite intrusion. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 33, 1429–1447. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(69\)90183-5](https://doi.org/10.1016/0016-7037(69)90183-5)

Galland, O.; Villar, H.J.; Mescua, J.; Jerram, D.A.; Messenger, G.; Medialdea, A.; Midtkandal, I.; Palma, J.O.; Planke, S.; Augland, L.E.; Zanella, A. (2024). Structural control of igneous intrusions on fluid migration in sedimentary basins: the case study of large bitumen seeps at Cerro Alquitrán and Cerro La Paloma, northern Neuquén Basin, Argentina. *The Impacts of Igneous Systems on Sedimentary Basins and their Energy Resources*. <https://doi.org/10.1144/SP547-2023-115>

Garda, M.G. (1995). Os diques básicos e ultrabásicos da região costeira entre as cidades de São Sebastião e Ubatuba, estado de São Paulo. Tese de Doutorado.

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. <https://doi.org/10.1093/petrology/36.1.189>

Gomes, A.S. & Vasconcelos, P.M. (2021). Geochronology of the Paraná–Etendeka large igneous province. *Earth-Science Reviews*, 220, 103716. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2021.103716>

Gordon, A.C.; Mohriak, W.U.; Stanton, N.; Santos, A.C. (2023). Magmatic cycles in Santos Basin (S.E. Brazil): Tectonic control in the temporal-spatial distribution and geophysical

signature. *Journal of South American Earth Sciences*.
<https://doi.org/10.1016/j.jsames.2022.104111>

Greeley, R. (1977). Basaltic “plains” volcanism. In: Greeley, R.; King, J.S. (eds.), *Volcanism of the Eastern Snake River Plain, Idaho: A comparative planetary guidebook*. NASA, Washington, DC, 24–44.

Green, D.H. (1970). A review of experimental evidence on the origin of basaltic and nephelinitic magmas. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 3, 221–235. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(70\)90060-9](https://doi.org/10.1016/0031-9201(70)90060-9)

Green, D.H. (2015). Experimental petrology of peridotites, including effects of water and carbon on melting in the Earth’s upper mantle. *Physics and Chemistry of Minerals*, 42, 95–122. <https://doi.org/10.1007/s00269-014-0729-2>

Gudmundsson, A. & Lotveit, I. (2014). Sills as fractured hydrocarbon reservoirs: Examples and models. *Geological Society, London, Special Publications*, 374, 113–136. <https://doi.org/10.1144/SP374.5>

Harris, C.; Luttinen, A.; Howarth, G.H. (2025). The Karoo Large Igneous Province. *South African Journal of Geology*. <https://doi.org/10.25131/sajg.129.1.2741>

Harry, D.L. & Leeman, W.P. (1995). Partial melting of melt metasomatized subcontinental mantle and the magma source potential of the lower lithosphere. *Journal of Geophysical Research*, 100(B7), 10255–10269.

Hawkesworth, C.J.; Gallagher, K.; Kirstein, L.; Mantovani, M.S.M.; Peate, D.W.; Turner, S.P. (2000). Tectonic controls on magmatism associated with continental break-up: An example from the Paraná–Etendeka Province. *Earth and Planetary Science Letters*, 179, 335–349.

He, W.; Wang, H.; Su, J.; Wang, W.; Zhao, J.; Zuo, G.; Wang, T.; Yang, L.; Ren, K.; Wang, C.; Zhao, J.; Guo, Y.; Zhang, Y.; Sun, J. (2025). Magma evolution during the post-rift phase of the Santos Basin, Brazil: Petrogenesis and geochemistry of ~126–121 Ma basalts and diabbases. *Frontiers in Earth Science*, 12, 1497913. <https://doi.org/10.3389/feart.2024.1497913>

Hertogen, J. & Gijbels, R. (1976). Calculation of trace element fractionation during partial melting. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 40(3), 313–322. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(76\)90209-X](https://doi.org/10.1016/0016-7037(76)90209-X)

Higuchi, H. & Nagasawa, H. (1969). Partition of trace elements between rock-forming minerals and the host volcanic rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 7, 281–287. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(69\)90066-1](https://doi.org/10.1016/0012-821X(69)90066-1)

Hirose, K.; Kawamoto, T. (1995). Hydrous partial melting of lherzolite at 1 GPa: The effect of H₂O on the genesis of basaltic magmas. *Earth and Planetary Science Letters*, 133, 463–473. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(95\)00096-U](https://doi.org/10.1016/0012-821X(95)00096-U)

Hirose, K.; Kawamura, K. (1994). A new experimental approach for incremental batch melting of peridotite at 1.5 GPa. *Geophysical Research Letters*. <https://doi.org/10.1029/94GL01792>

Hirschmann, M.M.; Ghiorso, M.S.; Stolper, E.M. (1999). Calculation of peridotite partial melting from thermodynamic models of minerals and melts. II. Isobaric variations in melts near the solidus and owing to variable source composition. *Journal of Petrology*, 40, 297–313. <https://doi.org/10.1093/petroj/40.2.297>

- Hirschmann, M.M.; Ghiorso, M.S.; Waslylenki, L.E.; Asimow, P.D.; Stolper, E.M. (1998). Calculation of peridotite partial melting from thermodynamic models of minerals and melts. I. Review of methods and comparison with experiments. *Journal of Petrology*, 39, 1091–1115. <https://doi.org/10.1093/petroj/39.6.1091>
- Hon, K.; Kauahikaua, J.; Denlinger, R.; Mackay, K. (1994). Emplacement and inflation of pahoehoe sheet flows: Observations and measurements of active lava flows on Kilauea Volcano, Hawaii. *GSA Bulletin*, 106(3), 351–370. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1994\)106<0351:EAIOPS>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1994)106<0351:EAIOPS>2.3.CO;2)
- Horn, B.L.D.; Oliveira, A.A.; Simões, M.S.; Besser, M.L.; Araújo, L.L. 2022. Projeto Geologia e Potencial Mineral da Bacia do Paraná. Mapa geológico. Porto Alegre. SGB/CPRM. Escala 1:1000000.
- Howarth, G.H. & Harris, C. (2017). Discriminating between pyroxenite and peridotite sources for continental flood basalts (CFB) in southern Africa using olivine chemistry. *Earth and Planetary Science Letters*, 475, 143–151. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.07.043>
- Humphris, S.E. & Thompson, G. (1978a). Trace element mobility during hydrothermal alteration of oceanic basalts. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 42, 127–136.
- Humphris, S.E. & Thompson, G. (1978b). Hydrothermal alteration of oceanic basalts by seawater. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 42, 107–125.
- Irving, A.J.; Frey, A. (1984). Trace element abundances in megacrysts and their host basalts: Constraints on partition coefficients and megacryst genesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48, 1201–1221. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(84\)90056-5](https://doi.org/10.1016/0016-7037(84)90056-5)
- Ivanov, A.V. (2015). Why volatiles are required for cratonic flood basalt volcanism: Two examples from the Siberian craton. In: *The Interdisciplinary Earth: A Volume in Honor of Don L. Anderson*. (Foulger, G.R.; Lustrino, M.; King, S.D., eds.).
- James, D.E.; Boyd, F.R.; Schutt, D.; Bell, D.R.; Carlson, R.W. (2004). Xenolith constraints on seismic velocities in the upper mantle beneath southern Africa. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 5, Q01002. <https://doi.org/10.1029/2003GC000551>
- Jerram, D.A., Mountney, N.P., Howell, J.A., Long, D., & Stollhofen, H. (2000). Death of a sand sea: an active aeolian erg systematically buried by the Etendeka flood basalts of NW Namibia. *Journal of the Geological Society*, 157, 513–516. <https://doi.org/10.1144/jgs.157.3.513>
- Jerram, D. A. (2002). Volcanology and facies architecture of flood basalts. Geological Society of America Special Paper 362 2002. Department of Geological Sciences, University of Durham.
- Jerram, D.A. & Widdowson, M. (2005). The anatomy of continental flood basalt provinces: Geological constraints on the processes and products of flood volcanism. *Lithos*, 79(3–4), 385–405.
- Jung, S.; Romer, R.L.; Pfänder, J.A. (2025). Petrology of alkali gabbro from the Messum Crater, Namibia (Paraná–Etendeka Province): Melting of metasomatized carbonated lithospheric mantle sources. *Chemical Geology*, 673, 122547. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2024.122547>
- Karátson, D. & Thouret, J.C. (2025). Volcano Geomorphology: Landforms, Processes, and Hazards. *Advances in Volcanology*. Chapter 1: Spatial distribution and tectonic setting of volcanoes. <https://doi.org/10.1007/978-3-031-77693-9>

- Keating, G.N.; Valentine, G.A.; Krier, D.J.; Perry, F.V. (2008). Shallow plumbing systems for small-volume basaltic volcanoes. *Bulletin of Volcanology*, 70, 563–582.
- Krein, S.B.; Molitor, Z.J.; Grove, T.L. (2021). Reverse Petrogen: A multiphase dry reverse fractional crystallization–mantle melting thermobarometer applied to 13,589 mid-ocean ridge basalt glasses. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. <https://doi.org/10.1029/2020JB021292>
- Kushiro, I. (2001). Partial melting experiments on peridotite and origin of mid -ocean ridge basalt. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 29, 71–107. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.29.1.71>
- Lang, S.; Mollo, S.; France, L.; Misiti, V.; Nazzari, M. (2021). Kinetic partitioning of major-minor cations between olivine and Hawaiian tholeiitic basalt under variable undercooling and cooling rate conditions. *Chemical Geology*, 584, 120485. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2021.120485>
- Lima, B.E.M. & De Ros, L.F. (2019). Deposition, diagenetic and hydrothermal processes in the Aptian Pre-Salt lacustrine carbonate reservoirs of the northern Campos Basin, offshore Brazil. *Sedimentary Geology*, 383, 55–81. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2019.01.006>
- Lindsay, J.J.; Hughes, H.S.R.; Yeomans, C.M.; Andersen, J.C.Ø.; McDonald, I. (2021). From continent to ocean: Investigating the multi-element and precious metal geochemistry of the Paraná–Etendeka Large Igneous Province using machine learning tools. *Earth Science, Systems and Society*, 1, 10039. <https://doi.org/10.3389/esss.2021.10039>
- Liu, Q.; Zhu, D.; Jin, Z.; Meng, Q.; Wu, X.; Yu, H. (2017). Effects of deep CO₂ on petroleum and thermal alteration: The case of the Huangqiao oil and gas field. *Chemical Geology*, 469, 214–229. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2017.06.031>
- 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. <https://doi.org/10.1007/s00410-023-01995-0>
- 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. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2021.106400>
- Lovecchio, J.P., Abdelmalak, M.M., Planke, S., Silio, O., Rohais, S., Arismendi, S., Rojas Vera, E., Kulhanek, D.K., Bolatti, N., & Ramos, V.A. (2024). Mesozoic rifting in SW Gondwana and break-up of the Southern South Atlantic Ocean. *Geological Society, London, Special Publications*, 547. <https://doi.org/10.1144/SP547-2023-140>
- Magee, C.; Pichel, L.M.; Madden-Nadeau, A.L.; Jackson, C.A.L.; Mohriak, W. (2021). Salt–magma interactions influence intrusion distribution and salt tectonics in the Santos Basin, offshore Brazil. *Basin Research*, 33, 1820–1843. <https://doi.org/10.1111/bre.12537>
- Mahiques, M.M.; Schattner, U.; Riccomini, C.; Janasi, V.A.; Lobo, F.J.; Vasconcelos, P.; Thiede, D.S.; Ramos, R.B.; Santos, R.F. (2023). Submarine basalt xenoliths confirm the occurrence of post-rift volcanism in the southern Santos Basin, SW Atlantic. *Journal of South American Earth Sciences*, 132, 104661. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2023.104661>
- Marins, G.M.; Parizek-Silva, Y.; Millett, J.M.; Jerram, D.A.; Rossetti, L.M.M.; Souza, A.J.; Planke, S.; Bevilaqua, L.A.; Carmo, I.O. (2022). Characterization of volcanic reservoirs:

- Insights from the Badejo and Linguado oil fields, Campos Basin, Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, 146, 105950. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2022.105950>
- Mathieu, L. (2018). Quantifying hydrothermal alteration: A review of methods. *Geosciences*, 8(7), 245. <https://doi.org/10.3390/geosciences8070245>
- Matzen, A.K.; Baker, M.B.; Beckett, J.R.; Wood, B.J.; Stolper, E.M. (2017). The effect of liquid composition on the partitioning of Ni between olivine and silicate melt. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 172, 3. <https://doi.org/10.1007/s00410-016-1319-8>
- McDonough, W.F. & Sun, S.S. (1995). The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120(3–4), 223–253. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4)
- McKenzie, D. & O’Nions, R.K. (1991). Partial melt distributions from inversion of rare earth element concentrations. *Journal of Petrology*, 32(5), 1021–1091. <https://doi.org/10.1093/petrology/32.5.1021>
- Mello, M.R.; Peres, W.; Rostirolla, S.P.; Pedrosa, 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. In: *Memoir 124 – The Supergiant Lower Cretaceous Pre-Salt Petroleum Systems of the Santos Basin, Brazil*, pp. 1–34. <https://doi.org/10.1306/13722313MSB.1.1853>
- Meunier, A.; Caner, L.; Hubert, F.; Albani, A.; Pret, D. (2013). The weathering intensity scale (WIS): An alternative approach to the chemical index of alteration (CIA). *American Journal of Science*, 313, 113–143. <https://doi.org/10.2475/02.2013.03>
- Millett, J.M.; Jolley, D.W.; Hole, M.J.; Augland, L.; Pugsley, J.H.; McLeod, G.W.; Planke, S. (2024). High-precision U–Pb zircon dating of explosive volcanism in an early bimodal volcano-sedimentary sequence from the Isle of Mull, North Atlantic Igneous Province. *Lithos*, 482–483, 107729. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2024.107729>
- Mizusaki, A.M.P.; Petrini, R.; Bellieni, G.; Comin-Chiaramonti, P.; Dias, J.; De Min, A.; Picerillo, E.M. (1992). Basalt magmatism along the passive continental margin of SE Brazil (Campos Basin). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 111, 143–160.
- Mohriak, W.U. & Szameitat, L. (2023). The anomalous magmatism in the southern part of the Santos Basin, and the non-continuous salt layer over Abimael Ridge. *Journal of South American Earth Sciences*, 128, 104435. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2023.104435>
- Moreira, J.L.P., Madeira, C.L., Gil, J.A., & Machado, M.A.P. (2007). Bacia de Santos. *Boletim de Geociências - Petrobras*, 15, 531–549.
- Moreira, J.L.P.; Esteves, C.A.; Rodrigues, J.J.G.; Vasconcelos, C.S. (2006). Magmatismo, sedimentação e estratigrafia da porção norte da Bacia de Santos. *Boletim de Geociências – Petrobras*, 14, 161–170.
- Mottl, M.J. & Holland, H.D. (1978). Chemical exchange during hydrothermal alteration of basalt by seawater—I: Experimental results for major and minor components of seawater. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 42(8), 1103–1115. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(78\)90107-2](https://doi.org/10.1016/0016-7037(78)90107-2)
- Mou, J.L.; Lee, C.T.; Borchardt, J. (2025). Calibrating olivine Forsterite content as a measure of melting degree in residual peridotites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2025.08.021>

- Nagasawa, H.; Schreiber, H.D.; Morris, R.V. (1980). Experimental mineral/liquid partition coefficients of the rare earth elements (REE), Sc and Sr for perovskite, spinel and melilite. *Earth and Planetary Science Letters*, 46(3), 431–437. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(80\)90056-4](https://doi.org/10.1016/0012-821X(80)90056-4)
- Nagasawa, H.; Wakita, H.; Higuchi, H.; Onuma, N. (1968). Rare earths in peridotite nodules: An explanation of the genetic relationship between basalt and peridotite nodules. *Earth and Planetary Science Letters*, 5, 377–381. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(68\)80067-6](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(68)80067-6)
- Natali, C.; Beccaluva, L.; Bianchini, G.; Siena, F. (2017). Comparison among Ethiopia–Yemen, Deccan, and Karoo continental flood basalts of central Gondwana: Insights on lithosphere versus asthenosphere contributions in compositionally zoned magmatic provinces. In: *The Crust–Mantle and Lithosphere–Asthenosphere Boundaries*. [https://doi.org/10.1130/2017.2526\(10\)](https://doi.org/10.1130/2017.2526(10))
- Nesbitt, H.W. & Young, G.M. (1984). Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48, 1523–1534. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(84\)90408-3](https://doi.org/10.1016/0016-7037(84)90408-3)
- Neves, I.A.; Lupinacci, W.M.; Ferreira, D.J.A.; Zambrini, J.P.R.; Oliveira, L.O.A.; Azul, M.O.; Ferrari, A.L.; Gamboa, L.A.P. (2019). Presalt reservoirs of the Santos Basin: Cyclicity, electrofacies, and tectonic-sedimentary evolution. *Interpretation*, 7(4), SH33–SH43. <https://doi.org/10.1190/INT-2018-0237.1>
- O'Hara, M.J. (1977). Geochemical evolution during fractional crystallization of a periodically refilled magma chamber. *Nature*, 266, 503–507.
- Ohta, T. & Arai, H. (2007). Statistical empirical index of chemical weathering in igneous rocks: A new tool for evaluating the degree of weathering. *Chemical Geology*, 240, 280–297. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.02.017>
- Oliveira, F.V.C.S.R.S.; Carmo, I.O.; Costa, J.; Bittencourt, B.T.; Lupinacci, W.M.; Freire, A.F. (2024). Characterization of subaerial lava flows of the presalt strata in the Santos Basin based on basic well logs. *Journal of South American Earth Sciences*, 139, 104884. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2024.104884>
- Oliveira, F.V.C.S.R.S.; Gomes, R.T.M.; Silva, K.M.S. (2019). Log features for the characterization of igneous rocks in the Pre-Salt area of Santos Basin, SE Brazil. *Search and Discovery*, 11264. <https://doi.org/10.1306/11264Oliveira2019>
- Oliveira, L.C.; Penna, R.M.; Rancan, C.C.; Carmo, I.O.; Marins, G.M. (2024). Seismic interpretation of the Mero Field igneous rocks and its implications for pre- and post-salt CO₂ generation – Santos Basin, offshore Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, 163, 106775. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2024.106775>
- Oreiro, S.G.; Cupertino, A.; Szatmari, P.; Thomaz Filho, A. (2008). Influence of Pre-Salt alignments in post-Aptian magmatism in the Cabo Frio High and surroundings. *Journal of South American Earth Sciences*, 25, 116–131.
- Otto, T.; Stevens, G.; Moyen, J.-F.; Mayne, M.J.; Clemens, J.D. (2025). Peritectic orthopyroxene entrainment during partial melting of garnet peridotite produced the Bushveld Complex chromite deposits. *Mineralium Deposita*, 60, 289–301. <https://doi.org/10.1007/s00126-024-01277-0>

- Pandey, A.; Gayathri, T.P.; Pang, K.-N.; Bhat, I.M.; Sachan, H.K. (2025). Geochemical insights into the origins of compositionally distinct Early Permian Panjal Traps basalts: Implications for the transition from continental lithospheric to sub-lithospheric mantle melting regimes. *Geochemistry*, 85, 126264. <https://doi.org/10.1016/j.chemer.2025.126264>
- Parker, A. (1970). An index of weathering for silicate rocks. *Geological Magazine*.
- Paster, T.P.; Schauwecker, D.S.; Haskin, L.A. (1974). The behavior of some trace elements during solidification of the Skaergaard layered series. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38, 1549–1577. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(74\)90174-4](https://doi.org/10.1016/0016-7037(74)90174-4)
- Paul, M.K.; Schwartz, D.M.; DuFrane, S.A.; et al. (2025). High-precision U–Pb dating and Hf isotopes of MARID zircons reveals multi-source, prolonged metasomatism of the Kaapvaal sub-continental lithospheric mantle. *Mineralogy and Petrology*. <https://doi.org/10.1007/s00710-025-00915-3>
- Pearce, J.A. (1996). A user's guide to basalt discrimination diagrams. In: Wyman, D.A. (ed.), *Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks*, 79–113.
- Peate, D.W. (1997). The Paraná–Etendeka Province. In Mahoney & Coffin (Eds.), *Large Igneous Provinces*. *Geophysical Monograph* 100.
- Penna, R., Araújo, S., Geisslinger, A., Sansonowski, R., Oliveira, L., Rosseto, J., Matos, M. (2019). Carbonate and igneous rock characterization. DOI: 10.1190/tle38010011.1.
- Piccirillo, E.M. & Melfi, A.J. (1988). The Mesozoic flood volcanism of the Paraná basin: petrogenetic and geophysical aspects. IAG-USP, São Paulo. 600pp.
- Planke, S.; Rasmussen, T.; Rey, S.S.; Myklebust, R. (2005). Seismic characteristics and distribution of volcanic intrusions and hydrothermal vent complexes in the Vøring and Møre basins. *Petroleum Geology: North-West Europe and Global Perspectives*, *Proceedings of the 6th Petroleum Geology Conference*, 833–844.
- Plawiak, R.A.B.; Carvalho, M.J.; Sombra, C.L.; Brandão, D.R.; Mepen, M.; Ferrari, A.L.; Gambôa, L.A.P. (2024). Structural controls of the migration of mantle-derived CO₂ offshore in the Santos Basin (Southeastern Brazil). *Frontiers in Earth Science*, 11, 1284151. <https://doi.org/10.3389/feart.2023.1284151>
- Price, R.C.; Gray, C.M.; Wilson, R.E.; Frey, F.A.; Taylor, S.R. (1991). The effects of weathering on rare-earth element, Y and Ba abundances in Tertiary basalts from southeastern Australia. *Chemical Geology*, 93(3–4), 245–265.
- Prinzhofer, A. & Allègre, C.J. (1985). Residual peridotites and the mechanisms of partial melting. *Earth and Planetary Science Letters*, 74, 251–265.
- Qin, Z. (1992). Disequilibrium partial melting model and its implications for trace element fractionations during mantle melting. *Earth and Planetary Science Letters*, 112, 75–90. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(92\)90008-J](https://doi.org/10.1016/0012-821X(92)90008-J)
- Queiroz, B.S.; Valente, S.C.; Santos, A.C.; Heilbron, M. (2024). Petrophysical and petrographic data correlation and the discrimination of magmatic environments and processes in Santos Basin, offshore SE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 147, 105095. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2024.105095>

Queiroz, B.S.; Valente, S.C.; Santos, A.C.; Heilbron, M. (2025). Bimodal volcanism during the Early Cretaceous. *Marine and Petroleum Geology*. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2025.107495>

Rancan, C.C.; Oliveira, L.C.; Carmo, I.O.; Marins, G.M.; Pessoa, V.C.O.; Andrade, H.; Penatti, A.P.R.; Borges, T.A.; Silva, R.C.B.; Carlotto, M.A.; Bassetto, M.; Zanatta, A.S. (2018). Rochas ígneas do Bloco de Libra, Bacia de Santos. 49º Congresso Brasileiro de Geologia, Rio de Janeiro.

Regelous, M. (1993). Geochemistry of dolerites from the Paraná Flood Basalt Province, southern Brazil. Open University, ProQuest Dissertations & Theses, U554505. <https://doi.org/10.21954/ou.ro.0000e04f>

Ren, K.; Oliveira, M.J.R.; Zhao, J.; Zhao, J.; Oliveira, L.C.; Rancan, C.C.; Carmo, I.O.; Deng, Q. (2019). Using wireline logging and thin sections to identify igneous contact metamorphism and hydrothermal influence on Pre-Salt limestone reservoirs in the Libra Block, Santos Basin. OTC-29818-MS, Offshore Technology Conference.

Ren, K.; Zhao, J.; Liu, Q.; Zhao, J. (2020). Hydrocarbons in igneous rock of Brazil: A review. *Petroleum Research*, 5, 265–275. <https://doi.org/10.1016/j.ptlrs.2020.06.001>

Renne, P.R.; Ernesto, M.; Pacca, I.G.; Coe, R.S.; Glen, J.M.; Prévot, M.; Perrin, M. (1996). The age of Paraná flood volcanism, rifting of Gondwanaland, and the Jurassic–Cretaceous boundary. *Science*, 273(5282), 939–943. <https://doi.org/10.1126/science.273.5282.939>

Rock, N. M. S. (1987). The nature and origin of lamprophyres: an overview. Geological Society, London, Special Publications. Vol 30, Pag 191-226. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1987.030.01.09>

Rodrigues, R.F.; Yaxley, G.M.; Kamber, B.S. (2025). Phase relations and solidus temperature of garnet lherzolite at 5 GPa revisited. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 180, 57. <https://doi.org/10.1007/s00410-025-02250-4>

Rodriguez, C.R.; Jackson, C.A.L.; Rotevatn, A.; Bell, R.E.; Francis, M. (2018). Dual tectonic-climatic controls on salt giant deposition in the Santos Basin, offshore Brazil. *Geosphere*, 14(1), 215–242. <https://doi.org/10.1130/GES01434.1>

Roeder, P.L. & Emslie, R.F. (1970). Olivine-liquid equilibrium. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 29, 275–289.

Romero-Toribio, M.C.; Martín-Hernández, F.; Ledo, J. (2025). High-resolution drone-based aeromagnetic survey at the Tajogaite Volcano (La Palma, Canary Islands): Insights into its early post-eruptive shallow structure. *Remote Sensing*, 17, 3153. <https://doi.org/10.3390/rs17183153>

Salters, V.J.M. & Stracke, A. (2004). Composition of the depleted mantle. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 5, Q05B07. <https://doi.org/10.1029/2003GC000597>

Santos, R.O.R.; Bach, W.; Pérez-Gussinyé, M.; Araujo, M.N.C. (2026). Tholeiitic Magmatism in the Santos Basin: Evidence for Continental Setting and Its Connection to the Paraná-Etendeka Igneous Province. Versão ainda não avaliada por pares disponível em SSRN: <https://ssrn.com/abstract=6390004> or <http://dx.doi.org/10.2139/ssrn.6390004>

Sarmiento, C.C.T.; Sommer, C.A. ; Lima, E.F. ; Barreto, C.J.S. ; Rossetti, L.M.M.; Lafon, J.M. (2021). Mafic subvolcanic intrusions from the southern Paraná-Etendeka Large Igneous Province, Brazil: Insights from geochemistry and Sr–Nd–Pb isotopes. *Geological Journal*.

2021; 56: 1143–1166. <https://doi.org/10.1002/gj.3993>

- Schattner, U. & Mahiques, M.M. (2020). Post-rift regional volcanism in southern Santos Basin and the uplift of the adjacent South American coastal range. *Journal of South American Earth Sciences*, 104, 102855. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102855>
- Schnetzler, C.C. & Philpotts, J.A. (1970). Partition coefficients of rare-earth elements between igneous matrix material and rock-forming mineral phenocrysts—II. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 34, 331–340. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(70\)90110-9](https://doi.org/10.1016/0016-7037(70)90110-9)
- Schramm, B.; Devey, C.W.; Gillis, K.M.; Lackschewitz, K. (2005). Quantitative assessment of chemical and mineralogical changes due to progressive low-temperature alteration of East Pacific Rise basalts from 0 to 9 Ma. *Chemical Geology*, 218(3–4), 281–313. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2005.01.011>
- Scribelk, L.C. & Valente, S.C. (2023). Petrogenesis of Early Cretaceous volcanic rocks in Santos Basin. *International Geology Review*, 66(2), 556–581. <https://doi.org/10.1080/00206814.2023.2201928>
- Self, S.; Keszthelyi, L.; Thordarson, T. (1998). The importance of pahoehoe. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 26, 81–110. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.26.1.81>
- Self, S.; Thordarson, T.; Keszthelyi, L. (1997). Emplacement of continental flood basalt lava flows. In: *Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic, and Planetary Flood Volcanism*. Geophysical Monograph 100. American Geophysical Union.
- Senger, K.; Millett, J.; Planke, S.; Ogata, K.; Eide, C.H.; Festøy, M.; Galland, O.; Jerram, D.A. (2017). Effects of igneous intrusions on the petroleum system: A review. *First Break*, 35.
- Seyfried Jr., W.E. & Mottl, M.J. (1982). Hydrothermal alteration of basalt by seawater under seawater-dominated conditions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 46, 985–1002. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(82\)90054-0](https://doi.org/10.1016/0016-7037(82)90054-0)
- Shaw, D.M. (1970). Trace element fractionation during anatexis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 34(2), 237–243. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(70\)90009-8](https://doi.org/10.1016/0016-7037(70)90009-8)
- Single, R.T. & Jerram, D.A. (2004). The 3D facies architecture of flood basalt provinces and their internal heterogeneity: Examples from the Palaeogene Skye Lava Field. *Journal of the Geological Society, London*, 161, 911–926.
- Stica, J.M.; Zalán, P.V.; Ferrari, A.L. (2014). The evolution of rifting on the volcanic margin of the Pelotas Basin and the contextualization of the Paraná–Etendeka LIP in the separation of Gondwana in the South Atlantic. *Marine and Petroleum Geology*, 50, 1–21.
- Stosch, H.G. (1982). Rare earth element partitioning between minerals from anhydrous spinel peridotite xenoliths. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 46, 793.
- Su, J.; Sun, J.; Yang, L. (2025). Geochemical characteristics and tectonic implications of igneous rocks from the Santos Basin. *Frontiers in Earth Science*, 13, e1560988.
- Sun, S.S.; McDonough, W.F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London, Special Publications*, 42, 313–345. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>
- Sun, W.T.; Lou, Y.S.; Kamgue Lenwoue, A.R.; Li, Z.H.; Zhu, L.; Wu, H.M. (2022). Classification and evaluation of volcanic rock reservoirs based on the constraints of energy storage coefficient. *Frontiers in Earth Science*, 10, 914383. <https://doi.org/10.3389/feart.2022.914383>

- Thomaz Filho, A.; Mizusaki, A.M.P.; Milani, E.J.; Cesero, P. (2000). Rifting and magmatism associated with the South America and Africa break up. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(1), 17–19.
- Thomaz Filho, A.; Mizusaki, A.M.P.; Antonioli, L. (2008). Magmatismo nas bacias sedimentares brasileiras. *Revista Brasileira de Geociências*, 38(2 – supl.), 128–137.
- Thompson, R.N. (1982). Geochemistry and magma genesis. In: Sutherland, D.S. (ed.), *The Igneous Rocks of the British Isles*. Chichester: John Wiley, 461–477.
- Trentin, F.A.; Cagliari, J.; Kochhann, K.G.D.; Frank, T. (2025). Chemical weathering proxies: An assessment of their robustness to reconstruct Paleozoic climate conditions. *Evolving Earth*, 3, 100054. <https://doi.org/10.1016/j.eve.2024.100054>
- Turner, S.; Hawkesworth, C.; Gallagher, K.; Stewart, K.; Peate, D.; Mantovani, M. (1996). Mantle plumes, flood basalts, and thermal models for melt generation beneath continents: Assessment of a conductive heating model and application to the Paraná. *Journal of Geophysical Research*, 101(B5), 11503–11518. <https://doi.org/10.1029/96JB00430>
- Turner, S.; Regelous, M.; Kelley, S.; Hawkesworth, C.; Mantovani, M. (1994). Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: High-precision ^{40}Ar – ^{39}Ar geochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, 121, 333–348.
- Valente, S.C. (1997). Geochemical and isotopic constraints on the petrogenesis of the Cretaceous dykes of Rio de Janeiro, Brazil. Tese de Doutorado.
- von Eynatten, H. (2003). Petrography and chemistry of sandstones from the Swiss Molasse Basin: An archive of the Oligocene to Miocene evolution of the Central Alps. *Sedimentary Geology*, 50, 703–724. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.2003.00571.x>
- von Eynatten, H. (2004). Statistical modelling of compositional trends in sediments. *Sedimentary Geology*, 171, 79–89. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2004.05.011>
- Vye-Brown, C.; Self, S.; Barry, T.L. (2013). Architecture and emplacement of flood basalt flow fields: Case studies from the Columbia River Basalt Group, NW USA. *Bulletin of Volcanology*, 75, 697. <https://doi.org/10.1007/s00445-013-0697-2>
- Walker, F.; Schofield, N.; Millett, J.; Jolley, D.; Holford, S.; Planke, S.; Jerram, D.A.; Myklebust, R. (2020). Inside the volcano: Three-dimensional magmatic architecture of a buried shield volcano. *Geology*, 49(3), 243–247. <https://doi.org/10.1130/G47941.1>
- Wang, X.C., Wilde, S., Li, Q.L. et al. Continental flood basalts derived from the hydrous mantle transition zone. *Nat Commun* 6, 7700 (2015). <https://doi.org/10.1038/ncomms8700>
- Wang, Y.; Li, Z.-H. (2025). Subductability of continental lithosphere. *GSA Bulletin*, 137(3–4), 1815–1826. <https://doi.org/10.1130/B37883.1>
- Willbold, M. & Stracke, A. (2006). Trace element composition of mantle end -members: Implications for recycling of oceanic and upper and lower continental crust. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 7, Q04004. <https://doi.org/10.1029/2005GC001005>
- Winchester, J.A. & Floyd, P.A. (1976). Geochemical magma type discrimination: Application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 28, 459–469.
- Winchester, J.A. & Floyd, P.A. (1977). Geochemical discrimination of different magma series.

Chemical Geology, 20, 325–343.

Wright, T.L. (1971). Chemistry of Kilauea and Mauna Loa in space and time. U.S. Geological Survey Professional Paper, 735, 40 pp.

Wu, J.; Liu, Z.; Yu, X. (2021). Plagioclase-regulated hydrothermal alteration of basaltic rocks with implications for the South China Sea rifting. *Chemical Geology*, 585, 120569. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2021.120569>

Xia, H.; Zhao, D.; Sun, J.; Huang, H. (2016). Teleseismic imaging of the mantle beneath southernmost China: New insights into the Hainan plume. *Gondwana Research*, 36, 46–56. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2016.05.003>

Yan, K.N.; Zuo, Y.H.; Zhang, Y.G.; Yang, L.; Pang, X.; Wang, S.; Li, W.; Song, X.; Yao, Y. (2024). A study on the accumulation model of the Santos Basin in Brazil utilizing the source–reservoir dynamic evaluation method. *Scientific Reports*, 14, 19296. <https://doi.org/10.1038/s41598-024-69756-y>

SUPPLEMENTARY MATERIAL #1

Geochemical data, Quality control data, Modeling spreadsheets

SUPPLEMENTARY MATERIAL #2

Petrographic descriptions of samples from boreholes 1-ESSO-3-SPS and 4-BRSA-711-RJS.

