

UFRRJ

INSTITUTO DE AGRONOMIA

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

DISSERTAÇÃO

**Estudo do magmatismo da fase drifte da Bacia de Campos
na região do Alto de Cabo Frio**

Yara Veloso Magalhães Frank

2022



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

**ESTUDO DO MAGMATISMO DA FASE DRIFTE DA BACIA DE
CAMPOS NA REGIÃO DO ALTO DE CABO FRIO**

YARA VELOSO MAGALHÃES FRANK

Sob a Orientação do Professor
Sérgio de Castro Valente

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

Seropédica, RJ
Dezembro de 2022

F828e Frank, Yara Veloso Magalhães, 1997-
Estudo do magmatismo da fase drifte da Bacia de
Campos na região do Alto de Cabo Frio / Yara Veloso
Magalhães Frank. - Barbacena - MG, 2022.
133 f.: il.

Orientador: Sérgio de Castro Valente.
Dissertação(Mestrado). -- Universidade Federal Rural
do Rio de Janeiro, PÓS-GRADUAÇÃO EM MODELAGEM E
EVOLUÇÃO GEOLÓGICA, 2022.

1. Magmatismo alcalino. 2. Bacia de Campos. 3.
Paleoambiente vulcanosedimentar. 4. Geodinâmica. I.
Valente, Sérgio de Castro , 1962-, orient. II
Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro. PÓS
GRADUAÇÃO EM MODELAGEM E EVOLUÇÃO GEOLÓGICA III. Título.



**MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO
UNIVERSIDADE FEDERAL RURAL DO RIO DE JANEIRO
DEPARTAMENTO DE PETROLOGIA E GEOTECTÔNICA**



TERMO Nº 1332 / 2022 - DPETRO (11.39.40)

Nº do Protocolo: 23083.077644/2022-32

Seropédica-RJ, 22 de dezembro de 2022.

**UNIVERSIDADE FEDERAL RURAL DO RIO DE JANEIRO
INSTITUTO DE AGRONOMIA**

CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM MODELAGEM E EVOLUÇÃO GEOLÓGICA

NOME DO(A) PÓS-GRADUANDO(A): YARA VELOSO MAGALHÃES FRANK

Dissertação de mestrado submetida como requisito parcial para obtenção do grau de Mestre em Geociências no Curso de Pós-Graduação em Modelagem e Evolução Geológica, área de Concentração em Modelagem de Processos Geológicos e Geodinâmicos.

DISSERTAÇÃO APROVADA EM 21/12/2022

Conforme deliberação número 001/2020 da PROPPG, de 30/06/2020, tendo em vista a implementação de trabalho remoto e durante a vigência do período de suspensão das atividades acadêmicas presenciais, em virtude das medidas adotadas para reduzir a propagação da pandemia de Covid-19, nas versões finais das teses e dissertações as assinaturas originais dos membros da banca examinadora poderão ser substituídas por documento(s) com assinaturas eletrônicas. Estas devem ser feitas na própria folha de assinaturas, através do SIPAC, ou do Sistema Eletrônico de Informações (SEI) e neste caso a folha com a assinatura deve constar como anexo ao final da tese / dissertação.

BANCA EXAMINADORA:

Dr. Sérgio de Castro Valente (presidente da banca; DPG-UFRRJ)

Dr. Artur Corval Vieira (membro titular interno; DPG-UFRRJ)

Dr. Júlio César Mendes (membro titular externo, IGEO/UFRRJ)

(Assinado digitalmente em 23/12/2022 09:33)

ARTUR CORVAL VIEIRA
PROFESSOR DO MAGISTERIO SUPERIOR
DPETRO (11.39.40)
Matrícula: 1648928

(Assinado digitalmente em 22/12/2022 18:33)

SERGIO DE CASTRO VALENTE
PROFESSOR DO MAGISTERIO SUPERIOR
DPETRO (11.39.40)
Matrícula: 387109

(Assinado digitalmente em 22/12/2022 21:08)

JULIO CEZAR MENDES
ASSINANTE EXTERNO
CPF: 026.045.348-00

Visualize o documento original em <https://sipac.ufrrj.br/public/documentos/index.jsp> informando seu número: **1332**, ano: **2022**, tipo: **TERMO**, data de emissão: **22/12/2022** e o código de verificação: **261490a7d9**

AGRADECIMENTOS

Agradeço a Deus pela minha vida e por todas as oportunidades. Sua luz, orientação e inspiração me indicou o caminho a trilhar. Agradeço a Deus pelos dons que me deu nesta existência, e pelas ferramentas que me permitiu alcançar esta etapa tão importante da minha vida.

Agradeço à Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro (UFRRJ) e ao Programa de Pós-graduação em Modelagem e Evolução Geológica (PPGMEG-UFRRJ) pela oportunidade de desenvolver esta pesquisa, e também pela infraestrutura, recursos e acolhimento. O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – Brasil (CAPES) - Código de Financiamento 001.

Agradeço ao apoio financeiro do projeto de pesquisa *Magmatismo e Processos Tectônicos das Fases Rife, Pós-Rife e Drifte nas áreas central e norte da Bacia de Santos* (Projeto EQUIMAG (FAPUR 07/19, ANP 21110-2), firmado entre a EQUINOR e a UFRRJ, bem como a Agência Nacional do Petróleo (ANP) pela disponibilização das amostras.

Agradeço ao meu Orientador Sérgio Valente por todo o aprendizado, apoio, conselhos, paciência e carinho. Por todo empenho, dedicação e conhecimento transmitido desde a graduação. Obrigado por todas as oportunidades. A todos os professores pelos ensinamentos e sabedoria transmitidos durante a construção do conhecimento geológico e da vida.

Agradeço à minha família e amigos por todo o amor incondicional, apoio e incentivo. Ao longo de minha jornada, tive forças para me reerguer e amadurecer, por estarem ao meu lado. Gratidão por acreditarem na minha capacidade.

Gratidão à geologia e a mãe Terra, que tanto amo e dedico.

RESUMO

VELOSO, Yara Magalhães. **Estudo do magmatismo da fase drifte da Bacia de Campos na região do Alto de Cabo Frio**. 2022. Xxp Dissertação (Mestrado em Modelagem e Evolução geológica, Modelagem de Processos Geológicos e Geodinâmicos). Instituto de Geociências, Departamento de Petrologia e Geotectônica, Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, Seropédica, RJ, 2022.

As seções magmáticas de três poços (A, B e C) furados na Bacia de Campos foram estudadas nesta dissertação. O estudo utilizou dados de poços e amostras laterais (poço A) e de calha (poços B e C) fornecidos pela Agência Nacional do Petróleo (ANP). Os dados petrofísicos (raio gama, resistividade, neutrão, densidade e sônico) dos poços foram utilizados na discriminação de log-fácies que, por sua vez, foram associadas aos dados petrográficos das amostras estudadas. De um modo geral, as correlações entre os dados petrofísicos e petrográficos suportaram a discriminação do caráter intrusivo e extrusivo das rochas nos três poços. Os poços A e B registram predominantemente processos magmáticos do Santoniano-Coniaciano representados por diabásios e basaltos alcalinos. A seção magmática do poço A é uma intrusão de diabásio com 13 metros de espessura, enquanto que duas seções magmáticas no poço B incluem tanto intrusão (seção inferior; 31 m) quanto derrames de basaltos alcalinos intercalados com siltito tufáceo (seção superior; 66 m). Modelagem geoquímica mostrou que as rochas magmáticas da seção superior e inferior do poço B são cogenéticas por cristalização fracionada, podendo estar relacionadas a uma mesma câmara magmática subvulcânica. Exceção deve ser feita, no entanto, para um derrame basáltico possivelmente originário de outro conduto vulcânico. No entanto, as rochas alcalinas do poço B não são cogenéticas com a intrusão de diabásio do poço A. Modelos de mistura binária indicam que o magmatismo alcalino Santoniano-Coniaciano da área de estudo na Bacia de Campos envolveu interação entre fontes mantélicas astenosféricas rasas empobrecidas e fontes enriquecidas representadas pelo manto litosférico subcontinental local. A composição deste último é bem representada pelos lamprófiros alcalinos que ocorrem no litoral de São Paulo na região continental adjacente às bacias de Campos e Santos. O poço C tem uma seção magmática com 45 metros de espessura que inclui, predominantemente, rochas vulcanoclásticas (siltito tufáceo e siltito epiclástico), além de argilitoossilífero e arcóseo. Esta seção vulcanoclástica representa um ambiente vulcânico caracterizado por campos de cones de escória monogenéticos. Modelos de mistura binária indicam que fontes mantélicas formadoras de basaltos oceânicos estavam abaixo da região do Alto de Cabo Frio no Santoniano-Campaniano.

Palavras-chave: Bacia de Campos. Magmatismo alcalino. Geodinâmica. Paleoambiente vulcanosedimentar.

ABSTRACT

VELOSO, Yara Magalhães. Study of drift phase magmatism in the Campos Basin in the Alto de Cabo Frio region. 2022. Xxp Dissertation (Master Science in Modeling and Geological Evolution, Modeling of Geological and Geodynamic Processes). Institute of Geosciences, Department of Petrology and Geotectonics, Federal Rural University of Rio de Janeiro, Seropédica, RJ, 2022.

Magmatic sections of three wells (A, B, and C) drilled in Campos Basin were studied in this dissertation. Well sections, sidewall core samples and cutting samples provided by the Petroleum National Agency of Brazil (ANP) were used in the study. The petrophysical log data (gamma-ray, resistivity, neutron, density and sonic) of the wells were used in the discrimination of log-facies that, in turn, were related to petrographic data. In general, correlation of petrophysical and petrographic data allowed the discrimination of the intrusive and extrusive structure of the rocks in the three wells. Wells A and B record predominantly Santonian-Coniacian magmatic processes represented by alkaline diabases and basalts. Magmatic section in well A is a 13 m-thick diabase intrusion whereas two magmatic sections in well B include both diabase (bottom section; 31 m) and interbedded alkaline basaltic flows and tuffaceous siltstone (top section; 66 m). Geochemical modelling showed that the magmatic rocks in the top and bottom sections in well B are cogenetic by fractional crystallization and, as such, can be related to the same subvolcanic magma chamber. Exception has to be made, however, to a basaltic flow in well B probably related with a distinctive volcanic vent. On the other hand, the alkaline rocks in well A and well B are not cogenetic by differentiation processes. Binary mixing calculations indicate that the Santonian-Coniacian alkaline magmatism in the study area in Campos Basin involved interaction between shallow-seated, depleted asthenospheric mantle and the enriched, local subcontinental lithospheric mantle. The composition of the latter is well represented by the alkaline lamprophyres that occur along the coast in the continental area adjoining Santos and Campos basins. Well C comprises a 45 m-thick magmatic section that includes, predominantly, volcanoclastic rocks (tuffaceous siltstone and epiclastic siltstone), besides fossiliferous mudstone and arkose. This volcanoclastic section represents a volcanic setting characterized by fields of monogenetic scoria cones. Binary mixing calculations indicate that oceanic-related mantle sources were located below the Cabo Frio Structural High at the Santonian-Campanian.

Keywords: Campos Basin. Alkaline magmatism. Geodynamics. Vulcanosedimentar paleoenvironment.

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Relação dos intervalos de amostras de calha dos poços B e C com suas respectivas alíquotas selecionadas para laminação e para o estudo petrográfico sob escalas macroscópica e microscópica. As classificações petrográficas estão indicadas. A relação não inclui as amostras laterais do poço A (diabásio alcalino) porque as lâminas petrográficas foram cedidas pelo fiel depositário. As amostras de calha do poço C, entre 5 m e 13 m (C ₊₃ a C ₊₁₅) abaixo da amostragem do topo (C _o), não foram disponibilizadas pelo fiel depositário.....	16
Tabela 2: Lista das alíquotas enviadas para análises litogeoquímicas. O peso inicial e o peso final, medidos, respectivamente antes e após a limpeza com o ultrassom, bem como o tempo total gasto durante o procedimento, estão indicados.	18
Table 3: Terminology for volcanoclastic rocks used in this work, modified after Le Maitre et al. (2002)	31
Table 4: Whole-rock geochemical data of samples from wells A and B. Fe ₂ O ₃ ^t is total iron as ferric iron. LOI is loss on ignition. Oxides in wt.%. Elements in ppm. bdl is below detection limit. Db is diabase. LcDb is leucodiabase. MlDb is meladiabase. Lc is leucomicrogabbro. Ml is melamicrogabbro. B is basalt. TS is tuffaceous siltstone.	36
Table 5: Terminology for volcanoclastic rocks used in this work, modified after Le Maitre et al. (2002)	71
Table 6: Lithogeochemical data of tuffaceous siltstone (sample C-1) and epiclastic siltstone (sample C-2) in well C in Campos Basin. Fe ₂ O ₃ ^(T) is total iron as ferric iron. LOI is loss on ignition. Oxides in wt.%. Elements in ppm. b.d.l. is below detection limit.	73
Table 7: Main features of the Santonian-Campanian volcanism in NE Santos (Caddah et al., 1994; Alves, 2006; Moreira et al., 2006 and references therein). Structures are: VC = volcanic cones; F = flows; I = intrusive rocks.	77
Table 8: Selected trace element contents (in ppm) of samples C-1 (tuffaceous siltstone) and C-2 (epiclastic siltstone) in well C as well as in the upper continental crust (UC), the average continental crust (AC), the lower continental crust (LC), N-MORB (normal mid-ocean ridge basalt), OIB (oceanic island basalt) and Campos basalts (Fm. Cabiúnas, Winter et al., 2007). UC and AC compositions from Taylor & McLennan (1985) . LC composition from Weaver & Tarney (1981) . N-MORB and OIB from Sun & McDonough, 1989 . Campos is the average composition (30 samples) from Fodor & Veter (1984) and Misuzaki et al. (1992)	81

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1:** Localização e principais feições regionais e batimetria das bacias de Santos e Campos na região sudeste do Brasil. AR = Cadeia Abimael. CF = Alto Estrutural de Cabo Frio. CS = Zona de Deformação Cruzeiro do Sul. FFZ = Zona de Fratura de Florianópolis. RJFZ = Zona de Fratura do Rio de Janeiro. RGR = Elevação do Rio Grande. SPP = Platô de São Paulo. Outras feições de interesse nas adjacências das bacias são: AB = Banco de Abrolhos. AS = Monte Almirante. BS = Monte Besnard. FP = Platô de Florianópolis. PAFZ = Zona de Fratura de Porto Alegre. RC = Monte Royal Charlotte. VT = Lineamento Vitória-Trindade. CSF = Cráton do São Francisco (contorno aproximado na linha branca tracejada). OCR = Orógeno Colisional Ribeira. OCA = Orógeno Colisional Araçuaí. Modificado de **Mohriak et al., 2010**. 3
- Figura 2:** Carta estratigráfica geral da Bacia de Campos (**Winter et al., 2007**). As formações são: CB = Formação Cabiúnas, ITA = Formação Itabapoana, ATA = Formação Atafona, CQ = Formação Coqueiros, GGU = Formação Gargaú, MCB = Formação Macabu, RT = Formação Retiro, GT = Formação Goitacás, QM = Formação Quissamã, BZ= Membro Búzios, OUT = Formação Outeiro, NAM = Formação Namorado, IMB= Formação Imbetiba, UBT = Formação Ubatuba, TM = Membro Tamoios, CRP = Formação Carapebus, EBR = Formação Emborê, ST = Membro São Tomé, GBA = Membro Geribá, SR = Membro Siri, GRU = Membro Grussaí. 4
- Figura 3:** Curvas dos perfis geofísicos dos poços A, B (seção B1 e seção B2) e C e as log-fácies discriminadas. Cada quadrado da malha representa 5 m de profundidade. Perfis geofísicos: GR = perfil de raios gama, RS, RD, RA, RLA = perfil de resistividade, CNC, NLIM e NPHI = perfil de nêutrons, ZDEN, RHOB e RHOZ= perfil de densidade, e DT e DTCO = perfil sônico. ... 13
- Figura 4:** Esquema da metodologia e materiais utilizados na seleção das amostras de calha. 15
- Figura 5:** A) Ultrassom utilizado para a limpeza das amostras laterais e de calha dos poços estudados. B) Limpeza da amostra lateral A-3 (poço A). 19
- Figura 6:** Location of Campos Basin in the continental margin of SE Brazil. The main alkaline complexes of the Poços de Caldas-Cabo Frio Alkaline Alignment and the Northern Sector of the Serra do Mar Alkaline Province (**Riccomini et al., 2005**) are shown. Alkaline occurrences in the Poços de Caldas-Cabo Frio Alignment are: Poços de Caldas (1), Bom Repouso (2), Caxambú (3), Passa Quatro (4), Itatiaia (5), Morro Redondo (6), Serra dos Tomazes (7), Tinguá (8), Mendanha-Mapicuru (9), Itaúna (10), Tanguá (11), Soarinho (12), Rio Bonito (13), Morro de São João (14), Cabo Frio (15). Alkaline complexes in the Northern Serra do Mar Alkaline Province are: Ponte Nova (16), Monte de Trigo (17), São Sebastião (18), Serraria (19), Mirante (20), Búzios (21), Vitória (22). Some structural features of Campos and Santos basins are also shown. Sources: **Mohriak et al., 2008** and **Rosa & Ruberti, 2018**. 22
- Figura 7:** Chronostratigraphic chart of the Campos Basin (**Winter et al., 2007**). Formations and members are: CB = Cabiúnas Formation, ITA = Itabapoana Formation, ATA = Atafona Formation, CQ = Coqueiros Formation, GGU = Gargau Formation, MCB = Macabu Formation, RT = Retiro Formation, GT = Goitacás Formation, QM = Quissamã Formation, BZ= Búzios Member, OUT = Outeiro Formation, NAM = Namorado Formation, IMB= Imbetiba Formation, UBT = Ubatuba Formation, TM = Tamoios Member, CRP = Carapebus Formation, EBR = Emborê Formation, ST = São Tomé Member, GBA = Geribá Member, SR = Siri Member, GRU = Grussaí. The question mark refers to the location of the continent-ocean crust boundary. ... 24
- Figura 8:** Magmatic sections of studied wells in Campos Basin and representative photos of samples. A) - well A, B) - well B section B1 and C) - well B section B2. Sedimentary rocks below and above the magmatic sections are also shown. Rock classification as in the drilling well section. Locations of sidewall core and cutting samples are indicated in the magmatic sections. Codes of samples are shown. 28
- Figura 9:** Well logs and discriminated log-facies for the studied magmatic sections in Campos Basin. A) well A, B) well B section B1 and C) well B section B2. GR = gamma-ray log. RLA

and RA = resistivity logs. NPHI and NLIM = neutron logs. DT and DTCO = sonic logs. RHOZ and RHOB = density log. 29

Figure 10: Photomicrographs of representative samples in wells A and B in Campos Basin. A) Intersertal texture associated with skeletal microlites of opaque minerals between prismatic plagioclase crystals and zoned clinopyroxene altered to uralite. (well A, sample A-1; PPL). B) Variolytic and branching texture of plagioclase crystals and glass altered to chlorite and biotite, as well as subhedral plagioclase with apatite inclusions (well A, sample A-4; PPL). C) Intrafasciculate texture and abundant acicular apatite (well A, sample A-2; PPL). D) Fractured plagioclase prismatic crystals (well A, sample A-4; CPL). E) Abundant biotite and chlorite alteration products in clinopyroxene- and olivine-phyric diabase. Fractures of olivine are altered to iddingsite (well B, section B1, sample B1₊₁₂_Am; PPL). F) Clinopyroxene phenocryst with patchy zoning and poikilitic texture involved by a matrix composed of plagioclase partially altered to saussurite and zeolite (well B, section B1, sample B1₊₃₀_Am; CPL). G) Porphyritic diabase with circular amygdale, abundant biotite, iddingsite and poikilitic clinopyroxene (well B, section B2, sample B2₊₅₇_Am; PPL). H) Abundant apatite and tabular opaque mineral in porphyritic diabase (well B, section B2, sample B2₊₁₈_A; PPL). I) Irregular amygdales filled with zeolite, tabular opaque minerals, and altered mafic minerals (well B, section B2, sample B2_o_A; PPL). J) Different textures of basalt in a single cutting sample (well B, section B2, sample B2₊₁₈_Abas; PPL). K) Clots of zoned plagioclase phenocrysts in a hypocrySTALLINE matrix (well B, section B2, sample B2_o_Abas; CPL). L) Diktitaxitic texture with carbonate-filled amygdales and mafic minerals altered to chlorite (well B, section B2, sample B2₊₁₂_Abas; CPL). M) Tuffaceous siltstone composed of volcanic rock fragments in a matrix of microcrystalline carbonatic mud (well B, section B2, sample B2₊₄₂_B; PPL). N) Lithic fragment of diabase at the border of a porous tuffaceous siltstone cutting sample (well B, section B2, sample B2₊₄₂_B; PPL). O) Subrounded lithic fragments of sedimentary rocks in tuffaceous siltstone (well B, section B2, sample B2₊₆_B; PPL). Cpx = clinopyroxene, Pl = plagioclase, Opq = opaque mineral, Ap = apatite, Bt = biotite. TS = tuffaceous siltstone, FC = fossiliferous claystone. PPL = plane-polarized light. CPL = cross-polarized light. 32

Figure 11: Molecular proportion ratio diagrams for the assessment of alteration or magmatic rocks in wells A and B. Sample B₂₋₃ is indicated in the diagrams. A) Al₂O₃/Nb versus SiO₂/Nb. B) CaO/Nb versus SiO₂/Nb. C) Fe₂O₃/Nb versus SiO₂/Nb. D) MgO/Nb versus SiO₂/Nb..... 38

Figure 12: Classification diagram of samples in wells A and B. A) Zr/TiO₂ versus Nb/Y (Winchester & Floyd, 1977) and B) Zr/Ti versus Nb/Y (after Winchester & Floyd, 1976; modified by Pearce, 1996). TS = tuffaceous siltstone. 39

Figure 13: Multielement diagrams for the alkaline rocks from well A and B. A) Chondrite-normalized REE diagram; B) Chondrite-normalized multielement diagram. Normalization factors from McDonough & Sun (1995), except Rb, K and P (primitive mantle from Sun, 1980). The tuffaceous siltstone (dashed line) is not plotted in figure B. 40

Figure 14: Results of petrogenetic modelling for fractional crystallization between parental composition (sample B_{1_5}) and evolved compositions (samples B_{2_1} and B_{2_2}) of well B using the Rayleigh equation. Chondrite-normalized REE diagrams on the left and multielement diagrams on the right. A) Trace element contents of the sample B_{2_2} (MgO = 9.98 wt.%) are compared with calculated values for the model composition. B) Trace element contents of the sample B_{2_1} (MgO = 3.90 wt.%) are compared with calculated values for the model composition. In both cases, parental composition is the sample B_{1_5} (MgO = 12.05 wt.%) of section B1 well B. C) Trace element contents of the sample B_{2_1} (MgO = 3.90 wt.%) are compared with calculated values for the model composition for the parental composition sample B_{2_2} (MgO = 9.98 wt.%). Percentual differences (d%) between real and calculated (modelled) values and their averages are indicated. Normalization factors from McDonough & Sun (1995), except Rb, K and P (primitive mantle from Sun, 1980). 45

Figure 15: Results of petrogenetic modelling for fractional crystallization between parental composition (sample A-3) and evolved composition (samples A-4) of well A using the Rayleigh equation. A) Chondrite-normalized REE diagram. B) Normalized multielement diagram. Percentual differences (d%) between real and calculated (modelled) values and their average are indicated. Normalization factors from **McDonough & Sun (1995)**, except Rb, K and P (primitive mantle from **Sun, 1980**).....47

Figure 16: Least evolved samples in well A and well B and possible deep-seated, fertile sublithospheric mantle sources (OIB and Trindade plume) as well as representative compositions of the local SCLM nearby Campos and Santos basins plotted in chondrite-normalized REE diagram. MgO contents (values recalculated to 100% on a volatile-free basis) are indicated. Normalization factors from **McDonough & Sun (1995)**, except Rb, K and P (primitive mantle from **Sun, 1980**). Data source: N-MORB and OIB (**Sun & McDonough, 1989**); DM (**Salters & Stracke, 2004**); Trindade plume (**Siebel et al., 2000**); Lamprophyres (**LabMEG database**).....49

Figure 17: Bivariate diagrams with mixing curves between depleted, asthenospheric N-MORB mantle source and deep-seated, fertile sublithospheric mantle sources (Trindade plume) and the local SCLM compositions represented by the Rio de Janeiro, São Paulo and Atalaia lamprophyres. The compositions of the least evolved samples in wells A and B (black losangle) are plotted in the diagrams. A) La/Yb x Th/Nd diagram. B) La/Yb x Sm/Ho diagram. Data sources: N-MORB: **Sun & McDonough, 1989**. Trindade (sample 10764 - basanite dike; **Siebel et al., 2000**). RJ = Rio de Janeiro lamprophyre (n = 8), SP = São Paulo lamprophyre (n = 64) and Atalaia = Atalaia lamprophyre (n = 15), all from **LabMEG database**. Mixing curves (symbols) at 10% intervals.50

Figure 18: Conceptual geodynamic model for the Santonian-Coniacian magmatism in Campos Basin.52

Figure 19: Location of Campos Basin in the continental margin of SE Brazil. The main oil fields in Campos Basin are shown as well as the approximate area where proeminent volcanic structures have been discriminated in southern Campos. The Cabo Frio and Vitória structural highs that separate Campos from Santos (to the south) and Espírito Santo (to the north) basins are indicated as red dashed lines. Modified from: **Muniz & Bosence, 2015**.....64

Figure 20: Chronostratigraphic chart of the Campos Basin (**Winter et al., 2007**). Formations and members are: CB = Cabiúnas Formation, ITA = Itabapoana Formation, ATA = Atafona Formation, CQ = Coqueiros Formation, GGU = Gargau Formation, MCB = Macabu Formation, RT = Retiro Formation, GT = Goitacás Formation, QM = Quissamã Formation, BZ= Búzios Member, OUT = Outeiro Formation, NAM = Namorado Formation, IMB= Imbetiba Formation, UBT = Ubatuba Formation, TM = Tamoios Member, CRP = Carapebus Formation, EBR = Emborê Formation, ST = São Tomé Member, GBA = Geribá Member, SR = Siri Member, GRU = Grussaí. The question mark refers to the location of the continent-ocean crust boundary. ..66

Figure 21: Volcaniclastic section of well C in Campos Basin. Sedimentary rocks below and above the volcaniclastic section are also shown. Lithologies taken from the drilling section of well C provided by ANP.69

Figure 22: Borehole logs and discriminated log-facies in well C. GR = gamma-ray log, RD = resistivity log, CNC = neutron log, DT = sonic log and ZDEN = density log.71

Figure 23: Photomicrographs of representative samples in well C in Campos Basin. A) Abundant volcanic rock fragments and microcrystalline carbonate matrix in the tuffaceous siltstone (Sample C₄₅_A, PPL). B) Volcanic rock fragments in detail in tuffaceous siltstone (Sample C₃₉_A, PPL). C) Olivine grain and tuffaceous siltstone fragment in the epiclastic siltstone (Sample C₂₁_B, PPL). D) Well sorted epiclastic siltstone with fragments of tuffaceous siltstone (Sample C₂₇_B, PPL). E) Well-sorted, sub-angular, sandstone arkose (Sample C-

C ₀ _D, CPL). F) Abundant allochemical grains in the fossiliferous claystone (Sample C ₃₃ _C, PPL. PPL = plane-polarized light. CPL = cross-polarized light.....	72
Figure 24: Classification diagram of well C. A) Zr/TiO ₂ versus Nb/Y (Winchester & Floyd, 1977), B) Zr/Ti versus Nb/Y (after Winchester & Floyd, 1976 ; modified by Pearce, 1996).	74
Figure 25: Trace element patterns of the volcanoclastic and epiclastic rocks in well C.A) Chondrite-normalized multielement diagram. B) Chondrite-normalized REE diagram. Normalization factors from McDonough & Sun (1995) , except Rb, K and P (primitive mantle from Sun, 1980).	75
Figure 26: Comparisons between volcanic cones in Parícutín, Mexico, and northern Santos Basin. A) 3D model of the Parícutín monogenetic volcano, Mexico (https://sketchfab.com/search?q=paricut&type=models). B) 3D seismic visualization of a volcanic cone (CV) and associated lava flow (DL) in northern Santos Basin (Moreira et al., 2006).	78
Figure 27: Schematic reconstruction (not in scale) of the volcanosedimentary paleoenvironment in southern Campos at the Santonian-Campanian. The background of the 3D reconstruction was modified from https://www.britannica.com/science/continental-margin	79
Figure 28: Binary mixing curves between mafic basic sources (N-MORB and Campos basalts) and continental crust compositions. Mixing curves with N-MORB, OIB and the upper continental crust (UC) end-members at 10% intervals (crosses). Other mixing curves with N-MORB and OIB an end-members shown as straight lines. Curves between Campos basalts and continental crust compositions shown as dashed lines. C-1 and C-2 compositions are indicated. End-members compositions and abbreviations as in Table 6	81

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO GERAL	1
1.1 Apresentação	1
1.2 Objetivos (Geral e Específico)	2
1.3 Justificativa	2
1.4 Localização	2
2 REVISÃO TEMÁTICA	4
2.1 Cronoestratigrafia da Bacia de Campos	4
2.2 Magmatismo Drifte em Campos e Santos	8
3 MATERIAIS E MÉTODOS	11
3.1 Revisão Bibliográfica	11
3.2 Dados Técnicos dos Poços	11
3.3 Seleção e Preparação das Amostras	14
4 ARTIGO CIENTÍFICO: <i>Interactions between depleted and enriched shallow-seated mantle sources in the petrogenesis of post-Aptian alkaline magmatism in Campos Basin, SE Brazil</i>	20
4.1 Abstract	20
4.2 Introduction	20
4.3 Geological Setting	22
4.4 The Drift-Related Magmatism in Campos Basin	25
4.5 Material and Methods	27
4.6 Well Data	27
4.7 Petrography	30
4.8 Lithogeochemistry	35
4.8.1 Analytical methods	35
4.8.2 Assessment of alteration	37
4.8.3 Major and trace element data	38
4.9 Discussions	41
4.9.1 Relationships between log facies and petrographic data	41
4.9.2 Petrogenetic relationships between magmatic sections	43
4.9.3 Binary mixing and proposal of a conceptual geodynamic model	47
4.10 Conclusions	52
4.11 References	53
5 ARTIGO CIENTÍFICO: <i>Volcaniclastic rocks and reconstruction of volcanosedimentary paleoenvironment in Campos Basin, SE Brazil</i>	62
5.1 Abstract	62
5.2 Introduction	62
5.3 Geological Setting	63
5.4 Materials and Methods	68
5.5 Results	70
5.5.1 Well data and log-facies discrimination	70
5.5.2 Petrography	71
5.5.3 Lithogeochemistry	73
5.6 Discussions	76
5.6.1 Correlations between log-facies and petrography	76

5.6.2 Volcanosedimentary paleoenvironment	77
5.6.3 Volcaniclastic rocks as probes of the mantle.....	79
5.7 Conclusions	82
5.8 References	82
6 CONCLUSÃO GERAL E TRABALHOS FUTUROS	89
7 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	91
ANEXOS.....	95
ANEXO A – Petrografia de amostras representativas dos poços A, B e C.....	95

1 INTRODUÇÃO GERAL

1.1 Apresentação

Esta dissertação tem como tema o estudo dos processos magmáticos e vulcanoclásticos ocorridos na fase drifte da Bacia de Campos. Este estudo foi desenvolvido a partir de quatro seções magmáticas de três poços localizados na região da bacia com vários registros magmáticos, conforme trabalhos prévios disponíveis na literatura (p.ex.: **Oreiro, 2006; Oreiro et al., 2008**). Esta dissertação está estruturada em um formato misto, ou seja, o corpo principal está organizado em capítulos e artigo seguindo o Manual de Instruções para Organização e Apresentação de Dissertações e Teses na UFRRJ, 3ª edição (2006). A dissertação e a submissão de um artigo científico em periódico de nível B1 ou superior, segundo o Qualis da área de Geociências da CAPES, são requisitos para obtenção do título de mestre no Programa de Pós-graduação em Modelagem e Evolução Geológica (PPGMEG) da Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro (UFRRJ).

As bacias de Campos e Santos são bacias rifte resultantes da fragmentação do Gondwana que evoluíram para bacias de margem passiva com a abertura do oceano Atlântico Sul. A deposição sedimentar dessas bacias foi acompanhada de importantes eventos magmáticos ao longo desta evolução (**Chang et al., 1992**). Os processos magmáticos e vulcanoclásticos registrados na fase drifte das bacias de Campos e Santos (**Moreira et al., 2007; Winter et al., 2007**) foram estudados principalmente a partir de dados geofísicos (p.ex. **Mohriak, 2004; Moreira et al., 2006; Rangel, 2006; Oreiro et al., 2008; Schattner & Michaelovitch de Mahiques, 2020**). Os escassos estudos petrológicos mostraram que este magmatismo é alcalino (**Mizusaki et al., 1992; Louback et al., 2021**) e ocorre sob formas intrusiva e extrusiva, tanto vulcânica efusiva quanto vulcânica explosiva, em ambiente subaéreo e subaquoso (**Mizusaki & Mohriak, 1993; Moreira et al., 2006**). No entanto, hipóteses relacionadas a processos de diferenciação e fontes geradoras ainda não foram testadas. Além disso, reconstituições de antigos ambientes vulcanosedimentares ainda carecem de detalhe. Esta dissertação apresenta modelos petrogenéticos conceituais e matemáticos de processos de diferenciação e de fusão parcial de fontes mantélicas e a proposição de modelos geodinâmicos conceituais preliminares para o magmatismo da fase drifte da Bacia de Campos na região de estudo. Os dados petrológicos também foram utilizados na reconstituição do paleoambiente vulcanosedimentar. Estes resultados foram reunidos nos capítulos 4 e 5 da dissertação, que serão submetidos sob a forma de artigo científico à revistas especializadas, após adequação à formatação do texto de acordo com as normas das revistas.

1.2 Objetivos (Geral e Específico)

O objetivo geral desta dissertação é investigar os processos petrológicos, isto é, de diferenciação magmática e fusão parcial de fontes mantélicas, do magmatismo registrado na área de estudo e em que medida eles podem ser comparados com as características do magmatismo alcalino da fase drifte das bacias de Campos e Santos apresentadas e discutidas na literatura (*vide* capítulo 2 desta dissertação). Os objetivos específicos incluem determinar o caráter intrusivo e/ou extrusivo (vulcânico efusivo e/ou explosivo) do magmatismo, além de reconstituir paleoambientes vulcanosedimentares.

1.3 Justificativa

Os processos magmáticos da fase drifte nas bacias de Campos e Santos são fundamentais para a compreensão da evolução tectono-sedimentar da margem continental brasileira. Estes processos exercem influência na subsidência e nos ambientes deposicionais das bacias sedimentares, mas ainda são pouco estudados. As pesquisas realizadas nos últimos anos sobre os eventos magmáticos registrados nas bacias de Campos e Santos têm mostrado a importância desses episódios para a exploração de hidrocarbonetos. O magmatismo é acompanhado por um aumento no gradiente térmico da bacia e nos arredores das intrusões e, portanto, pode acelerar a maturação de hidrocarbonetos nas rochas geradoras (**Wu *et al.*, 2006**). As rochas ígneas também são excelentes selantes (**Wu *et al.*, 2006**) e podem ser reservatórios de hidrocarbonetos, como ocorre nos campos de Badejo (**Guardado *et al.*, 1989**) e Pão de Açúcar (**Vieira de Luca *et al.*, 2017**) na Bacia de Campos. No entanto, o magmatismo das bacias sedimentares na margem continental brasileira tem sido investigado a partir da obtenção de dados geofísicos, havendo uma carência de estudos petrológicos. Os dados e resultados apresentados nesta dissertação de mestrado poderão contribuir para a elaboração de modelos petrogenéticos e geodinâmicos para as bacias *offshore* do Brasil, em especial, para as bacias de Campos e Santos. Os novos conhecimentos também poderão melhorar o entendimento dos processos geológicos envolvidos na evolução da margem continental durante o período de deriva, bem como dos sistemas petrolíferos das duas bacias.

1.4 Localização

Os três poços (poço A, poço B e poço C) estudados neste trabalho de dissertação foram perfurados na Bacia de Campos pela Petrobras S.A nos anos de 2001, 2002 e 2003, respectivamente, sob uma lâmina d'água de aproximadamente 2800 m. Estes poços estão

localizados numa região da bacia (**Figura 1**), a cerca de 200 km da costa brasileira, onde estruturas magmáticas foram registradas a partir de dados geofísicos e provenientes de poços exploratórios (p.ex.: **Oreiro, 2006; Moreira et al., 2006; Rangel, 2006; Oreiro et al., 2008**).

A Bacia de Campos está localizada na margem continental do sudeste do Brasil (**Figura 1**), cobrindo mais de 100.000 km² até a cota batimétrica de 3.400 m (**Dias et al., 1998**). A bacia é limitada pelo Alto Estrutural de Vitória e de Cabo Frio ao norte e ao sul, respectivamente. Rochas ígneas e metamórficas do Neoproterozoico do Orógeno Colisional Ribeira (p. ex. **Heilbron et al., 2020**) constituem o limite ocidental e o embasamento cristalino da Bacia de Campos (**Mohriak et al., 1989; Winter et al., 2007**). As bacias do Espírito Santo e de Santos estão localizadas ao norte e ao sul da Bacia de Campos, respectivamente (**Figura 1**).

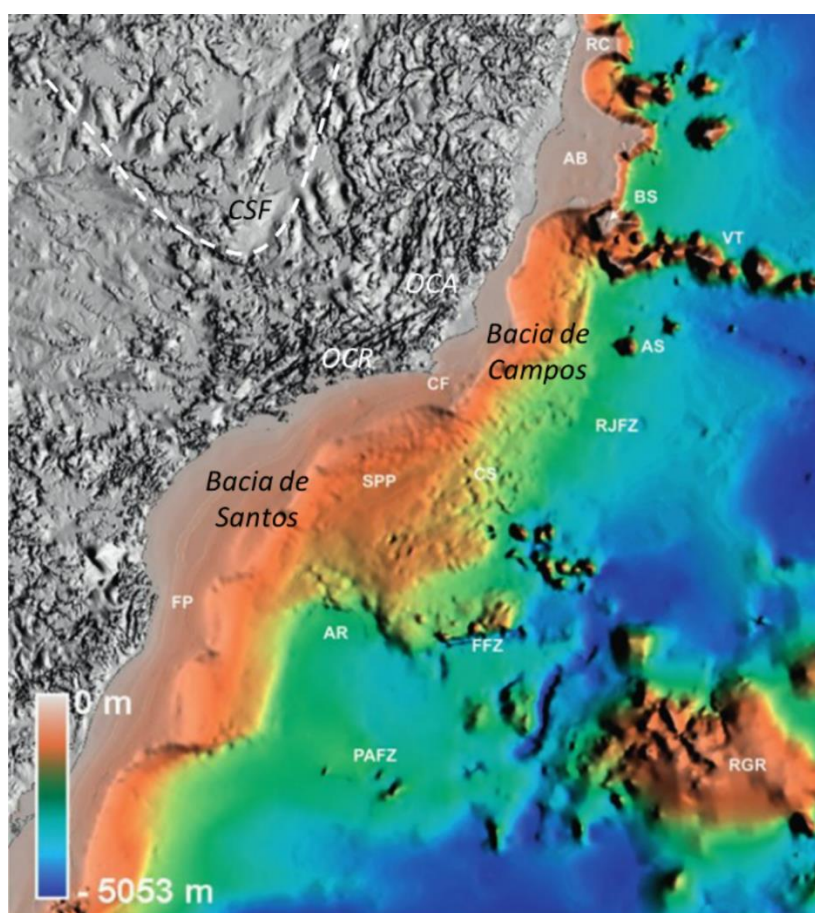


Figura 1: Localização e principais feições regionais e batimetria das bacias de Santos e Campos na região sudeste do Brasil. AR = Cadeia Abimaél. CF = Alto Estrutural de Cabo Frio. CS = Zona de Deformação Cruzeiro do Sul. FFZ = Zona de Fratura de Florianópolis. RJFZ = Zona de Fratura do Rio de Janeiro. RGR = Elevação do Rio Grande. SPP = Platô de São Paulo. Outras feições de interesse nas adjacências das bacias são: AB = Banco de Abrolhos. AS = Monte Almirante. BS = Monte Besnard. FP = Platô de Florianópolis. PAFZ = Zona de Fratura de Porto Alegre. RC = Monte Royal Charlotte. VT = Lineamento Vitória-Trindade. CSF = Cráton do São Francisco (contorno aproximado na linha branca tracejada). OCR = Orógeno Colisional Ribeira. OCA = Orógeno Colisional Araçuaí. Modificado de **Mohriak et al., 2010**.

2 REVISÃO TEMÁTICA

2.1 Cronoestratigrafia da Bacia de Campos

A evolução tectônica e estratigráfica da Bacia de Campos é tradicionalmente dividida nas superseqüências rifte, pós-rifte e drifte (Figura 2; Winter *et al.*, 2007).

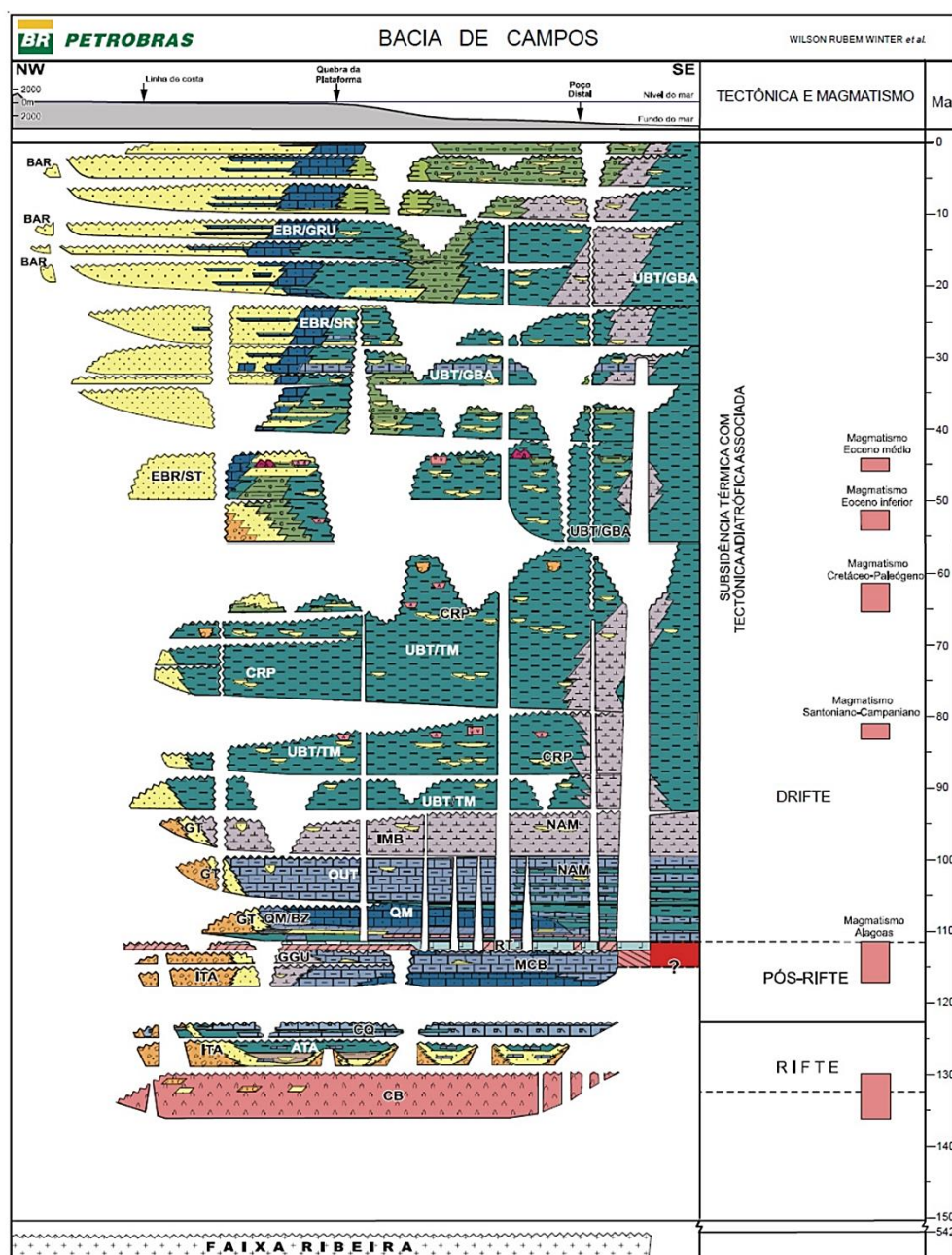


Figura 2: Carta estratigráfica geral da Bacia de Campos (Winter *et al.*, 2007). As formações são: CB = Formação Cabiúnas, ITA = Formação Itabapoana, ATA = Formação Atafona, CQ = Formação Coqueiros, GGU = Formação Gargaú, MCB = Formação Macabu, RT = Formação Retiro, GT = Formação Goitacás, QM = Formação Quissamã, BZ = Membro Búzios, OUT = Formação Outeiro, NAM = Formação Namorado, IMB = Formação Imbetiba, UBT = Formação Ubatuba, TM = Membro Tamoios, CRP = Formação Carapebus, EBR = Formação Emborê, ST = Membro São Tomé, GBA = Membro Geribá, SR = Membro Siri, GRU = Membro Grussaí.

A supersequência rifte inclui a Formação Cabiúnas e a porção inferior do Grupo Lagoa Feia. O magmatismo basáltico toleítico da Formação Cabiúnas é contemporâneo ao magmatismo da Província Basáltica Continental Paraná-Etendeka, com rochas datadas entre 134 e 122 Ma (**Fodor & Vetter, 1984; Mizusaki et al., 1992**). Rochas siliciclásticas ocorrem localmente entre os derrames basálticos sucessivos dessa formação (**Winter et al., 2007**). As rochas da porção inferior do Grupo Lagoa Feia foram depositadas em um ambiente continental lacustre e fluvio-deltaico (**Guardado et al., 1989**). A Formação Itabapoana (Barremiano-Aptiano) é composta por depósitos de leques aluviais e deltaicos de borda de bacia e de falha. Fragmentos de basaltos são componentes comuns em conglomerados e arenitos dessa formação (**Dias et al., 1988; Winter et al., 2007**). As rochas siliciclásticas (siltitos, arenitos e folhelhos) da Formação Atafona (Barremiano), contendo talco e estevensita, foram depositadas em lagos vulcânicos de água alcalina e salobra (**Dias et al., 1988; Mohriak et al., 1989; Winter et al., 2007**). As coquinas da Formação Coqueiros (Barremiano-Aptiano) foram depositadas em ambiente lacustre de alta energia e estão intercaladas com folhelhos ricos em matéria orgânica (Folhelho Jequiá; **Winter et al., 2007**).

A supersequência pós-rifte corresponde à porção superior do Grupo Lagoa Feia e marca a transição de um ambiente continental lacustre para um ambiente lagunar a marinho restrito durante o Aptiano e início do Albiano (Andar Alagoas; **Dias, 2005; Winter et al., 2007**). A discordância pré-neo-Alagoas é uma superfície erosiva de aplainamento do relevo formado na fase rifte e limita a base dessa supersequência (**Guardado et al., 1989**). A sedimentação continental sob a forma de leques aluviais, fluviais e lacustre ocorria nas porções proximais da bacia durante o Aptiano médio e superior. Os conglomerados e arenitos resultantes dessa sedimentação compõem a Formação Itapaboana (**Dias, 2005; Winter et al., 2007**). A primeira grande ingressão marinha na Bacia de Campos ocorreu durante o Aptiano superior como resultado da menor influência da barreira localizada ao sul do Platô das Malvinas e de um período de eustasia positiva (**Dias, 2005**). As formações Gargaú e Macabu são caracterizadas por sedimentos carbonáticos, margas e arenitos, depositados num ambiente marinho raso (mar epicontinental), nas porções distais da bacia. Calcários estromatolíticos e laminitos microbiais, por vezes dolomitizados, ocorrem na Formação Macabu (**Winter et al., 2007**). Os evaporitos da Formação Retiro foram depositados durante o final do Aptiano e início do Albiano em resposta ao clima árido e à existência de uma barreira natural à circulação de água, representada pela Dorsal de São Paulo (**Chang et al., 1992; Dias, 2005**). Os evaporitos exibem um zoneamento de fácies, de forma que as anidritas ocorrem nas margens rasas da bacia e halita,

carnalita e silvita ocorrem nas partes centrais da bacia (**Guardado et al., 1989; Winter et al., 2007**).

A supersequência drifte corresponde aos grupos Macaé e Campos que registram a sedimentação marinha franca compartimentada pela halocinese, bem como o progressivo aumento da batimetria da bacia com a deriva das placas sul americana e africana (**Winter et al., 2007**). A porção inferior do Grupo Macaé (Albiano inferior) foi depositada em um ambiente marinho hipersalino raso (até 200 m de profundidade), onde condições climáticas quentes e secas prevaleciam (**Guardado et al., 1989**). A Formação Quissamã é o registro de um sistema carbonático de planície de maré composto por fácies de baixa a alta energia. O Membro Búzios é composto por estratos de dolomitos que apresentam um sistema poroso complexo, e são produtos da diagênese precoce dos carbonatos basais, de águas rasas, da Formação Quissamã. Uma associação de leques aluviais, fan-deltas, lagunas e praias ocorriam na porção proximal da bacia, e os conglomerados, arenitos e calcilutitos resultantes destes ambientes compõem a Formação Goitacás (**Guardado et al., 1989; Winter et al., 2007**). A Formação Outeiro registra o progressivo afogamento da plataforma carbonática com uma sedimentação siliciclástica-carbonática composta por calcilutitos, folhelhos e margas (**Winter et al., 2007**). Rochas pelíticas (folhelhos escuros e margas) depositadas em um ambiente batial superior, por vez anóxico, compõem a Formação Imbetiba. Os arenitos da Formação Namorado ocorrem intercalados aos sedimentos pelíticos da Formação Imbetiba, confinados a baixos deposicionais gerados pela halocinese (**Guardado et al., 1989; Winter et al., 2007**).

As condições de mar aberto se estabeleceram definitivamente com a conexão dos oceanos Atlântico sul, Atlântico norte e Índico durante o Neo-Cretáceo (**Guardado et al., 1989; Chang et al., 1992**). Neste contexto, a porção inferior do Grupo Campos foi depositada em um ambiente marinho transgressivo sob clima quente e úmido. A profundidade da água variava de batial superior a batial inferior, atingindo 2000 m na parte central da bacia (**Guardado et al., 1989; Winter et al., 2007**). A relativa estabilidade ambiental permitiu uma grande diversificação biológica (**Guardado et al., 1989**). Os arenitos avermelhados do Membro São Tomé da Formação Emborê foram depositados em ambiente de plataforma costeira, nerítico raso, em sistema do tipo fandelta, nas porções proximais da bacia (**Winter et al., 2007**). Os folhelhos e margas da Formação Ubatuba, Membro Tamoios ocorrem nas porções intermediárias e distais da bacia intercalados com corpos arenosos da Formação Carapebus. A Formação Ubatuba é caracterizada por depósitos finos típicos de sedimentação hemipelágica. Os sedimentos arenosos submarinos da Formação Carapebus foram depositados a partir de

fluxos gravitacionais em calhas amplas controladas pela remobilização dos evaporitos. Os depósitos turbidíticos dessa formação foram, por vez, retrabalhados por correntes de fundo (**Winter et al., 2007; Castro & Picolini 2014**). A Serra do Mar foi a principal área fonte dos sedimentos durante o Neo-Cretáceo (**Guardado et al., 1989**). Derrames e intrusões basálticas alcalinas com idades entre 83,2 Ma a 72,4 Ma, bem como hialoclastitos e bentonitas (Marco 3-Dedos) ocorrem principalmente na área sul da bacia e caracterizam o evento magmático Santoniano-Campaniano (**Mizusaki et al., 1992; Winter et al., 2007**).

O padrão de empilhamento do Grupo Campos passou de retrogradacional para progradacional a partir do Paleoceno em resposta à regressão marinha que predomina na bacia até os dias de hoje (**Guardado et al., 1989; Fetter et al., 2009**). A sedimentação da Bacia de Campos a partir do Paleógeno reflete às flutuações do nível eustático local e ao grande aporte sedimentar associado ao soerguimento da Serra do Mar e a instalação do Rifte Continental do Sudeste do Brasil (**Riccomini et al., 2004; Winter et al., 2007**). Sedimentos siliciclásticos depositados a partir de ambientes de delta e fandelta nas porções proximais da bacia originaram os conglomerados, arenitos e pelitos clásticos do Membro São Tomé da Formação Emborê. O Membro Grussaí da Formação Emborê é composto por carbonatos plataformais representados por calcarenitos e calcirruditos bioclásticos que ocorrem próximos à quebra da plataforma. Já o Membro Siri da Formação Emborê é caracterizado por rochas carbonáticas formadas a partir de um banco recifal de algas vermelhas e inclui calcirruditos e calcarenitos bioclásticos das porções proximais da bacia. Depósitos conglomeráticos, arenosos e lamosos proximais depositados, durante o Neógeno, a partir de processos trativos de alta energia (ambiente fluvial entrelaçado) e de fluxos gravitacionais (leques aluviais) compõem a Formação Barreiras (**Winter et al., 2007**). Sedimentos arenosos foram depositados em calhas halocinéticas e tectônicas de direção NW-SE a partir de fluxos hiperpicnais nas áreas bacinais, constituindo os Sistemas Turbidíticos Marginais Mistos da Formação Carapebus (**Guardado et al., 1989; Winter et al., 2007**). Os turbiditos da Formação Carapebus ocorrem intercalados ao Sistema Pelítico Bacinal da Formação Ubatuba/Membro Geribá nas porções distais da bacia (**Winter et al., 2007**). Dois marcos estratigráficos importantes são reconhecidos na sequência marinha regressiva, o Marco Azul (Oligoceno inferior) e o Marco Cinza (Mioceno). A sedimentação da sequência marinha regressiva foi acompanhada por dois eventos magmáticos, quais sejam, o magmatismo basáltico do Cretáceo-Paleógeno com rochas datadas entre 65,5 Ma e 62 Ma e magmatismo do Eoceno com rochas datadas entre 53 Ma e 43 Ma (**Winter et al., 2007**). Este

último evento foi denominado Membro Cabo Frio e incluído na Formação Emborê (**Rangel, 2006**).

2.2 Magmatismo Drifte em Campos e Santos

O registro sedimentar da fase drifte na região do Alto de Cabo Frio foi acompanhado por eventos magmáticos do Cretáceo Superior ao Paleógeno (**Figura 2; Oreiro, 2006; Moreira et al., 2007; Winter et al., 2007**). O magmatismo da fase drifte é contemporâneo ao magmatismo alcalino que ocorreu na área continental adjacente às bacias de Campos e Santos há cerca de 88 - 42 Ma (**Sonoki & Gardá, 1988; Riccomini et al., 1991; Thompson et al., 1998**). Os complexos alcalinos da área continental mais próximos às bacias foram inseridos no setor norte da Província Alcalina da Serra do Mar e no Alinhamento Magmático Poços de Caldas-Cabo Frio (**Riccomini et al., 2005**).

O evento magmático Santoniano-Campaniano na Bacia de Campos é caracterizado por derrames basálticos e intrusões de diabásio e gabro, a partir de magmas alcalinos, com idades entre 83,2 Ma a 72,4 Ma (**Mizusaki et al., 1992; Winter et al., 2007**). Fontes mantélicas enriquecidas foram associadas a este magmatismo alcalino (**Mizusaki et al., 1992**). Hialoclastitos e bentonitas também estão registrados no magmatismo Santoniano-Campaniano na Bacia de Campos (**Winter et al., 2007**). As bentonitas correspondem ao marco estratigráfico 3-Dedos e foram formadas a partir da alteração de depósitos de cinzas vulcânicas. A composição das bentonitas indica que as cinzas vulcânicas foram provenientes de um vulcanismo subaéreo e pliniano, de afinidade traquítica existente nas adjacências da Bacia de Campos (**Caddah et al., 1994**). O marco estratigráfico 3B, por sua vez, é caracterizado por rochas pelíticas radioativas, formadas por vulcanoclastos retrabalhados e sedimentos detríticos bacinais. O material clástico é proveniente do desmonte dos depósitos proximais dos vulcões adjacentes à bacia. Os marcos estratigráficos 3-Dedos e 3B representam fácies distintas de uma fonte vulcânica comum (**Alves, 2006**). O vulcanismo na área continental e os abalos sísmicos associados influenciaram a sedimentação da fase drifte na Bacia de Campos durante o Santoniano-Maastrichtiano com o aporte de vulcanoclastos e disparo de correntes de turbidez (**Caddah et al., 1998**). A presença de fragmentos vulcânicos em reservatórios turbidíticos de águas profundas da Bacia de Campos corrobora a contemporaneidade entre os processos vulcânicos do Santoniano-Campaniano no continente e a sedimentação turbidítica (**Caddah et al., 1998; Fetter et al., 2009**).

O episódio magmático do Santoniano-Campaniano na Bacia de Santos ocorreu entre 85 e 80 Ma (**Szatmari et al., 2000**). Cones vulcânicos alinhados segundo um *trend* E-W, com dimensões médias de 25 km² e 700 m de altura, diques alimentadores subverticais a verticais associados aos edifícios vulcânicos, diques anelares e soleiras são feições reconhecidas por meio de interpretação sísmica de poços da região do Alto de Cabo Frio (**Mohriak, 2004; Moreira et al., 2006; Oreiro et al., 2008**). Estudos paleogeográficos sugerem que o vulcanismo foi subaéreo nas porções proximais e subaquoso nas porções distais da bacia, na região do Alto de Cabo Frio. Derrames de basaltos amigdaloidais em baixos deposicionais, com brechas vulcanoclásticas na base, e depósitos vulcanoclásticos e piroclásticos ocorrem na sequência deposicional do Santoniano-Campaniano nessa região (**Moreira et al., 2006**). Intrusões alcalinas de diabásio, gabro, basalto e lamprófiro, com idade ⁴⁰Ar/³⁹Ar variando de 83,3 Ma a 72,4 Ma ocorrem no campo de Libra na Bacia de Santos. Três tipos de intrusões do Santoniano-Campaniano foram reconhecidas com base nos dados sísmicos dos poços do campo de Libra. O tipo 1 ocorre localmente como lacólitos, o tipo 2 ocorre em meio à seção evaporítica e o tipo 3 forma corpos inclinados, que se ramificam e tendem a formar complexos de soleiras, além de construírem localmente edifícios vulcânicos (**Rancan et al., 2018**). Soleiras de geometria planar e em pires com até 4 km de extensão, plútons com até 800 km², edifícios vulcânicos formados em ambiente subaquoso e seus respectivos diques alimentadores foram identificados por meio de perfis sísmicos de poços do sul da Bacia de Santos. Estas estruturas foram interpretadas na seção do Santoniano-Campaniano, e associadas a uma fase vulcânica do início do Campaniano (**Schattner & Michaelovitch de Mahiques, 2020**).

O evento magmático Cretáceo-Paleógeno com basaltos datados entre 65,5 Ma e 62 Ma foi registrado apenas na Bacia de Campos (**Winter et al., 2007**). O complexo alcalino Morro de São João, com idades entre 62 Ma e 60 Ma (**Sonoki & Garda, 1988**) é contemporâneo a este episódio magmático registrado na Bacia de Campos.

O evento magmático do Eoceno ocorreu principalmente na região do Alto de Cabo Frio, entre as bacias de Campos e Santos (**Oreiro, 2006; Oreiro et al., 2008; Mohriak & Fainstein 2012**). Na Bacia de Campos este evento foi denominado Membro Cabo Frio e incluído na Formação Emborê. As rochas ígneas desse evento são raras e pouco espessas nas regiões central e norte da Bacia de Campos (**Rangel, 2006**), e não há estudos publicados sobre a ocorrência de rochas ígneas do Eoceno na porção central e sul da Bacia de Santos. O Complexo Vulcânico de Abrolhos é um exemplo, ao norte da Bacia de Campos, de província ígnea basáltica formada durante o Paleógeno (**Sobreira & França, 2006; Mohriak, 2020**).

O evento magmático do Eoceno na região do Alto de Cabo Frio é caracterizado por uma espessa sequência vulcanosedimentar intercalada com derrames e intrusões basálticas alcalinas (**Oreiro, 2006**). Os derrames basálticos e intrusões de diabásio e gabro foram datados em 53 Ma e 43 Ma (**Winter *et al.*, 2007**), com uma idade média de 50 Ma (**Mizusaki & Mohriak, 1993**). A sequência vulcanoclástica é composta por rochas epiclásticas, brechas autoclásticas, tufos piroclásticos e hialoclastitos intercaladas com folhelhos, siltitos e calcissiltitos. Estes últimos sugerem períodos de quiescência alternados à atividade vulcânica. Os hialoclastitos foram formados em ambiente subaquoso sob profundidades de até 500 metros (**Mizusaki & Mohriak, 1993; Rangel, 2006; Mohriak, 2020**). Edifícios vulcânicos são estruturas frequentemente observadas nas seções sísmicas da sequência do Eoceno do Alto de Cabo Frio, no limite entre as bacias de Campos e Santos (**Mizusaki & Mohriak, 1993; Mohriak, 2003; Rangel, 2006; Marcondes, 2010**). Os edifícios vulcânicos têm formato cônico ou abaulado, a depender de suas exposições subaéreas a partir de lâminas d'água com cerca de 600 m (**Oreiro, 2006**). Diques verticais a subverticais identificados nas seções sísmicas são os possíveis condutos alimentadores dos edifícios vulcânicos (**Oreiro *et al.*, 2008; Marcondes, 2010**). Soleiras em forma de vitória-régia e derrames basálticos também foram reconhecidos na seção do Eoceno por meio de dados sísmicos (**Moreira *et al.*, 2006; Oreiro *et al.*, 2008**). Intrusões de lamprófito e fonolito com 38.62 ± 0.02 Ma e 41.06 ± 0.02 Ma, respectivamente, ocorrem na seção pré-sal da região do Alto de Cabo Frio. Com base em evidências geoquímicas estas ocorrências não são cogenéticas, e o magma lamprofírico representa uma mistura entre o componente EMI e a pluma de Trindade (**Louback *et al.*, 2021**).

3 MATERIAIS E MÉTODOS

Neste capítulo serão apresentados os materiais, métodos e técnicas utilizados para atingir os objetivos propostos para esta dissertação. As etapas metodológicas de revisão bibliográfica, de obtenção e estudo dos dados técnicos dos poços e de seleção e preparação das amostras são descritas a seguir.

3.1 Revisão Bibliográfica

Para a construção da base teórica foi realizado um levantamento bibliográfico com o objetivo de atualizar e sintetizar o conhecimento disponível na literatura sobre o tema desta dissertação. Esta etapa teve continuidade ao longo de todo o desenvolvimento do projeto de mestrado. Os tópicos pesquisados incluíram a contextualização regional da geologia das bacias de Campos e Santos, a evolução tectonoestratigráfica das bacias, os eventos magmáticos da fase drifte identificados nestas bacias, a classificação e gênese das rochas vulcanoclásticas, e a petrogênese de rochas alcalinas. Os principais meios consultados foram artigos publicados em periódicos internacionais e nacionais, livros, teses e dissertações, e anais de conferências internacionais e nacionais.

3.2 Dados Técnicos dos Poços

Os dados técnicos dos poços desta dissertação foram solicitados à Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (ANP) por meio dos recursos provenientes do projeto de pesquisa Magmatismo e Processos Tectônicos das Fases Rife, Pós-Rife e Drifte nas áreas central e norte da Bacia de Santos (Projeto FAPUR 07/19, ANP 21110-2, termo de cooperação número 4600024338/2019). Os dados de poços disponibilizados e as informações que foram relevantes durante a execução do projeto serão descritos a seguir. Os extratos digitais de dados dos poços que foram repassados à ANP pela Petrobras estão contidos no arquivo geral de poço (AGP). A indicação das unidades litoestratigráficas e cronoestratigráfica (profundidades medidas), as litologias interpretadas e uma breve descrição petrográfica das amostras laterais sob escala macroscópica são as principais informações deste arquivo. Estas informações foram utilizadas para uma avaliação preliminar das litologias que seriam encontradas nos três poços da área de estudo.

O arquivo de consolidação de dados de poço exploratório (CDPE) contém os relatórios, notificações e comunicações enviadas à ANP pela empresa operadora da área contratada. O intervalo bioestratigráfico em que as seções magmáticas dos poços B e C são encontradas e

descrições macroscópicas das amostras de calha dos poços A e B foram as informações mais relevantes retiradas deste arquivo.

Os perfis digitais são registros (logs) das propriedades físicas das rochas obtidas por sensores durante a perfuração dos poços. Estes registros são representados graficamente por curvas elaboradas a partir de dados em formatos lis e dlis, que não foram utilizados porque o estudo petrofísico detalhado não estava inserido no projeto de dissertação.

O perfil composto é uma seção do poço com o resumo dos dados adquiridos na perfuração. O formato do perfil composto combina colunas ou faixas (*tracks*) utilizadas para representar as curvas de perfis geofísicos e codificar a coluna litológica penetrada. O cabeçalho, corpo principal e rodapé são as três partes do perfil composto. Estas partes contêm as informações relativas à obtenção de amostras laterais e a realização de testes de formação, por exemplo. O perfil composto foi o dado técnico de poço mais usado durante o mestrado, permitindo uma análise qualitativa das propriedades físicas e químicas das rochas que constituem as seções magmáticas em estudo por meio dos perfis de raios gama, resistividade, nêutrons, densidade e sônico. As variações coerentes dos perfis geofísicos foram agrupadas em log-fácies (**Figura 3**). A metodologia utilizada para discriminar as log-fácies foi, primeiramente, investigar cada perfil separadamente, com base em **Rider (1996)**. Posteriormente, foi realizada uma análise conjunta dos perfis geofísicos levando em conta a litologia descrita no perfil composto e nos arquivos mencionados anteriormente, uma vez que não havia ainda acesso às amostras. A análise qualitativa dos perfis geofísicos associada às informações da literatura permitiram a realização de interpretações geológicas preliminares. Tópicos como tipo de rocha, possíveis ambientes magmáticos e estilos eruptivos foram discutidos durante a fase inicial do projeto. Os dados de petrografia e litogeoquímica foram, posteriormente, utilizados nas interpretações das log-fácies, gerando novas discussões, correções e modificações ao longo do projeto. As interpretações e associações destes dados culminaram no tópico *Relationships between log facies and petrographic data* do artigo científico submetido (tópico 4.9.1 desta dissertação).

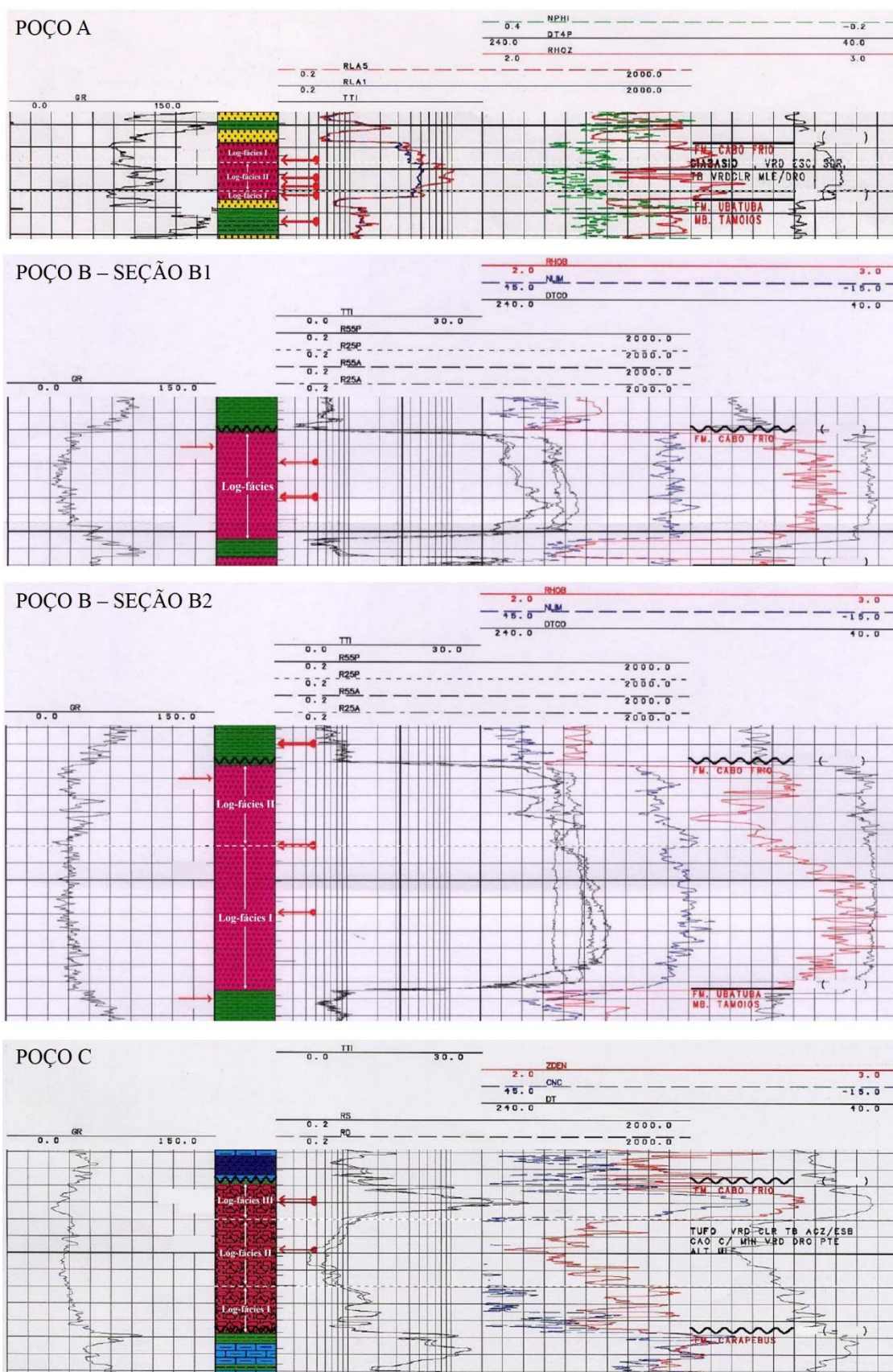


Figura 3: Curvas dos perfis geofísicos dos poços A, B (seção B1 e seção B2) e C e as log-fácies discriminadas. Cada quadrado da malha representa 5 m de profundidade. Perfis geofísicos: GR = perfil de raios gama, RS, RD, RA, RLA = perfil de resistividade, CNC, NLIM e NPHI = perfil de nêutrons, ZDEN, RHOB e RHOZ = perfil de densidade, e DT e DTCD = perfil sônico.

3.3 Seleção e Preparação das Amostras

Amostras laterais e de calha e lâminas petrográficas prontas das seções magmáticas dos três poços deste projeto foram solicitadas à ANP no final de 2019 e disponibilizadas para estudo em junho de 2021. Nem todas as amostras solicitadas foram disponibilizadas pelo fiel depositário, como, por exemplo, as amostras laterais indicadas nos perfis compostos dos poços B e C. Por outro lado, quatro amostras laterais do poço A (**Figura 3**), bem como suas respectivas lâminas delgadas, foram disponibilizadas pelo fiel depositário. Em conclusão, o material de estudo obtido junto ao fiel depositário consistiu nas amostras de calha dos poços B e C, bem como nas amostras laterais do poço A e respectivas lâminas petrográficas.

Amostras de calha de intervalos de 6 em 6 metros dos poços B e C foram separadas para estudo, com exceção dos intervalos próximo aos limites inferior da seção B2 do poço B e superior do poço C, onde preferiu-se separar intervalos de 3 em 3 metros (**Figura 3**). As amostras de calha foram peneiradas numa peneira granulométrica de 14# (**Figura 4**), reservando-se a fração maior que 1,18 mm de diâmetro. A alíquota reservada foi escovada sob água corrente e colocada em uma placa de Petri para secar ao ar (temperatura ambiente). Após secagem, as amostras de calha magnéticas desta alíquota foram separadas com um ímã e, em seguida, sob lupa estereoscópica e com o uso de pinças com base em por critérios texturais e de cor (**Figura 4**). A reação das amostras sob HCl 6 mol/L foi anotada. Esta metodologia de seleção das amostras de calha permitiu a separação representativa dos litotipos encontrados nas seções magmáticas dos poços. Os litotipos foram classificados, preliminarmente, com base no estudo petrográfico macroscópico sob lupa estereoscópica. A composição mineral e texturas foram definidas e a granulometria dos litotipos foi estimada utilizando-se um papel milimetrado (**Figura 4**) que também foi usado como escala para as fotos. Por fim, as alíquotas dos diferentes litotipos selecionados foram armazenados em sacos *zip lock* codificados para serem enviados para preparação de lâminas petrográficas e para a preparação para as análises litogeoquímicas.



Figura 4: Esquema da metodologia e materiais utilizados na seleção das amostras de calha.

Vinte e três alíquotas dos diferentes litotipos do poço B e quinze do poço C foram enviadas para serem laminadas no laboratório Petrografia BR-Ltd, em Contagem – MG (**Tabela 1**). O critério de seleção foi a representatividade das litologias em relação às log-fácies discriminadas e à seção magmática como um todo (**Figura 3**). As lâminas dos poços A e B foram impregnadas com resina azul. As lâminas dos três poços foram estudadas sob o microscópio de luz transmitida (ZEISS) do Departamento de Petrologia e Geotectônica da UFRRJ, descritas utilizando-se a Plataforma LabMeg e os litotipos foram classificados de acordo com os esquemas propostos na literatura (p.ex. **Le Maitre et al., 2002; Tabela 1**). As lâminas petrográficas das quatro amostras laterais do poço A também foram estudadas, o que permitiu classificá-las como diabásio alcalino. As principais características petrográficas de litotipos representativos dos poços A, B e C descritas no **ANEXO A**.

Tabela 1: Relação dos intervalos de amostras de calha dos poços B e C com suas respectivas alíquotas selecionadas para laminação e para o estudo petrográfico sob escalas macroscópica e microscópica. As classificações petrográficas estão indicadas. A relação não inclui as amostras laterais do poço A (diabásio alcalino) porque as lâminas petrográficas foram cedidas pelo fiel depositário. As amostras de calha do poço C, entre 5 m e 13 m (C₊₃ a C₊₁₅) abaixo da amostragem do topo (C₀), não foram disponibilizadas pelo fiel depositário.

Poço B (seção B1)			
Intervalo de amostras de calha	Alíquotas selecionadas	Litologia	Laminação
B1 ₀ (topo)	B1 ₀ _Af	Leucodiabásio	Sim
	B1 ₀ _Am	Meladiabásio	Sim
B1 ₊₆	B1 ₊₆ _A	Diabásio	Não
B1 ₊₁₂	B1 ₊₁₂ _Af	Leucodiabásio	Sim
	B1 ₊₁₂ _Am	Meladiabásio	Sim
B1 ₊₁₈	B1 ₊₁₈ _Af	Leucodiabásio	Sim
	B1 ₊₁₈ _Am	Meladiabásio	Sim
B1 ₊₂₄	B1 ₊₂₄ _A	Diabásio	Não
B1 ₊₃₀	B1 ₊₃₀ _A	Diabásio	Sim
Total = 7 lâminas			
Poço B (seção B2)			
B2 ₀ (topo)	B2 ₀ _A	Basalto	Sim
	B2 ₀ _B	Siltito tufáceo	Sim
B2 ₊₆	B2 ₊₆ _A	Basalto	Sim
	B2 ₊₆ _B	Siltito tufáceo	Sim
B2 ₊₁₂	B2 ₊₁₂ _A	Basalto	Sim
	B2 ₊₁₂ _B	Siltito tufáceo	Sim
B2 ₊₁₈	B2 ₊₁₈ _A	Basalto	Sim
	B2 ₊₁₈ _B	Siltito tufáceo	Sim
B2 ₊₂₄	B2 ₊₂₄ _A	Basalto	Não
	B2 ₊₂₄ _B	Siltito tufáceo	Não
B2 ₊₃₀	B2 ₊₃₀ _A	Basalto	Não
	B2 ₊₃₀ _B	Siltito tufáceo	Não
B2 ₊₃₆	B2 ₊₃₆ _Adiab	Diabásio	Sim
	B2 ₊₃₆ _Abas	Basalto	Sim
B2 ₊₄₂	B2 ₊₄₂ _Af	Diabásio	Sim
	B2 ₊₄₂ _Am	Melamicrogabro	Sim
	B2 ₊₄₂ _B	Siltito tufáceo	Sim
B2 ₊₄₈	B2 ₊₄₈ _A	Basalto	Não
	B2 ₊₄₈ _B	Siltito tufáceo	Não
B2 ₊₅₄	B2 ₊₅₄ _A	Basalto	Não
	B2 ₊₅₄ _B	Siltito tufáceo	Não
B2 ₊₅₇	B2 ₊₅₇ _Af	Leucomicrogabro	Sim
	B2 ₊₅₇ _Am	Melamicrogabro	Sim
	B2 ₊₅₇ _B	Siltito tufáceo	Sim
Total = 16 lâminas			

Tabela 1: Continua.

Tabela 1: Continua.

Poço C			
Intervalo de amostras de calha	Alíquotas selecionadas	Litologia	Laminação
C0 (topo)	C _{0_C}	Argilito fossilífero	Sim
	C _{0_D}	Arcósio	Sim
C ₃	C _{3_C}	Argilito fossilífero	Sim
	C _{3_D}	Arcósio	Sim
C ₁₅	C _{15_A}	Siltito tufáceo	Não
	C _{15_B}	Siltito epiclástico	Não
C ₂₁	C _{21_A}	Siltito tufáceo	Sim
	C _{21_B}	Siltito epiclástico	Sim
	C _{21_C}	Argilito fossilífero	Sim
C ₂₇	C _{27_A}	Siltito tufáceo	Sim
	C _{27_B}	Siltito epiclástico	Sim
	C _{27_C}	Argilito fossilífero	Não
C ₃₃	C _{33_A}	Siltito tufáceo	Não
	C _{33_B}	Siltito epiclástico	Não
	C _{33_C}	Argilito fossilífero	Não
C ₃₉	C _{39_A}	Siltito tufáceo	Sim
	C _{39_B}	Siltito epiclástico	Sim
	C _{39_C}	Argilito fossilífero	Sim
C ₄₅	C _{45_A}	Siltito tufáceo	Sim
	C _{45_B}	Siltito epiclástico	Sim
	C _{45_C}	Argilito fossilífero	Sim
Total = 15 lâminas			

As quatro amostras laterais do poço A resultaram em quatro alíquotas distintas enviadas para as análises litogeoquímicas (**Tabela 2**). As alíquotas das amostras de calha do diabásio da seção B1 do poço B (**Tabela 1**) resultaram em três alíquotas distintas para as análises litogeoquímicas (**Tabela 2**), quais sejam: B₁₋₅ (leucodiabásio), B₁₋₆ (meladiabásio) e B₁₋₇ (diabásio). Para a seção B2 do poço B as alíquotas do siltito tufáceo (**Tabela 1**) foram misturadas resultando em uma única alíquota (B₁₋₄) para esta litologia. As alíquotas de diabásio e basalto dessa seção resultaram em três alíquotas distintas para litogeoquímica (**Tabela 2**), quais sejam: B₂₋₁ (leucomicrogabro), B₂₋₂ (melamicrogabro) e B₂₋₃ (basaltos afaníticos e desprovidos de amígdalas). De forma semelhante, as rochas vulcaniclásticas (siltito tufáceo e siltito epiclástico) do poço C foram selecionadas para as análises litogeoquímicas. As alíquotas previamente separadas (**Tabela 1**) para cada intervalo de ocorrência destas duas litologias foram misturadas antes da etapa de limpeza, resultando em duas alíquotas distintas para este poço (**Tabela 2**). Portanto, um total de 13 alíquotas foram preparadas para as análises litogeoquímicas desta dissertação.

Tabela 2: Lista das alíquotas enviadas para análises litogeoquímicas. O peso inicial e o peso final, medidos, respectivamente antes e após a limpeza com o ultrassom, bem como o tempo total gasto durante o procedimento, estão indicados.

	Código	Litologia	Peso inicial (g)	Peso final (g)	Tempo total (s)
Poço A	A-1	Diabásio	3,2	2,9	155
	A-2	Diabásio	3,2	3,3	45
	A-3	Diabásio	0,6	2,4	30
	A-4	Diabásio	2,1	2,6	45
Poço B (Seção B1)	B ₁ -6	Leucodiabásio	9,2	6,3	145
	B ₁ -5	Meladiabásio	8,1	4,8	105
	B ₁ -7	Diabásio	-	4,1	-
Poço B (Seção B2)	B ₂ -1	Leucomicrogabro	5,4	5,4	120
	B ₂ -2	Melamicrogabro	4,1	3,5	120
	B ₂ -3	Basalto	5,1	3,7	105
	B ₂ -4	Siltito tufáceo	11,3	3,2	1000
Poço C	C-1	Siltito tufáceo	7,9	7,9	600
	C-2	Siltito epiclástico	3,0	2,8	15

As amostras laterais e de calha dos três poços foram lavadas no ultrassom da marca Yaxun, modelo YX-2050 (**Figura 5**) para eliminar a lama de perfuração e outras impurezas provenientes da amostragem dos poços que poderiam resultar em contaminação. Este procedimento foi realizado em temperatura ambiente e os intervalos de tempo variaram conforme a verificação da limpeza das amostras sob a lupa estereoscópica. A **Tabela 2** mostra o tempo total e os pesos das alíquotas antes e depois da limpeza para cada alíquota. Em seguida as alíquotas foram lavadas com água destilada e secas com auxílio de um secador de cabelo da marca Taiff, modelo Easy (potência: 1700W), e então armazenadas em sacos *zip lock* codificados para serem enviadas ao laboratório Activation Ltd. (Actlabs, Canadá). Os métodos analíticos da etapa de litogeoquímica são descritos em detalhe no tópico 4.5 desta dissertação.



Figura 5: A) Ultrassom utilizado para a limpeza das amostras laterais e de calha dos poços estudados. B) Limpeza da amostra lateral A-3 (poço A).

4 ARTIGO CIENTÍFICO: *Interactions between depleted and enriched shallow-seated mantle sources in the petrogenesis of post-Aptian alkaline magmatism in Campos Basin, SE Brazil*

4.1 Abstract

The Campos Basin offshore SE Brazil originated as a rift basin during the Gondwana breakup in the Lower Cretaceous and evolved to a passive margin sedimentary basin throughout the opening of the South Atlantic Ocean. Magmatic processes occurred coeval to the sedimentary and tectonic evolution of the basin as recorded in its rift, post-rift and drift supersequences. The crustal structure of Campos Basin is well constrained on the basis of 2D and 3D geophysical data. However, the lack of petrological data prevents the assessment of the composition and structure of the mantle underneath the basin. Well data, petrographic and lithogeochemical data were obtained for post-Aptian magmatic rocks drilled by two wells in an area of Campos where magmatic structures are well discriminated by geophysical data. The wells include volcanoclastic, volcanic and intrusive magmatic alkaline rocks. Magmatism in well A and well B are taken as a record the Santonian magmatic event in the basin. Geochemical modelling showed that differentiation involved fractional crystallization, indicating the presence of continental crust thick enough to sustain subvolcanic-volcanic linked structures or plumbing systems. Binary modelling pointed to mixing between shallow-seated, depleted mantle source and the enriched, local SCLM. It is proposed that the geodynamics at the Santonian-Coniacian in Campos Basin involved continental lithosphere thinning that allowed the uprising of the depleted asthenosphere. Heat conduction would have been enough to melt the most fusible, volatile-rich portions of the local SCLM whose composition is well represented by alkaline lamprophyres that occur in the continental area adjoining Campos and Santos basins.

4.2 Introduction

The role of the mantle during basin evolution along the South Atlantic margins is poorly constrained despite the fact that the crustal structure of rift-related sedimentary basins is well known by seismic surveys (**Peron-Pinvidic *et al.*, 2013, 2019; Schattner & Michaelovitch de Mahiques, 2020; Aslanian *et al.*, 2021; Epin *et al.*, 2021; Strugale & Cartwright, 2022**). Some of these rift basins evolved to passive margin sedimentary basins giving rise to petroleum systems, such as Campos Basin, offshore SE Brazil (**Chang *et al.*, 1992; Winter *et al.*, 2007**). Whenever magmatic rocks are drilled in rift basins, the role of magmatism in petroleum

generation and accumulation is brought into debate (**Schutter, 2003; Delpino & Bermúdez, 2009**). The petrophysics of magmatic rocks are reasonably known in Campos Basin where basalts are seal and reservoir rocks (**Guardado *et al.*, 1989; Vieira de Luca *et al.*, 2017**). However, the assessment of mantle processes throughout magmatic rocks still lacks in petroleum-producing, sedimentary basins in SE Brazil. The southern portion of Campos Basin is a particularly good place to such petrological studies since gravity and magnetic anomalies allowed the discrimination of several magmatic centers (**Mohriak *et al.*, 2021**). The continental area adjacent to Campos Basin records proeminent magmatic processes coeval to the breakup and post-breakup stages of basin evolution, highlighting the roles of different mantle sources in their petrogenesis (*e.g.*, **Ferreira *et al.*, 2022**). The challenge to bring such discussions into the field of basin evolution, however, still remains, as in the case of Campos (**Mohriak *et al.*, 2022**). The discussions about Campos and other sedimentary basins in SE Brazil being magma-poor or magma-rich rifts (*e.g.*, **Stica *et al.*, 2014; Tugend *et al.*, 2018; Karner *et al.*, 2021; Matos, 2021**) are just an example of how relevant can be the knowledge about mantle processes during the formation of rifted margins (**Jackson *et al.*, 2000; Chauvet *et al.*, 2021**). Plume or hotspot and oceanic ridges interactions is also a topic of interest concerning the South Atlantic Ocean (*e.g.* **Zhang *et al.*, 2021**), serving as an analogue for geodynamic and petrogenetic models proposed for rift basins and associated magmatic events in the continent, as recently proposed for the Mesozoic and Cenozoic alkaline magmatism in SE Brazil (**Geraldes *et al.*, 2022**).

This paper presents petrophysical, petrographyc and lithogeochemical data obtained for Santonian-Coniacian magmatic rocks occurring in two wells drilled in Campos Basin in an area with proeminent volcanic structures. Petrophysical and petrographic data were correlated allowing the interpretation of magmatic structures, allowing the discrimination of intrusive and extrusive rocks. Petrological data were obtained from both sidewall core samples (well A) and cutting samples (well B). Methods of sample preparation adopted to avoid contamination, particularly in the case of cutting samples, are presented, as well as the systematics adopted to guarantee that lithologies in the magmatic sections are well represented by sampling. An assessment of possible post-magmatic alteration was done previously to the interpretation of lithogeochemical data. Geochemical modelling was done to discriminate differentiation processes between magmatic sections in the same well and between magmatic sections in different wells. Finally, binary mixing calculations were done to quantify the different contributions from distinctive mantle sources to the petrogenesis of the studied magmatic rocks,

as well as to propose a conceptual geodynamic model that includes magmatic processes in both mantle and crustal levels.

4.3 Geological Setting

The Campos Basin is located in the continental margin of SE Brazil (**Fig. 6**) covering an area over 100,000 km² (**Dias *et al.*, 1988**). The basin is bordered by the Vitória Structural High and the Cabo Frio Structural High to the north and south, respectively. Igneous and metamorphic rocks of the Neo-proterozoic Ribeira collisional orogen (*e.g.* **Heilbron *et al.*, 2020**) constitute the western border and the crystalline basement of Campos Basin (**Mohriak *et al.*, 1989**; **Winter *et al.*, 2007**). The Espírito Santo and Santos basins are located northwards and southwards Campos Basin, respectively (**Fig. 6**).

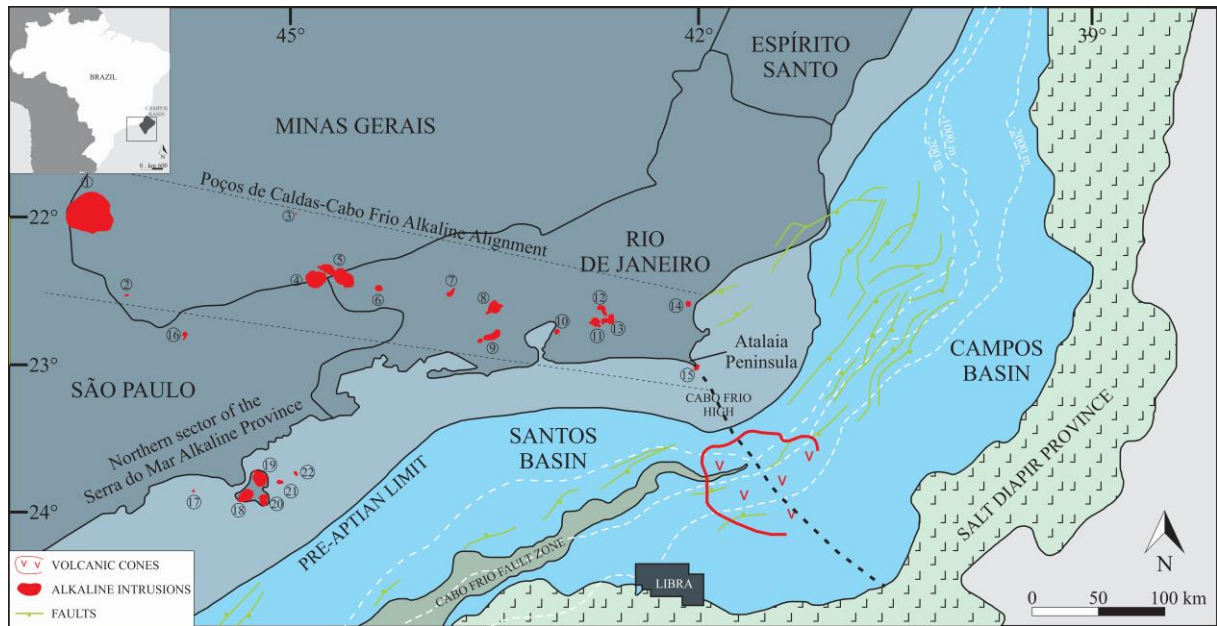


Figure 6: Location of Campos Basin in the continental margin of SE Brazil. The main alkaline complexes of the Poços de Caldas-Cabo Frio Alkaline Alignment and the Northern Sector of the Serra do Mar Alkaline Province (**Riccomini *et al.*, 2005**) are shown. Alkaline occurrences in the Poços de Caldas-Cabo Frio Alignment are: Poços de Caldas (1), Bom Repouso (2), Caxambú (3), Passa Quatro (4), Itatiaia (5), Morro Redondo (6), Serra dos Tomazes (7), Tinguá (8), Mendanha-Mapicuru (9), Itaúna (10), Tanguá (11), Soarinho (12), Rio Bonito (13), Morro de São João (14), Cabo Frio (15). Alkaline complexes in the Northern Serra do Mar Alkaline Province are: Ponte Nova (16), Monte de Trigo (17), São Sebastião (18), Serraria (19), Mirante (20), Búzios (21), Vitória (22). Some structural features of Campos and Santos basins are also shown. Sources: **Mohriak *et al.*, 2008** and **Rosa & Ruberti, 2018**.

The Campos Basin is a rift basin formed as a result of the fragmentation of the West Gondwana in the Lower Cretaceous. Campos has evolved into a passive margin sedimentary

basin with the opening of the South Atlantic Ocean from the end of the Albian to Recent. The sedimentary deposition of Campos Basin was accompanied by magmatic events throughout its evolution (**Chang *et al.*, 1992**).

The tectonic and stratigraphic evolution of Campos Basin is divided into the rift, post-rift and drift supersequences (**Fig. 7**). The rift supersequence corresponds to the Lower Cretaceous (*ca.* 130 Ma) tholeiitic basaltic magmatism of the Cabiúnas Formation (**Fodor & Vetter, 1984; Mizusaki *et al.*, 1992**) and the lower portion of the Lagoa Feia Group. The siliciclastic rocks of the Itabapoana and Atafona formations, as well as the coquinas of the Coqueiros Formation record the deposition in a continental lake and fluvial-delta environment (**Dias *et al.*, 1988; Guardado *et al.*, 1989; Winter *et al.*, 2007**). The post-rift supersequence corresponds to the upper portion of the Lagoa Feia Group and marks the transition from a lacustrine continental environment to a restricted lagoon-to-shallow marine environment during the Aptiano and the Lower Albian (**Dias, 2005; Winter *et al.*, 2007**). The Gargaú and Macabu formations represent a shallow marine environment (epicontinental sea) in the distal portions of the basin (**Winter *et al.*, 2007**). The evaporites of the Retiro Formation formed during the Upper Aptian and the Lower Albian in response to the arid climate and the existence of a natural barrier to water circulation (**Chang *et al.*, 1992; Dias 2005**) represented by the São Paulo ridge in Santos Basin southwards. The drift sedimentary sequence in Campos Basin records the marine sedimentation controlled by the halocinesis and a progressive increase in bathymetry (**Winter *et al.*, 2007**). The open sea conditions resulted from the connection between the South Atlantic, North Atlantic and Indian oceans at the Upper Cretaceous (**Guardado *et al.*, 1989; Chang *et al.*, 1992**). Sedimentary rocks of the drift sequence are included in the Macaé and Campos groups. The Macaé Group (Lower Albian) represents the deposition in a shallow hypersaline marine environment (up to 200 m deep), where hot and dry climate conditions prevailed during sedimentation (**Guardado *et al.*, 1989**). It also records the progressive drowning of the carbonate platform with a siliciclastic-carbonate sedimentation (**Winter *et al.*, 2007**). The bottom sequence of the Campos Group represents a transgressive marine sedimentary environment under a hot, wet climate. Water depths varied from upper (200 - 1,000m) to lower (1,000 - 4,000m) bathial levels and achieved 2,000 m in the central areas of Campos Basin (**Guardado *et al.*, 1989; Winter *et al.*, 2007**). The marls and shales of the Ubatuba Formation are interbedded with the sandstones of the Carapebus Formation. The former represents hemipelagic, near shore, fine-grained sedimentation whereas the latter represents turbiditic, debris flows along large canyons whose main source was the Serra do Mar

mountain range (**Fig. 6**) in the continent (**Guardado *et al.*, 1989; Winter *et al.*, 2007; Castro & Picolini, 2014**).

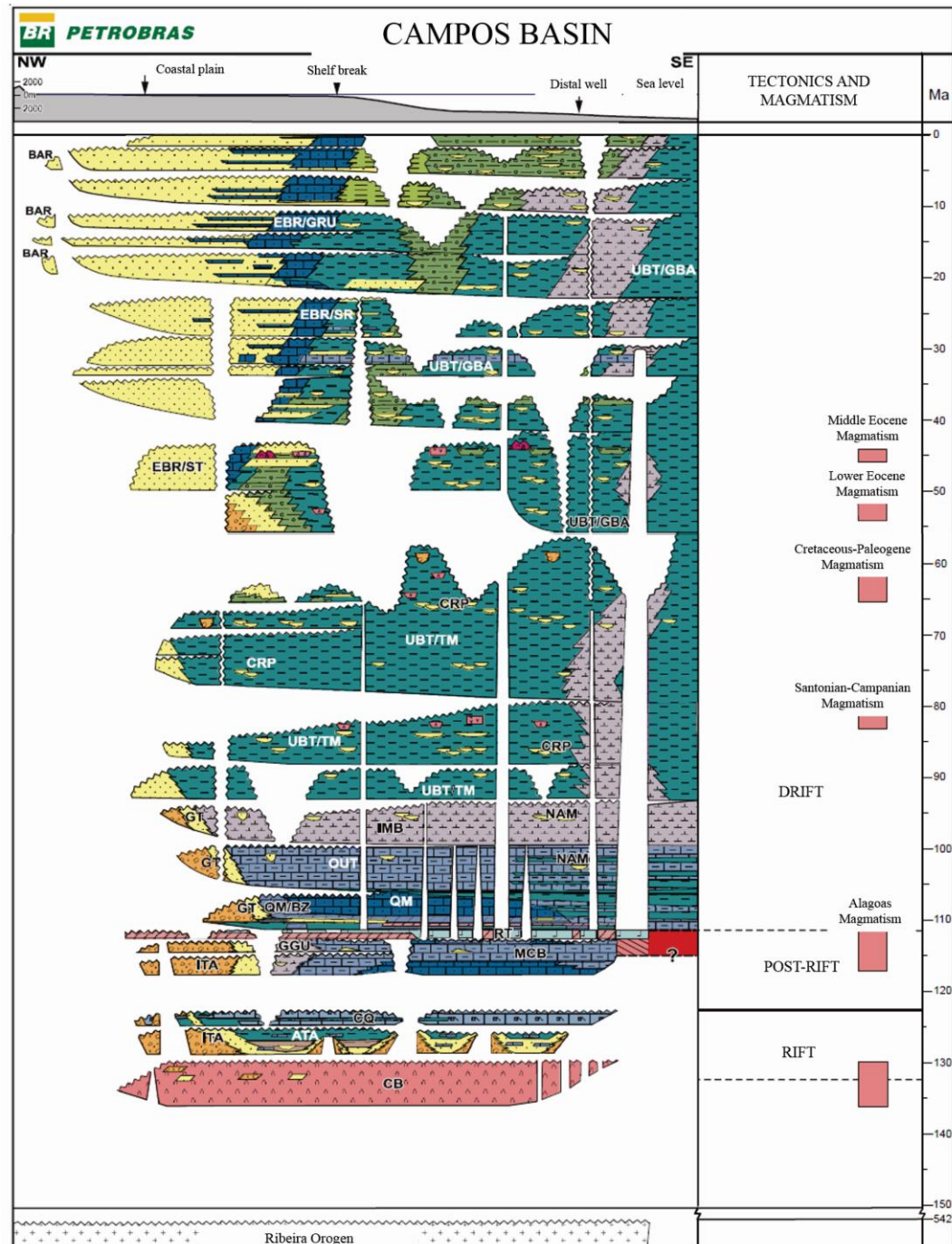


Figure 7: Chronostratigraphic chart of the Campos Basin (**Winter *et al.*, 2007**). Formations and members are: CB = Cabiúnas Formation, ITA = Itabapoana Formation, ATA = Atafona Formation, CQ = Coqueiros Formation, GGU = Gargau Formation, MCB = Macabu Formation, RT = Retiro Formation, GT = Goitacás Formation, QM = Quissamã Formation, BZ= Búzios Member, OUT = Outeiro Formation, NAM = Namorado Formation, IMB= Imbetiba Formation, UBT = Ubatuba Formation, TM = Tamoios Member, CRP = Carapebus Formation, EBR = Emborê Formation, ST = São Tomé Member, GBA = Geribá Member, SR = Siri Member, GRU = Grussaí. The question mark refers to the location of the continent-ocean crust boundary.

4.4 The Drift-Related Magmatism in Campos Basin

The sedimentary record of the drift supersequence at the Cabo Frio Structural High region (**Fig. 6**) was coeval with magmatic events from the Upper Cretaceous to the Paleogene (**Oreiro, 2006; Moreira et al., 2007; Winter et al., 2007**). The drift magmatism in Campos is contemporaneous to the alkaline magmatism that occurred in its adjoining continental area *ca.* 88 - 42 Ma (**Sonoki & Garda, 1988; Riccomini et al., 1991; Thompson et al., 1998**). The alkaline complexes of the continental area (**Riccomini et al., 2005**) display a roughly linear WNW-ESE trend along the Poços de Caldas-Cabo Frio Magmatic Alignment, but cluster (exception made for Ponte Nova) within the Northern Serra do Mar Alkaline Province located southwards (**Fig. 6**).

The Santonian-Campanian magmatic event in Campos Basin (**Fig. 7**) is characterized by alkaline basaltic flows and alkaline diabase and gabbro intrusions ranging from *ca.* 85 to 80 Ma (**Mizusaki et al., 1992; Szatmari et al., 2000; Winter et al., 2007**). Enriched mantle sources have been associated with this alkaline magmatism (**Mizusaki et al., 1992**). Hyaloclastites and bentonites have also been associated with the Santonian-Campanian magmatism in Campos Basin (**Winter et al., 2007**). The bentonites corresponded to the 3-Dedos stratigraphic marker bed and were formed from the alteration of volcanic ash deposits. The composition of the bentonites indicates that the volcanic ash came from subaerial, Plinian volcanism of trachytic affinity existing in the continental area (**Caddah et al., 1994**). Radioactive pelitic rocks formed by reworked volcanoclasts and basal detrital sediments, in turn, characterize the so-called 3B stratigraphic marker bed. The clastic material came from the dismantling of the proximal deposits of volcanoes adjacent to the basin. The 3-Dedos and 3B stratigraphic marker beds represent distinct facies of a common alkaline volcanic source (**Alves, 2006**). The volcanism in the continental margin and its associated seismicity may have also controlled the sedimentation in Campos Basin during the Santonian-Maastrichtian with the input of volcanoclasts and triggering turbidity currents (**Caddah et al., 1998**). The presence of volcanic fragments in deepwater turbidite reservoirs in Campos Basin corroborates the contemporaneity between the Santonian-Campanian volcanic processes on the continent and turbidite sedimentation (**Caddah et al., 1998; Fetter et al., 2009**).

Santonian-Campanian volcanic cones in Campos Basin at the Cabo Frio Structural High are aligned to a E-W preferential trend, have average dimensions of 25 km² and 700 m in height and are fed by subvertical to vertical dykes, associated ring dykes and sills according to the interpretation of seismic data (**Mohriak, 2003; Moreira et al., 2006; Oreiro et al., 2008**).

Paleogeographic studies suggest that the volcanism was subaerial in the proximal portions and subaqueous in the distal portions of the basin. Lava flows of amygdaloidal basalts in depositional depressions with volcanoclastic breccia at the base, as well as pyroclastic deposits occur in the Santonian-Campanian depositional sequence in the Cabo Frio Structural High area (**Moreira *et al.*, 2006**). Alkaline intrusions of diabase, gabbro, and lamprophyre with $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages ranging from 83.3 Ma to 72.4 Ma, also occur in the Libra field in Santos Basin (**Fig. 6, Rancan *et al.*, 2018; Ren *et al.*, 2019**). Three types of Santonian-Campanian intrusions were recognized based on seismic data from wells in the Libra field. Type 1 occurs locally as laccoliths, type 2 occurs in the middle of the evaporitic section, and type 3 forms inclined bodies that branch out and tend to form sill complexes and locally build up volcanic edifices (**Rancan *et al.*, 2018**). Tabular and "saucer-shaped" sills up to 4 km in length, plutons up to 800 km², volcanic edifices formed in subaqueous environment, and their respective feeder dykes were identified through seismic profiles of wells in the south of the Santos Basin. These structures were included in the Santonian-Campanian section and were associated with an early Campanian volcanic phase (**Schattner & Michaelovitch de Mahiques, 2020**).

A Cretaceous-Paleogene magmatic event (**Fig. 7**) with basalts dating between 65.5 Ma and 62 Ma was recorded only in the Campos Basin (**Winter *et al.*, 2007**). The Morro de São João alkaline complex (**Fig. 7**), aged between 62 Ma and 60 Ma (**Sonoki & Garda, 1988**), is contemporary to this magmatic episode recorded in Campos. However, a more prominent magmatism occurred during the Eocene mainly in the Cabo Frio Structural High area, between Campos and Santos basins (**Oreiro, 2006; Oreiro *et al.*, 2008; Mohriak & Fainstein 2012; Fig. 6**). The Eocene magmatic rocks were included in the Cabo Frio Member as part of the the Emborê Formation in Campos Basin (**Fig. 7**). The igneous rocks from this event are rare and form thin reflectors in the central and northern regions of Campos Basin (**Rangel, 2006**). This Eocene magmatism at the Cabo Frio Structural High area is characterized by a thick volcano-sedimentary sequence interbedded with alkaline basaltic intrusions and lava flows (**Oreiro, 2006; Ren *et al.*, 2019**). Diabase intrusions and basaltic flows have been dated at 53 Ma and 43 Ma (**Winter *et al.*, 2007**) with an average age of 50 Ma (**Mizusaki & Mohriak, 1993**). The volcanoclastic sequence is composed of epiclastic rocks, autoclastic breccias, pyroclastic tuffs and hyaloclastites interbedded with shales, siltstones and calcisiltites. This lithological association seems related with periods of quiescence alternating with volcanic activity. Hyaloclastites were formed in a subaqueous environment at depths of up to 500 meters (**Mizusaki & Mohriak, 1993; Rangel, 2006; Mohriak, 2020**). Volcanic buildings are

structures frequently observed in the seismic sections of the Eocene sequence at the Cabo Frio Structural High area (**Mizusaki & Mohriak, 1993; Mohriak, 2003; Rangel, 2006; Marcondes, 2010**). Volcanic edifices are often conical but some have planar tops, the latter as a result of their subaerial exposure from water depths of around 600 m (**Oreiro, 2006**). Vertical to subvertical dykes identified in the seismic sections are the possible feeder conduits of these volcanic edifices (**Oreiro et al., 2008; Marcondes, 2010**). In addition, "saucer-shaped" sills, and basaltic flows were also recognized in the Eocene section of seismic profiles (**Moreira et al., 2006; Oreiro et al., 2008**). Finally, lamprophyre and phonolite shallow intrusions with 38.62 ± 0.02 Ma and 41.06 ± 0.02 Ma, respectively, occur in the pre-salt section of the Cabo Frio Structural High area. These mafic and felsic alkaline shallow intrusions are not cogenetic based on geochemical evidence, and the lamprophyric magma represents a mixture between a EMI mantle component and the Trindade plume (**Louback et al., 2021**).

4.5 Material and Methods

The two studied wells were drilled in an area of proeminent occurrence of magmatic rocks in southern Campos Basin (**Fig. 6**). Gamma-ray, resistivity, neutrons, density and sonic profiles data were obtained during drilling. Four sidewall core samples were recovered from well A and their thin sections were made available for this study by the Petroleum National Agency of Brazil (ANP). Seventeen selected cuttings samples from representative depth intervals in well B were sieved and washed. After drying, the cuttings samples were divided into aliquots according to magnetic, textural and color criteria, using a binocular stereoscope. Twenty-seven aliquots were selected and twenty-three thin sections of cutting samples of well B were made at the Petrografia BR-Ltd Lab in Brazil. The thin sections of wells A and B were then described under the transmitted light microscope (ZEISS) of the Department of Petrology and Geotectonics at UFRRJ. The petrographic descriptions allowed the selection of four sidewall core samples from well A and four aliquot of cuttings samples from well B to be powdered for whole-rock geochemical analysis. The criteria for this selection were the low degree of alteration and representativity of the samples in the wells.

4.6 Well Data

Magmatic sections in wells A and B in Campos Basin vary in thickness and depths. The magmatic rocks include intrusive, extrusive and volcanoclastic lithotypes which overlain and underlain the sedimentary rocks of the Ubatuba and Carapebus formations (**Fig. 8**).

Paleontological data on nanofossils obtained from the Petroleum National Agency of Brazil (ANP) allows to correlate the magmatic sections of well B to the Santonian-Coniacian.

Coherent variations of geophysical borehole data (gamma-ray, resistivity, neutron, density and sonic) were qualitatively discriminated so that they could be furtherly related with petrographic data obtained for each of the magmatic sections studied in the two wells. These sets of coherent variations of the geophysical data comprise the hereafter called log-facies.

The magmatic section of well A is 13 m thick and was described as dark green diabase in the well log. Sandstone and shale of the Ubatuba (Tamoios Member) and Carapebus Formation occur at the bottom and top of the magmatic section, respectively (**Fig. 8A**). The grain size of the sample at the intermediate portion of the magmatic section (samples A-3 and A-4) is coarser than at the bottom of the section (sample A-1). The main structure of rocks in well A are irregular amygdales filled with carbonate (sample A-2; **Fig. 8A**).

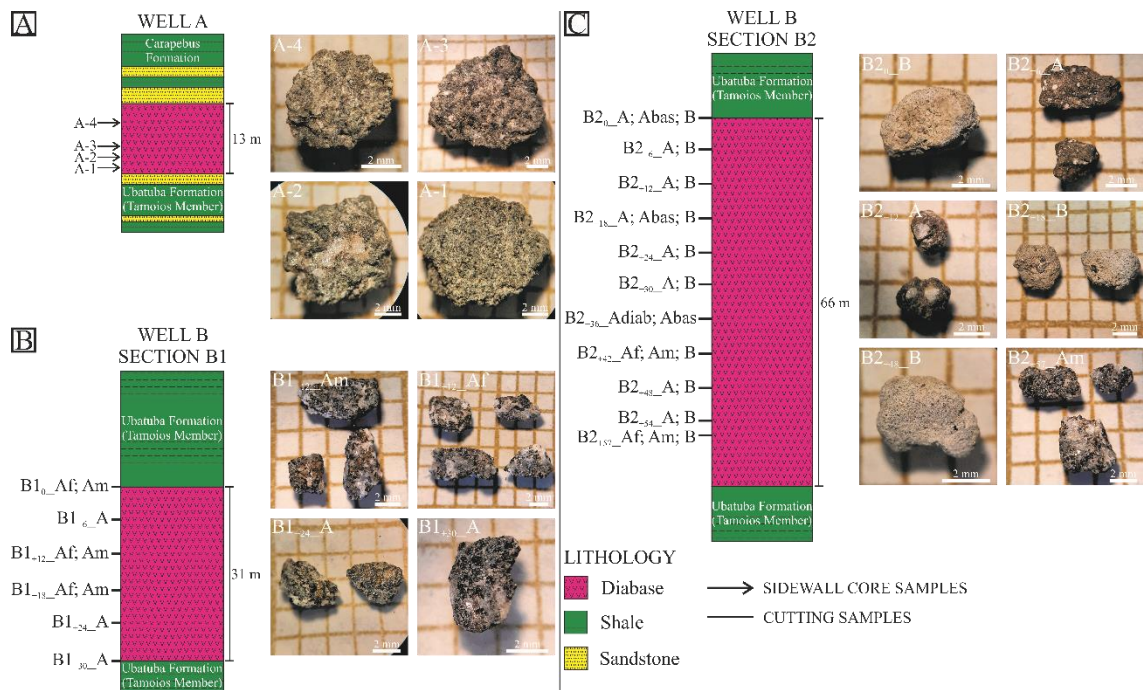


Figure 8: Magmatic sections of studied wells in Campos Basin and representative photos of samples. A) - well A, B) - well B section B1 and C) - well B section B2. Sedimentary rocks below and above the magmatic sections are also shown. Rock classification as in the drilling well section. Locations of sidewall core and cutting samples are indicated in the magmatic sections. Codes of samples are shown.

Two log-facies were discriminated in well A (**Fig. 9A**). Log-facies I comprises the top (5 m thick) and bottom (2 m thick) parts of the magmatic section whereas log-facies II is at its intermediate portion (6 m thick). Gamma-ray, resistivity and neutron are lower in log-facies I than in log-facies II. On the other hand, density and sonic data are higher in the former than the

latter. Log-facies II is also characterized by an abrupt decrease in density values associated with little variation in sonic data. This pattern may be related to strongly fractured rocks at the intermediate (log-facies II) portion of the magmatic section (*e.g.*, **Rider, 1996; Delpino & Bermúdez, 2009**).

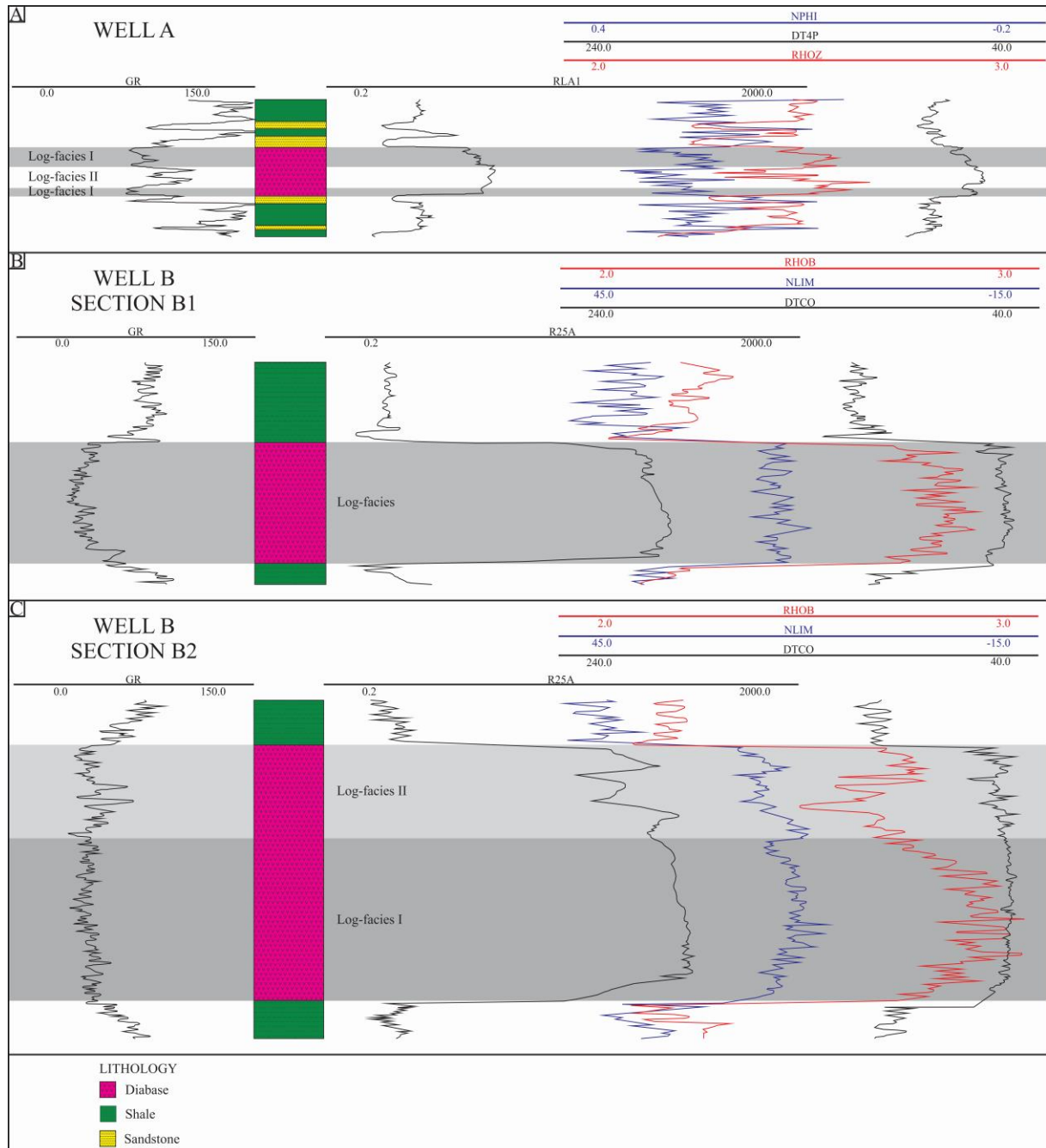


Figure 9: Well logs and discriminated log-facies for the studied magmatic sections in Campos Basin. A) well A, B) well B section B1 and C) well B section B2. GR = gamma-ray log. RLA and RA = resistivity logs. NPHI and NLIM = neutron logs. DT and DT40 = sonic logs. RHOZ and RHOB = density log.

Two magmatic sections (B1 and B2) were studied in well B (**Fig. 8B, C**). The magmatic rocks were described as dark grey-green diabase in the well log, being overlain and underlain by light grey micaceous and carbonate shale of the Ubatuba Formation (Tamoios Member; **Fig. 8B, C**). Magmatic section B1 is 31 m thick and composed of dark grey diabase (*e.g.*, sample B1+30_A; **Fig. 8B**), consisting essentially of mafic minerals, feldspar and olivine (samples B1+12_Am, B1+12_Af and B1+24_A; **Fig. 8B**). Oxides and kaolinite are alteration products from essential minerals (samples B1+12_Am and B1+24_Am; **Fig. 8B**). The magmatic section B2 is 66 m thick (**Fig. 8C**) and composed of diabase, amygdaloid basalt, and volcanoclastic rock. Diabase (sample B2+57_Am; **Fig. 8C**) is similar to that described in section B1. Circular, disconnected amygdaloids filled with radial white siliceous material occur in an aphanitic matrix in the basalt (samples B2+6_A and B2+12_A; **Fig. 8C**). Black lithoclasts occur in a white carbonate matrix in the volcanoclastic rock (samples B2+18_A and B2+48_B; **Fig. 8C**). Grains of quartz and mafic minerals occur cemented by carbonate in portions of the volcanoclastic rock (samples B20_B and B2+48_B; **Fig. 8C**). Paleontological studies of nanofossils in the sedimentary rocks allows to relate these magmatic sections with the Coniacian/Santonian magmatic events recorded in Campos Basin (**Winter et al., 2007**).

One log-facies was discriminated in magmatic section B1 of well B. The whole log-facies displays coherent patterns in gamma-ray, resistivity, neutron, density and sonic profiles (**Fig. 9B**), characterized by low gamma-ray, neutron and sonic values with symmetrical and box-shaped patterns combined with high resistivity and density values. On the other hand, two log-facies (I and II) were discriminated in magmatic section B2 (**Fig. 9C**). Log-facies I (42 m) is characterized by low values in the gamma-ray, neutron and sonic profiles combined with high values in the resistivity and density profiles. Log-facies II (24 m thick) is characterized by relatively low values in gamma-ray but with two peaks (slightly higher values) that coincide with low resistivity values, slightly higher in neutron values and low values in density combined with low but little variable values in the sonic profile.

4.7 Petrography

There three magmatic sections studied in the two wells include intrusive and effusive magmatic rocks and volcanoclastic rocks. The rocks were classified following as much as possible the recommendations proposed by the International Union of Geological Sciences (IUGS; **LeMaitre et al., 2002**). However, slight modifications on the IUGS classification of the mixed deposits were necessary. The classification used in this work (**Tab. 3**) is non-genetic

and based only on grain size and the presence of any material of volcanic origin (rock or individual crystal fragment) regardless the fragmentation and deposition mechanism. The term tuffaceous is added as a qualifier to the grain size nomenclature (*i.e.*, breccia, conglomerate, sandstone, siltstone, mudstone) for rocks containing between 50% and 25% by volume of material of volcanic origin. Similarly, the term epiclastic is added to the grain size nomenclature for rocks with less than 25% by volume of material of volcanic origin. This classification does not take into account the volume of matrix or cement.

Table 3: Terminology for volcanoclastic rocks used in this work, modified after **Le Maitre *et al.* (2002)**.

MIXED DEPOSITS			
wt.% material of volcanic origin		50-25	< 25
Grain size	Gravel > 2.00 mm	Tuffaceous conglomerate, tuffaceous breccia	Epiclastic conglomerate, epiclastic breccia
	Sand 2.00-0.0625 mm	Tuffaceous sandstone	Epiclastic sandstone
	Silt 0.0625 – 0.0039 mm	Tuffaceous siltstone	Epiclastic siltstone
	Clay < 0.0039 mm	Tuffaceous mudstone	Epiclastic mudstone

Thin sections of four sidewall core samples (A1, A2, A3 and A4; **Fig. 8A**) recovered from well A were analysed in this work. Rocks are hypohyaline and equigranular with variable grain sizes, from fine-grained (≤ 1.0 mm; sample A-1, **Fig. 8A**) at the base of the magmatic section to medium-grained at its center (≤ 2.0 mm; A-2, A-3, A-4; **Fig. 8A**). Sample A-1 at the bottom contact of the magmatic section displays intersertal texture associated with skeletal microlites of opaque minerals typical of quenching (**Fig. 10A**). Grain size of plagioclase microlites with branching and variolytic textures increases in samples at the center of the section (**Fig. 10B**). The intrafasciculate texture in the samples are characterized by the intergrowth of plagioclase and clinopyroxene or glass (**Fig. 10C**). Plagioclase and clinopyroxene comprise the essential mineralogy, being zoned and fractured along the entire section of well A (**Fig. 10D**). Irregular, interstitial, and millimetric amygdales filled with carbonate occur sparsely (<5% of the rock). Saussurite and urallite occur over plagioclase and clinopyroxene, respectively. Chlorite and biotite are alteration products of glass. The accessory phases are Fe-Ti oxides (opaque minerals) and apatite, the latter being more abundant than the former (**Fig. 10C**). The petrography is consistent with magmatic section in well A being constituted by diabase with preserved chilled margins (sample A1). The absence of olivine in the matrix and the presence of a single pyroxene indicate a transitional composition with alkaline affinity of the diabase.

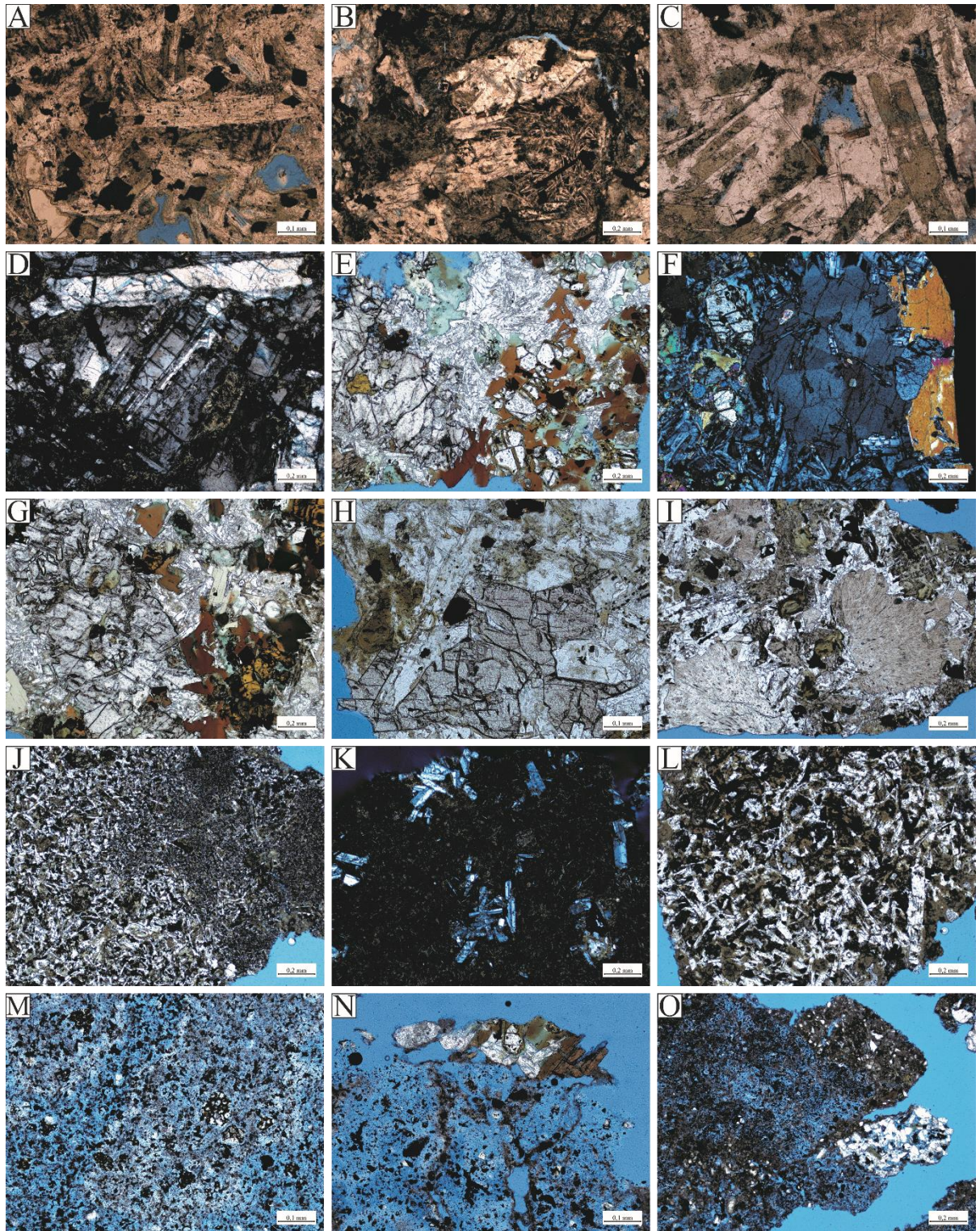


Figure 10: Photomicrographs of representative samples in wells A and B in Campos Basin. A) Intersertal texture associated with skeletal microlites of opaque minerals between prismatic plagioclase crystals and zoned clinopyroxene altered to uraltite. (well A, sample A-1; PPL). B) Variolytic and branching texture of plagioclase crystals and glass altered to chlorite and biotite, as well as subhedral plagioclase with apatite inclusions (well A, sample A-4; PPL). C) Intrafasciculate texture and abundant acicular apatite (well A, sample A-2; PPL). D) Fractured plagioclase prismatic crystals (well A, sample A-4; CPL). E) Abundant biotite and chlorite alteration products in clinopyroxene- and olivine-phyric diabase. Fractures of olivine are altered

to iddingsite (well B, section B1, sample B1₊₁₂_Am; PPL). F) Clinopyroxene phenocryst with patchy zoning and poikilitic texture involved by a matrix composed of plagioclase partially altered to saussurite and zeolite (well B, section B1, sample B1₊₃₀_Am; CPL). G) Porphyritic diabase with circular amygdale, abundant biotite, iddingsite and poikilitic clinopyroxene (well B, section B2, sample B2₊₅₇_Am; PPL). H) Abundant apatite and tabular opaque mineral in porphyritic diabase (well B, section B2, sample B2₊₁₈_A; PPL). I) Irregular amygdales filled with zeolite, tabular opaque minerals, and altered mafic minerals (well B, section B2, sample B2_o_A; PPL). J) Different textures of basalt in a single cutting sample (well B, section B2, sample B2₊₁₈_Abas; PPL). K) Clots of zoned plagioclase phenocrysts in a hypocrySTALLINE matrix (well B, section B2, sample B2_o_Abas; CPL). L) Diktitaxitic texture with carbonate-filled amygdales and mafic minerals altered to chlorite (well B, section B2, sample B2₊₁₂_Abas; CPL). M) Tuffaceous siltstone composed of volcanic rock fragments in a matrix of microcrystalline carbonatic mud (well B, section B2, sample B2₊₄₂_B; PPL). N) Lithic fragment of diabase at the border of a porous tuffaceous siltstone cutting sample (well B, section B2, sample B2₊₄₂_B; PPL). O) Subrounded lithic fragments of sedimentary rocks in tuffaceous siltstone (well B, section B2, sample B2₊₆_B; PPL). Cpx = clinopyroxene, Pl = plagioclase, Opq = opaque mineral, Ap = apatite, Bt = biotite. TS = tuffaceous siltstone, FC = fossiliferous claystone. PPL = plane-polarized light. CPL = cross-polarized light.

Seven thin sections of cuttings samples from section B1 of well B (**Fig. 8B**) were analyzed under the optical microscope. Samples represent hypohyaline, inequigranular, porphyritic fine to medium-grained rocks (**Fig. 10E**). The subhedral clinopyroxene and olivine phenocrysts occur in a matrix composed essentially of plagioclase and devitrified volcanic glass. Clinopyroxene phenocrysts with sector and patchy zoning (**Fig. 10F**) are also fractured and altered to uralite and biotite. Iddingsite and subordinately bowlingite occur in the fractures (**Fig. 10E**) and rims of olivine and sometimes as pseudomorphs of this mineral. Euhedral to subhedral crystals of tabular and prismatic plagioclase exhibit wavy extinction, being fractured, usually zoned and altered to saussurite and zeolite (**Fig. 10F**). Plagioclase crystals are often partially or totally included in clinopyroxene phenocrysts (**Fig. 10F**). Glass altered to chlorite and zeolite is rare ($\leq 5\%$) and occurs interstitially. Tabular, subhedral, opaque minerals, possibly Fe-Ti oxides such as magnetite and ilmenite, as well as hexagonal and acicular euhedral apatite ($\leq 3\%$) are the accessory phases. The textural and mineralogical homogeneity of the samples along the entire section, the absence of amygdales and vesicles, and the symmetrical and box-shaped geophysical patterns (**Fig. 9B**) indicate that section B1 in well B is a diabase intrusion.

Sixteen thin sections of cuttings samples from section B2 of well B (**Fig. 8C**) were analyzed under the optical microscope. Three lithotypes were identified in section B2 on the basis of petrographic data, as such: diabase (**Fig. 10G, H, I**), basalt (**Fig. 10J, K, L**) and tuffaceous siltstone (**Fig. 10M, N, O**).

The diabase in section B2 is similar to diabase of section B1 (**Fig. 10G**). However, the abundance of glass and apatite (up to 8%), the degree of alteration, and the number of amygdales are more significant in the diabase of section B2 (**Fig. 10H**). The increase in glass (about 10vol.% and 18vol.%), alteration (**Fig. 10G**), and amygdales are all features observed from the bottom to the top of section B2 (**Fig. 8C**). Unconnected circular amygdales smaller than 0.3 mm filled with spherulitic clay minerals occur in the cutting samples near the base of the section, as well as irregular, stretched amygdales filled with radial fibrous, polycrystalline, or plumose zeolite (**Fig. 10I**) up to 1.1 mm occur at the top and center of section B2. Matrix minerals may be included in the amygdales, suggesting coalescence or stretching of original vesicles.

The basalt in section B2 varies from hypohyaline (30vol.% of volcanic glass) and inequigranular porphyritic to hypocrySTALLINE (with up to 60vol.% of glass) and glomeroporphyritic, with a transition between the two textural groups (**Fig. 10J**). Both are fine to very fine-grained (<1 mm) and classified as basalt. The clinopyroxene, olivine, and plagioclase phenocrysts are dispersed in a matrix composed essentially of plagioclase, clinopyroxene, and volcanic glass (**Fig. 10K**). The clinopyroxene and olivine phenocrysts are completely altered to fibrous chlorite, although their bipyramidal, prismatic, and hexagonal habits are preserved (**Fig. 10L**). Plagioclase phenocrysts are rare in the hypohyaline basalts, while in the hypocrySTALLINE ones they are the most abundant and the main components of the clots (**Fig. 10K**). Euhedral plagioclase phenocrysts are tabular or prismatic and are zoned and fractured in both cases (**Fig. 10K**). In the matrix, the plagioclase is tabular and ripform and may occur radially and exhibit a swallow-tailed texture. Clinopyroxene is rare in the matrix being, in general, altered to fibrous chlorite and intergrown with plagioclase, defining a intrafasciculate texture (**Fig. 10J**). Glass is altered to chlorite and a brown material, occurring interstitially, defining an intersertal texture (**Fig. 10J, K**). Accessory phases include apatite and Fe-Ti oxides. Euhedral acicular apatite crystals are abundant (up to 8%) in the hypohyaline basalts. The euhedral to subhedral crystals of Fe-Ti oxides (opaque minerals) are tabular and acicular and exhibit skeletal and herringbone texture, mainly in the hypocrySTALLINE basalts. Unconnected circular to sub-circular amygdales filled with mono- or polycrystalline carbonate up to 0.7 mm define a diktitaxitic texture (**Fig. 10L**).

The volcaniclastic lithotype in section B2 (**Fig. 8C**) was classified as tuffaceous siltstone. This rock is well-sorted and composed of subangular grains of quartz, carbonate, opaque minerals, rutile, diagenetic mica, feldspar (microcline), and subangular to subrounded

volcanic rock fragments in a matrix of microcrystalline carbonatic mud (**Fig. 10M**). Euhedral to subhedral prismatic, columnar, and hexagonal minerals in an aphanitic glassy matrix compose the volcanic rock fragments. These are hypohyaline, inequigranular, very fine (<0.1 mm), and completely altered, hindering an accurate discrimination. The secondary porosity of the tuffaceous siltstone may be as high as 50vol.% of the cutting samples and was generated by the partial dissolution of the matrix (**Fig. 10M-N**). Clasts of the diabase (**Fig. 10N**) described above, volcanoclastic and sedimentary rocks occur as sub-rounded to rounded lithic fragments (**Fig. 10O**) in the tuffaceous siltstone.

4.8 Lithogeochemistry

4.8.1 Analytical methods

The whole-rock geochemical data are listed on **Tab. 4**. The four sidewall core samples from well A were selected for whole-rock geochemical analysis. The lithotypes discriminated in well B (sections B1 and B2) on the basis of the petrography of cuttings samples were grouped in aliquots of 5 g for whole-rock geochemical analysis. Samples B_{1_5}, B_{1_6} and B_{1_7} represent aliquots from leucodiabase, diabase and meladiabase, respectively. Samples B_{2_1}, B_{2_2}, B_{2_3} represent aliquots from leucomicrogabbro, melamicrogabbro and basalt, respectively, whereas sample B_{2_4} represent a tuffaceous siltstone. The criteria for the selection of samples from wells A and B were the low degree of alteration and representativity of the samples in the wells.

Whole-rock geochemical analyses were obtained at Activation Laboratories Ltd. (Actlabs, Canada) on fused samples. Major elements (SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃^t, MnO, MgO, CaO, Na₂O, K₂O, P₂O₅; in wt.%; Fe₂O₃^t being total iron as ferric iron) concentrations were performed by inductively coupled plasma optical emission spectrometry (ICP-OES) in a Thermo Jarrell Ash ENVIRO II equipment. Calibration was performed using 14 prepared USGS and CANMET certified reference materials. One of the 14 standards was used during the analysis for every group of ten samples. The selected trace elements (Ba, Rb, Sr, Zr, Y, Nb, Ni, Cr, V, Co, U, Th, Hf, Ta and Pb), including the whole set of rare earth elements (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb e Lu), were determined (in ppm) by inductively coupled plasma mass spectrometry (ICP-MS) in a Perkin Elmer Sciex ELAN 9000 equipment. Three blanks and five controls (three before the sample group and two after) were analyzed per group of samples. Duplicates are fused and analyzed every 15 samples. The loss on ignition was measured by percentual weight loss after heating at 1100°C for two hours. Detection limits for major elements were 0,01 wt% except for MnO (0,001 wt%). Detection limits for trace

elements were as such: Ni (20 ppm), Cr (20 ppm), Sc (1 ppm), Co (1 ppm), V (5 ppm), Ba (2 ppm), Rb (1 ppm), Sr (2 ppm), Y (0.5 ppm), Zr (1 ppm), Nb (0.2 ppm), U (0.01 ppm) and Th (0.05 ppm). Detection limits for whole set of rare earth elements (REE) were below chondrite values.

Table 4: Whole-rock geochemical data of samples from wells A and B. Fe₂O₃^t is total iron as ferric iron. LOI is loss on ignition. Oxides in wt.%. Elements in ppm. bdl is below detection limit. Db is diabase. LcDb is leucodiabase. MlDb is meladiabase. LcG is leucomicrogabbro. MlG is melamicrogabbro. B is basalt. TS is tuffaceous siltstone.

Well	A	A	A	A	B	B	B	B	B	B	B
Section	No	No	No	No	B1	B1	B1	B2	B2	B2	B2
Sample	A-1	A-2	A-3	A-4	B1-5	B1-6	B1-7	B2-1	B2-2	B2-3	B2-4
Lithology	Db	Db	Db	Db	LcDb	MlDb	Db	LcG	MlG	B	TS
SiO ₂	45.39	48.09	46.60	49.27	44.69	47.20	45.66	47.68	44.86	47.65	22.15
TiO ₂	2.46	2.32	2.34	1.90	1.68	1.91	1.83	1.68	1.89	1.73	0.24
Al ₂ O ₃	16.94	15.86	16.09	17.70	14.53	18.82	17.09	19.72	15.14	16.64	4.22
Fe ₂ O ₃ ^t	14.95	13.54	13.91	11.82	11.81	8.80	10.47	7.95	11.56	11.21	5.30
MgO	5.26	4.89	5.40	3.64	11.53	4.41	7.78	3.61	9.42	7.05	2.53
MnO	0.36	0.22	0.23	0.28	0.18	0.14	0.16	0.13	0.17	0.13	0.10
CaO	3.40	1.98	2.37	4.63	8.02	7.52	7.18	6.40	8.20	6.24	33.63
Na ₂ O	4.85	4.32	3.98	4.49	3.44	5.62	4.80	6.23	3.89	3.38	0.51
K ₂ O	1.73	3.91	3.63	2.62	1.99	2.17	2.22	2.50	1.88	2.15	0.88
P ₂ O ₅	0.68	0.70	0.65	0.79	0.24	0.34	0.29	0.38	0.24	0.24	0.15
LOI	4.21	4.46	5.37	3.06	2.40	3.27	2.99	3.75	2.90	4.02	27.40
Total	100.20	100.30	100.60	100.20	100.50	100.20	100.40	100.00	100.20	100.40	97.12
Ni	40	30	40	30	260	70	170	60	200	90	40
Cr	bdl	bdl	bdl	bdl	550	70	310	30	390	140	40
Sc	11	12	11	12	26	20	20	14	28	21	6
Co	20	22	26	14	54	22	39	21	44	28	19
V	60	52	62	24	173	196	178	153	195	185	126
Rb	35	70	62	61	55	51	53	57	55	34	6
Ba	266	431	377	536	657	1316	901	1439	872	351	7811
Sr	228	138	170	382	309	371	350	364	293	381	749
Y	38.3	40.6	34.8	42.9	14.4	18.6	16	18.4	15.4	15	10.5
Zr	310	345	301	294	101	141	122	150	108	130	43
Nb	41.1	46.4	39.1	46.9	22.9	30.6	28.6	33.1	25.2	17.7	2.9
La	32.00	40.90	33.40	40.80	13.90	18.90	16.70	21.90	14.40	15.70	9.45
Ce	68.80	83.60	69.30	84.20	27.70	37.00	32.60	41.50	29.00	31.60	17.50
Pr	8.94	10.20	8.41	10.10	3.48	4.41	3.84	4.98	3.55	3.78	2.11
Nd	41.00	42.80	36.60	44.20	14.30	18.70	15.90	20.10	15.00	16.70	8.52
Sm	9.52	9.33	8.17	10.20	3.39	4.11	3.56	4.24	3.47	3.74	1.74
Eu	2.970	2.880	2.720	3.250	1.160	1.580	1.350	1.580	1.290	1.280	0.613
Gd	8.93	8.94	7.71	9.68	3.49	4.06	3.44	4.26	3.68	3.73	1.68
Tb	1.28	1.36	1.15	1.41	0.53	0.64	0.57	0.66	0.53	0.55	0.26
Dy	7.26	7.65	6.79	8.30	2.96	3.78	3.19	3.70	3.05	3.11	1.59
Ho	1.34	1.45	1.27	1.55	0.53	0.68	0.60	0.67	0.58	0.56	0.33
Er	3.68	4.02	3.49	4.21	1.50	1.80	1.61	1.84	1.57	1.52	0.94
Tm	0.509	0.597	0.504	0.586	0.221	0.257	0.220	0.263	0.224	0.207	0.135
Yb	3.32	3.89	3.13	3.91	1.29	1.57	1.36	1.60	1.33	1.25	0.85
Lu	0.535	0.621	0.501	0.636	0.193	0.241	0.208	0.251	0.206	0.198	0.136
Hf	6.5	6.9	6.3	6.9	2.5	3.2	2.8	3.2	2.8	2.7	1
Pb	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	16
Th	3.52	4.24	3.48	4.12	1.39	2.04	1.74	2.35	1.48	1.37	1.93
U	0.97	1.15	0.94	1.06	0.4	0.58	0.48	0.67	0.44	0.38	3.69

Accuracy and precision for major elements were below 3% and below 2%, respectively. Accuracy values for Ni, Cr, Sc, Co and V were between 2.9% and 8.8%, whereas Y and Nb were 8% and 5%, respectively. Values for Rb and Sr were 5% and 1%, whereas for Zr and Ba were 16% and 12%, respectively. Accuracy values for REE were between 2% and 9%, except for La (10%). Values for U and Th were 4%. Precision values for Cr, Sc, Co and V were between <1% and 9%, except for Ni (11%), whereas Y, Zr and Nb were below 2%. Values for Rb, Ba and Sr were between <1% and 9%. Precision values for the REE were between 2% and 9%, except for Eu (12%). Values for U and Th were 5% and 3%, respectively.

4.8.2 Assessment of alteration

An assessment of alteration of the samples was firstly applied before any petrogenetic interpretation was made since the lithogeochemical data were obtained mostly from sidewall core and cutting samples. Alteration of samples can be mostly due to interaction with seawater, hydrothermalism, diagenesis and the use of drilling fluids.

Alteration processes were assessed considering the potential mobility of major elements in magmatic rocks of wells A and B whose values of LOI are rather variable (3.06-5.37 wt.% and 2.40-4.02 wt.%, respectively). In addition, secondary minerals were observed in the samples during the petrography study of these rocks (**section 4.7**). The mobility of elements for the tuffaceous siltstone (sample B₂-4) was not assessed due the restricted number of samples (n = 1) and its volcanoclastic origin.

Diagrams in molecular proportions (**Beswick & Soucie, 1978; Beswick, 1982**) of the ratio between major elements compatible with clinopyroxene (*i.e.*, SiO₂, Al₂O₃, CaO, Fe₂O₃^t, and MgO; **Fig 11**) and an element incompatible with this phase and immobile during the alteration processes (*e.g.*, Nb and Zr) were used to assess possible alteration of the studied samples. Clinopyroxene is a typical phase in samples of magmatic rocks drilled in wells A and B (**section 4.7**). Nb was used in the diagrams as its analytical errors are lower than those for Zr. Sample B₂-3 from well B plot as an offset in the diagrams which suggests that it may have been affected by alteration. Apart from this, the linear trends in the diagrams (confidence interval > 99.0%; **Fig. 11**) indicate that the mobilization of the major elements was not significant, except for Al₂O₃ (confidence interval > 90.0%; **Fig 11A**). Notwithstanding, petrogenetic interpretations will be based as much as possible on the concentrations of immobile trace elements such as the high field strength elements and the rare earth elements (REE).

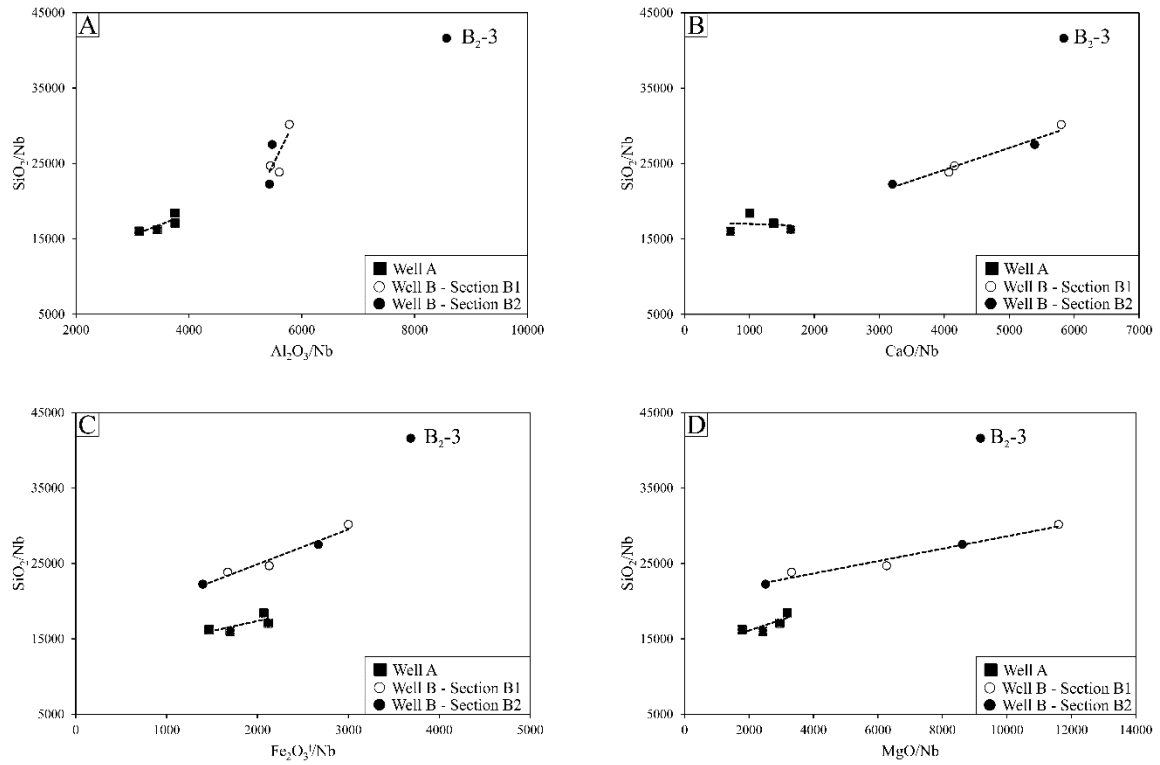


Figure 11: Molecular proportion ratio diagrams for the assessment of alteration or magmatic rocks in wells A and B. Sample B₂-3 is indicated in the diagrams. A) $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Nb}$ versus SiO_2/Nb . B) CaO/Nb versus SiO_2/Nb . C) $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Nb}$ versus SiO_2/Nb . D) MgO/Nb versus SiO_2/Nb .

4.8.3 Major and trace element data

The rocks from well A and B are classified as alkaline basalt on the Zr/TiO_2 versus Nb/Y and Zr/Ti versus Nb/Y diagrams (**Fig. 12A, B**), except for the tuffaceous siltstone from well B. The alkaline character of the diabases and basalt from wells A and B is supported by their high alkali content ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} = 7.17\text{-}9.01$ wt.% and $5.67\text{-}9.44$ wt.%, respectively; **Tab. 4** and **Fig. 12C**) and basic compositions (**Tab. 4**; $\text{SiO}_2 < 52$ wt.%).

The SiO_2 (49.44-52.63 wt.%), MgO (3.87-6.01 wt.%) and LOI (3.06-5.37 wt.%) contents vary within a narrow range for the four sidewall core samples from well A. The contents of incompatible mobile elements Rb (35 - 70 ppm), Ba (266 - 536 ppm), and Sr (138 - 382 ppm) range widely when compared to immobile incompatible elements Y (35 - 43 ppm), Nb (39 - 47 ppm), Zr (294 - 345 ppm), Hf (6.3 - 6.9 ppm) in this well (**Tab. 4**).

Alkaline basalts from well B exhibit SiO_2 (46.69-51.57 wt.%) and LOI (2.40-4.02 wt.%) contents similar to those from well A, but bear higher MgO (3.09 – 12.05 wt.%) concentrations. The concentrations of the incompatible mobile elements Rb (34-57 ppm) and Sr (293-381 ppm) fall within those in samples from well A, but the Ba (351-1439 ppm) contents are higher. The

concentrations of the incompatible immobile elements Y (14-19 ppm), Nb (18-33 ppm), Zr (101-150 ppm), Hf (2.5 – 3.2 ppm) are lower than those of samples in well A (**Tab. 4**).

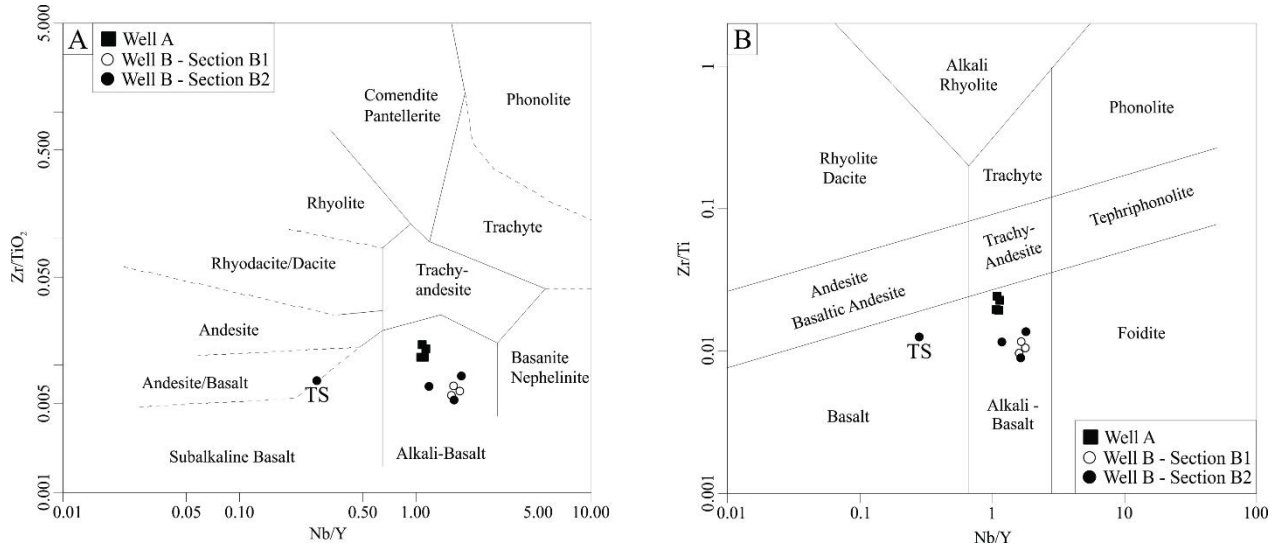


Figure 12: Classification diagram of samples in wells A and B. A) Zr/TiO_2 versus Nb/Y (Winchester & Floyd, 1977) and B) Zr/Ti versus Nb/Y (after Winchester & Floyd, 1976; modified by Pearce, 1996). TS = tuffaceous siltstone.

The trace element composition of the tuffaceous siltstone in well B differs from those of the alkaline rocks in wells A and B (**Fig. 12**). Nevertheless, the SiO_2 (52.34 wt.%), $Fe_2O_3^t$ (12.52 wt.%) and MgO (5.98 wt.%) contents of the tuffaceous siltstone in well B indicate a possible mafic-basic source, although such comparison has to be done with care considering their high LOI values (27.40 wt.%; **Tab. 4**). The high Ba contents of the tuffaceous siltstone (sample B₂-4) is probably due to contamination from drilling fluids. However, their Rb (6 ppm), Sr (749 ppm), Y (11 ppm), Nb (3 ppm), Zr (43 ppm) and Hf (1.0 ppm) contents are expected not to have been strongly affected by contamination considering the cleaning procedures adopted during sample preparation.

The magmatic and volcanoclastic rocks in wells A and B can be clearly discriminated in the chondrite-normalized REE diagram (**Fig. 13A**). The four samples of the alkaline diabase in well A are enriched in light rare earth elements (LREE) compared to the heavy rare earth elements (HREE; $[La/Sm]_N$: 2.1 – 2.8; $[Gd/Yb]_N$: 1.9 – 2.2; and $[La/Yb]_N$: 6.6 – 7.3). A slight positive Eu anomaly ($Eu/Eu^* = 1.04$) is observed in only one sample (A-3; $MgO = 5.40$ wt.%; **Tab. 4**) and may be due to plagioclase accumulation. The REE patterns of samples from wells B and A are subparallel, although the concentrations of REE are higher in the latter than the former. The alkaline rocks in well B are enriched in LREE compared to the HREE ($[La/Sm]_N$: 2.6-3.2; $[Gd/Yb]_N$: 2.1-2.4; and $[La/Yb]_N$: 7.3-9.3). All samples exhibit a slight positive Eu

anomaly ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1.03\text{--}1.18$) on the chondrite-normalized REE diagram (**Fig. 13A**), possibly due to plagioclase accumulation.

The tuffaceous siltstone (sample B₂_4; **Tab. 4**) in section B2 of well B can be distinguished from the magmatic rocks in the two wells by their lower REE contents. It should be noted that the REE pattern of the tuffaceous siltstone is broadly similar to the alkaline rocks in well A and the alkaline basalts in well B, despite their distinctive REE ratios ($[\text{La}/\text{Sm}]_{\text{N}}: 3.4$; $[\text{Gd}/\text{Yb}]_{\text{N}}: 1.6$; and $[\text{La}/\text{Yb}]_{\text{N}}: 7.6$). The tuffaceous siltstone also displays a slight positive Eu anomaly that characterizes the alkaline rocks in well B (**Fig. 13A**).

Alkaline rocks from wells A and B display a positive Nb anomaly ($[\text{La}/\text{Nb}]_{\text{N}} = 0.58 - 0.90$) and a negative Th anomaly ($[\text{Th}/\text{Nb}]_{\text{N}} = 0.49 - 0.76$) in the chondrite-normalized multielement diagram (**Fig. 13B**). Samples from well A also show positive Zr and negative Ti anomalies, and a strong negative anomaly in Sr possibly associated with plagioclase fractionation. Samples from well B display no Sr anomaly and a peak in Ti.

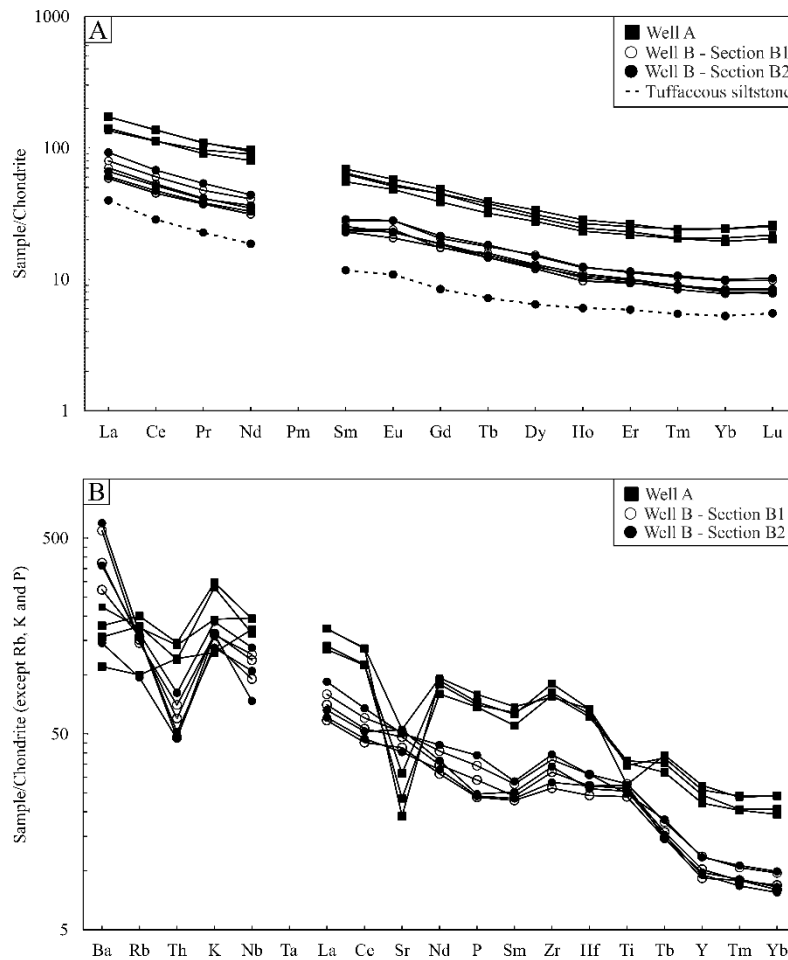


Figure 13: Multielement diagrams for the alkaline rocks from well A and B. A) Chondrite-normalized REE diagram; B) Chondrite-normalized multielement diagram. Normalization factors from **McDonough & Sun (1995)**, except Rb, K and P (primitive mantle from **Sun, 1980**). The tuffaceous siltstone (dashed line) is not plotted in figure B.

4.9 Discussions

4.9.1 Relationships between log facies and petrographic data

The magmatic section of well A was interpreted as a diabase sill according to modal and textural petrographic data. Log-facies II was discriminated at the intermediate portion of the magmatic section (**Fig. 9A**) and displays high and relatively constant resistivity logs typical of diabase intrusions (**Zou *et al.*, 2013; Senger *et al.*, 2017**). The abrupt decrease in density values associated with negligible variation in sonic data in log-facies II is also broadly consistent with the presence of a hypohyaline, coarser center more easily subjected to fracturing compared with the glass-rich, more homogeneous chilled margin represented by log-facies I (top and bottom of magmatic section). Sonic and density data of log-facies II would also be consistent with the occurrence of strongly fractured plagioclase crystals of the diabase (**Fig. 10D**). Fracturing is likely to be related with slow thermal contraction during cooling of the intrusive body. These discontinuities are pathways for fluids (e.g. **Cartwright *et al.*, 2007; Schofield *et al.*, 2015**) of different compositions and sources that can interact with the surrounding rock. The percolation of fluids may explain, therefore, the high degree of alteration of diabase in well A, as depicted by the secondary minerals formed over glass and crystals (**Fig. 10A, B, D**). The high values in the neutron profile of log-facies II are probably a response to the presence of these hydrous secondary minerals (**Rider, 1996; Schön, 2015**). The peaks in the gamma ray profile in log-facies II can also be explained by the fracturing and alteration of diabase intrusion (**Delpino & Bermúdez, 2009; Senger *et al.*, 2017**). The gamma ray values of mafic igneous intrusions are low and box-shaped due to the absence of radioactive minerals (e.g. **Mark *et al.*, 2018; Correia *et al.*, 2019**). However, the gamma ray values of log-facies II are high possibly as a result of the abundance of apatite in the diabase, since U and Th are compatible with this mineral (**Rider, 1996; Prowatke & Klemme, 2006**), as well as by the devitrification and alteration of compositionally evolved, relatively K-rich glass.

One log-facies was discriminated in the 31 m-thick magmatic section B1 of well B (**Fig. 9B**). The relatively symmetric pattern of all geophysical profiles in section B1 is probably related with physical and chemical homogeneity typical of mafic intrusions (**Zou *et al.*, 2013; Senger *et al.*, 2017; Mark *et al.*, 2018**). The low gamma-ray values are coherent with the mafic composition of the diabase intrusion as well as with the presence of mafic phenocrysts and scarcity of felsic minerals in the samples (**Fig. 10E, F; e.g., Delpino & Bermúdez, 2009; Correia *et al.*, 2019**). The high and relatively constant values of resistivity combined with the low values in the sonic data indicate little or no textural variations within the magmatic section

(**Rider, 1996**). This is broadly consistent with the predominantly porphyritic texture (**Fig. 10E, F**) of the alkaline diabase. Positive density and neutron values combined with low values and symmetrical pattern of the sonic profile indicate absence of vesicles and fractures (e.g., **Rider, 1996; Delpino & Bermúdez, 2009; Mark et al., 2018**), as verified by the petrography investigation of the samples. Vesicles and amygdales are typical of basaltic flows rather than diabase intrusions. Nevertheless, submillimetric veins filled by zeolite were seen in some samples and may correspond to colling joints percolated by fluids (**Huang et al., 2014; Schofield et al., 2015; Omosanya et al., 2016; Senger et al., 2017**). Percolation of fluids, however, was not pervasive enough to result in high degrees of alteration of the samples, according to the petrographic study.

Two log-facies (I and II) were discriminated in magmatic section B2 (**Fig. 9C**). The symmetrical pattern of log-facies I (**Fig. 9C**) would be broadly consistent with an intrusion (e.g., **Mark et al., 2018; Correia et al., 2019**), as previously described for the log-facies in section B1. However, the amounts of amygdales in the samples described in this section and variable amounts of volcanic glass (10 - 60%) as well as the variation in the composition of the phenocryst assemblages, combined with the interbedded volcanoclastic rocks, indicate that this section comprises basalt flows rather than diabase intrusions. The low gamma-ray values recorded in log-facies I and II of section B2 are expected for mafic rocks. The relatively high vesicularity and, as a consequence, porosity of the basaltic flows, are indicated by increasing values of neutron and sonic data and decreasing values of resistivity (**Rider, 1996; Jerram et al., 2019**). However, responses from neutron and sonic data may be may be zeolite and carbonate infilling of vesicles (**Fig. 8D and Fig. 10I, L**) due to post-magmatic processes, since those minerals show low physical contrasts with the predominantly volume of minerals that comprise the basalts (**Rider, 1996; Schön, 2015**). The decreasing values in resistivity and density combined with increasing values in neutron and, to a lesser extent, sonic data, are coherent with the greater porosity of the tuffaceous siltstone occurring in section B2. In addition, the predominantly low gamma-ray values in log-facies I can also be attributed with the amounts of carbonatic matrix in the tuffaceous siltstone, as seen by the petrography (**Fig. 10M**). On the other hand, peaks in gamma-ray in log-facies II may be due to the abundant amounts of lithic fragments in the tuffaceous siltstones within section B2 (**Fig. 10N, O**). As such, it is possible that log-facies II records a thick (~ 20 m) bed of volcanoclastic rock whereas basalt flows would predominate in the thicker (~ 42 m) log-facies I.

4.9.2 Petrogenetic relationships between magmatic sections

Intrusive and extrusive alkaline basaltic magmatism are recorded in well B. The coherent and constant patterns of the geophysical logs of section B1 (**Fig. 9B**) and the mineralogical and textural homogeneity depicted by petrographic data (**Fig. 8B; 10E, 10F**) indicate that section B1 is a single diabase intrusion. The MgO variation in this section represents different proportions of mafic and felsic minerals within the leucodiabase and meladiabase. The former represents the composition of the aliquot of cutting samples with major amounts of felsic minerals whereas the latter refers to the mafic-rich portions of the sampling. Sample B₁-5 is considered to represent the parental or least evolved liquid in the section (MgO = 11.53 wt.%; **Tab. 4**), being also the sample with the lowest LOI value (2.40 wt.%; **Tab. 4**). On the other hand, differences in MgO contents of the alkaline basalts in section B2 may represent different lava flows. The patterns in chondrite-normalized multielement and REE diagram of alkaline basalts from sections B1 and B2 in well B (**Fig. 13A**) are consistent with a relationship by fractional crystallization, since the most evolved sample (B₂-1 with MgO = 3.61 wt.%; **Tab. 4**) display higher incompatible elements than the least evolved sample B₁-5.

The hypothesis of cogeneticity between evolved compositions in section B2 (B₂_1, B₂_2 and B₂_3 with MgO = 3.61, 9.42 and 7.05 wt.%, respectively) and the least evolved composition represented by sample B₁_5 by fractional crystallization was tested by petrogenetic modelling. The amounts of fractional crystallization required to generate any given MgO range can be approximately obtained by mass balance calculation. The modal assemblage and, mainly, the fractionation of olivine and clinopyroxene controls the composition of the MgO extract from alkaline basalts. Olivine in equilibrium with a basaltic liquid with MgO = 12 and 10 wt.% (similar to sample B₁_5 and B₂_2) is likely to be a chrysolite with 80-90% forsterite molecule (*e.g.*, **Roeder & Emslie, 1970; Ngongang et al., 2021**), *i.e.*, a Mg-rich olivine (MgO ~ 50 wt.%; *e.g.* **Ali & Ntaflos, 2011**). Similarly, a Ca-rich diopside with MgO ~ 15 wt.% would be the likely clinopyroxene in equilibrium with the same basaltic liquid (*e.g.* **Ali & Ntaflos, 2011; Panina et al., 2011; Ngongang et al., 2021**). The relationship by fractional crystallization using trace elements can be modelled by the Rayleigh equation (*e.g.* **Wood & Fraser, 1977**). Partition coefficients between olivine, clinopyroxene and alkaline basalt liquid were obtained from the literature (**Frey, 1969; Schnetzler & Philpotts, 1970; Matsui et al., 1977; Villemant et al., 1981; Fujimaki et al., 1984; Rollinson, 1993; Zack & Brumm, 1998; Aigner-Torres et al., 2007**). Results of such modelling are presented in chondrite-normalized REE and multielement

diagrams (**Fig. 14**). Oxide values were recalculated to 100% on a volatile-free basis. Modelling showed that a parental composition B_{1_5} (MgO = 12.05 wt.%) could give rise to the evolved composition B_{2_2} (MgO = 9.98 wt.%) by 9% fractional crystallization of a fractionating assemblage composed of 50% olivine and 50% clinopyroxene (*i.e.* an extract with MgO = 32.50 wt.%) (**Fig. 14A**). Similarly, 28% fractional crystallization of the same fractionating assemblage could give rise to the evolved composition B_{2_1} (MgO = 3.90 wt.%) in section B2 (**Fig. 14B**). Relationships between samples within section B2 (B_{2_2} with MgO = 9.98 wt.% and B_{2_1} with MgO = 3.90 wt.%) could be explained by 24% fractional crystallization of a fractionating assemblage with 40% olivine and 60% clinopyroxene (**Fig. 14C**). The amounts of fractional crystallization calculated by the Rayleigh equation are the same to those calculated by mass balance. The results for Ba, Rb, K and Sr gave percentual differences (d%; **Fig. 14**) between real and modelled compositions greater than 15% and this can be at least partially attributed to the mobility of these elements during post-magmatic processes. Percentual differences for immobile trace elements, including light, medium and heavy rare earth elements, were close to analytical errors, whereas the slightly higher percentual differences for Ti can be related to the fractionation of a Ti-rich diopside. These results indicate that the lava flows in section B2 could have evolved by fractional crystallization from the parental magma in section B1. The two sections of well B thus record different emplacements (intrusion and extrusion) associated with the same subvolcanic magma chamber, except the sample B_{2_3} as shown below. However, It was not possible to generate basalt B_{2_3} (MgO = 7.63 wt.%) from either the parental composition B_{1_5} in section B1 or composition B_{2_2} in section B1 (MgO = 12.05 and 9.98 wt.%, respectively) by modelling fractional crystallization using the Rayleigh equation and mass balance calculations. The best fit for real and modelled compositions for parental B_{1_5} and B_{2_2} having basalt B_{2_3} as the evolved composition was obtained for 15% and 10% fractional crystallization of a fractionating assemblage with 50% or 40% olivine and 50% or 60% clinopyroxene, respectively. Nevertheless, differences between modelled and real compositions of LREE and HREE were 8% and >11%, respectively, *i.e.* well above analytical errors. The average percentage difference was 21% when LILE and HFSE were included in calculations, being as high as 18% and 50% for Th and Nb, respectively. Results indicate that basalt B_{2_3} in section B2 is not cogenetic with the other magmas of well B (sections B1 and B2). This basalt lava flow may have been extruded from another vent, which would be in broad agreement with reconstructions of volcanic paleoenvironments that propose that the alkaline magmatism in Campos Basin is related with a field of monogenetic volcanoes (*e.g.* **Moreira et**

al., 2006; Oreiro *et al.*, 2008; Bischoff *et al.*, 2019 and 2020). Stacking of flows originated from different vents is also in general agreement with the low viscosity of the alkaline basalts magmas (*e.g.* calculated viscosities 52.48 and 2.98 Pa.s for alkaline basaltic magmas with a temperature of 1000°C and about 1 atm, Giordano & Dingwell, 2002; Kokandakar *et al.*, 2018).

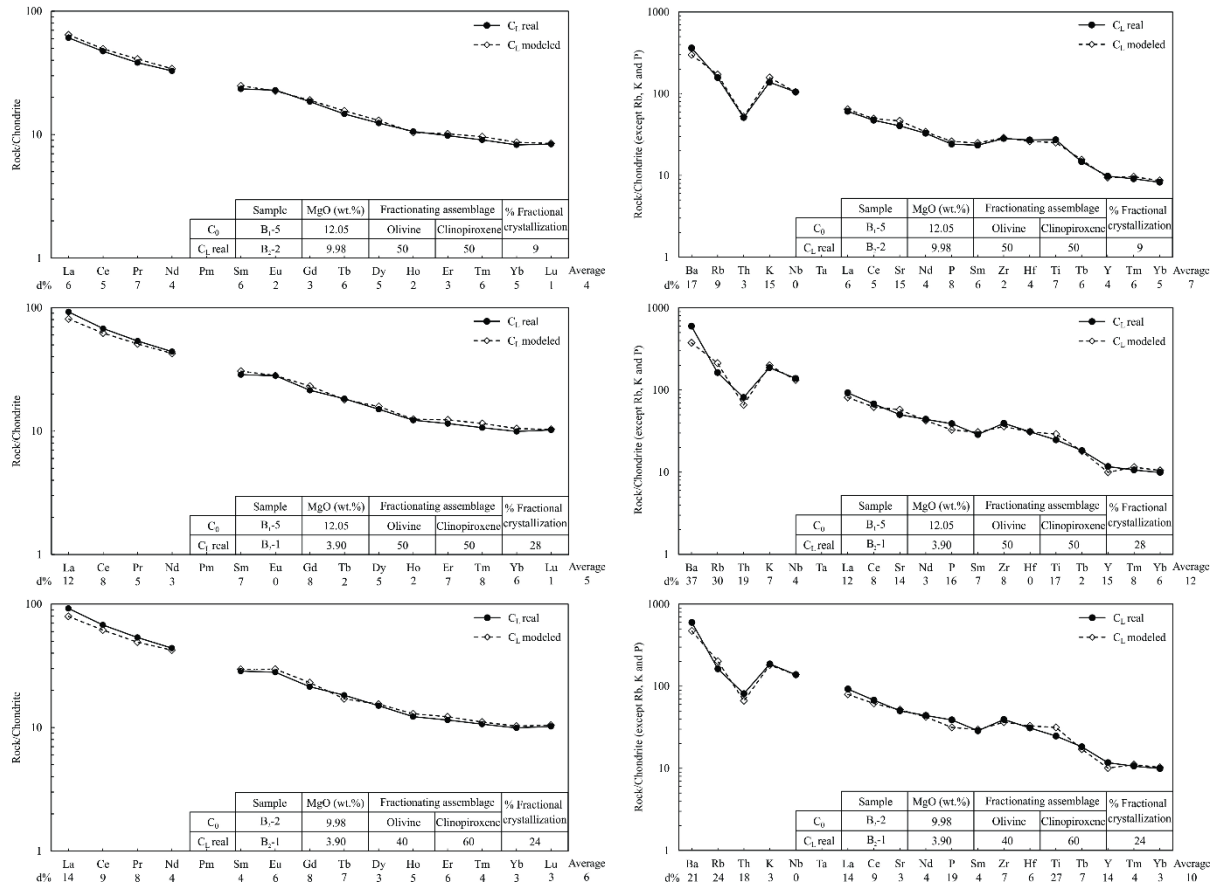


Figure 14: Results of petrogenetic modelling for fractional crystallization between parental composition (sample B₁_5) and evolved compositions (samples B₂_1 and B₂_2) of well B using the Rayleigh equation. Chondrite-normalized REE diagrams on the left and multielement diagrams on the right. A) Trace element contents of the sample B₂_2 (MgO = 9.98 wt.%) are compared with calculated values for the model composition. B) Trace element contents of the sample B₂_1 (MgO = 3.90 wt.%) are compared with calculated values for the model composition. In both cases, parental composition is the sample B₁_5 (MgO = 12.05 wt.%) of section B1 well B. C) Trace element contents of the sample B₂_1 (MgO = 3.90 wt.%) are compared with calculated values for the model composition for the parental composition sample B₂_2 (MgO = 9.98 wt.%). Percentual differences (d%) between real and calculated (modelled) values and their averages are indicated. Normalization factors from McDonough & Sun (1995), except Rb, K and P (primitive mantle from Sun, 1980).

The hypothesis of cogeneticity between the alkaline rocks in wells A and B cannot be supported on the basis of trace element contents. Three out four samples of well A have 4.9%

$< \text{MgO} < 5.4 \text{ wt.}\%$, *i.e.*, higher than evolved samples in sections B1 and B2 of well B (**Tab. 4**). However, the three samples in well A are more enriched in mobile and immobile trace elements than the evolved composition B₁-6 and B₂-1 in sections B1 and B2 of well B, respectively (**Tab. 4**). In addition, samples A-4 and B₂-1, respectively located in well A and section B2 of well B, have similar MgO contents (3.64 and 3.61 wt.%, respectively), but the former is much more enriched in trace elements than the latter (**Fig. 13; Tab. 4**). As such, the diabase intrusion in well A and basalts and diabbases in sections B1 and B2 of well B cannot be considered cogenetic by differentiation processes.

The range of MgO contents (5.40 wt.% to 3.64 wt.%; **Tab. 4**) of the four samples in the diabase intrusion may result from differentiation processes. The trace element composition of the samples representing the parental (sample A-3 with MgO = 6.01 wt.%; oxide value recalculated to 100% on a volatile-free basis) and evolved (sample A-4 with recalculated MgO = 3.87 wt.%) liquids are largely consistent with fractional crystallization since the latter is richer in the whole set of incompatible elements than the former (**Tab. 4**). The MgO range and the Sr negative anomaly displayed by these samples in chondrite-normalized multielement diagram (**Fig. 13B**) indicate a role for plagioclase coupled with clinopyroxene and minor amounts of olivine fractionation. Olivine in equilibrium with a basaltic liquid with MgO = 6 wt. % (as sample A-3) is likely to be a hyalosiderite with 70-80% forsterite molecule (*e.g.*, **Roeder & Emslie, 1970**), *i.e.*, a Mg-rich olivine (MgO ~ 44 wt.%; *e.g.* **Abdel-Rahman & Nassar, 2004**). Similarly, a Ca-rich diopside bearing MgO ~ 13% would be the likely clinopyroxene in equilibrium with the same basaltic liquid (*e.g.* **Abdel-Rahman & Nassar, 2004; Panina et al., 2011**). Geochemical modelling shows that parental (MgO = 6.01 wt.%) and evolved compositions (MgO = 3.87 wt.%) of well A could be related by 23% fractional crystallization of a fractionating assemblage composed of 15% olivine, 50% clinopyroxene and 35% plagioclase (an extract with MgO = 13.10 wt.% (**Fig. 15**). The amount of fractional crystallization calculated using the Rayleigh equation is the same as obtained by mass balance calculations. Results of the modelling are good for the whole set of REE (**Fig. 15A**) but percentual differences (d%) between real and modelled compositions for the LILEs Rb, K, Sr and Zr can be greater than 25% (**Fig. 15B**). The percentage difference in Zr can be explained by the high analytical errors of this element. In the case of Ti and Y, the percentage difference can be attributed to the involvement of a clinopyroxene rich in Ti, which is common in the case of alkaline basalts, which would increase the compatibility of Ti, and improve the modeling results. In this case, the results should also improve for the Y, since this element tends to be

compatible during the fractionation of clinopyroxenes from alkaline basaltic magmas (*e.g.* $K_d = 1.5 - 3.28$, **Wood & Trigila, 2001**). This alone would not reduce the Ti modeling error to below 10%, which implies the involvement of about 10% to 15% of Ti-magnetite. The involvement of this phase would reduce the error for Ti, Hf and Y, but would have little effect on the percentage difference between the real and modeled composition for the REEs. Fractional crystallization being a likely process, it is difficult to envisage the differentiation taking place within the diabase intrusion. The alkaline diabase of well A possibly represents a multiple intrusion of differentiated liquids from the same subvolcanic magma chamber. The occurrence of multiple intrusions may be indicative that pre-existing structures have been episodically reactivated during the divergent margin phase of Campos Basin as suggested on the basis of geophysical data (*e.g.* **Fetter, 2009; Strugale et al., 2020**).

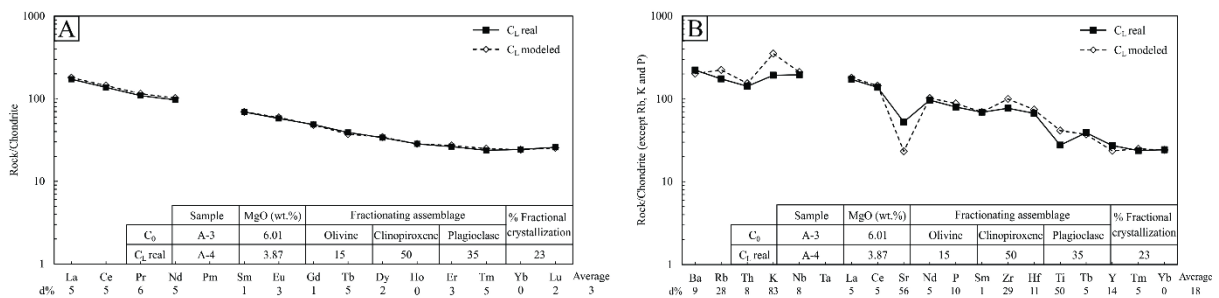


Figure 15: Results of petrogenetic modelling for fractional crystallization between parental composition (sample A-3) and evolved composition (samples A-4) of well A using the Rayleigh equation. A) Chondrite-normalized REE diagram. B) Normalized multielement diagram. Percentual differences (d%) between real and calculated (modelled) values and their average are indicated. Normalization factors from **McDonough & Sun (1995)**, except Rb, K and P (primitive mantle from **Sun, 1980**).

4.9.3 Binary mixing and proposal of a conceptual geodynamic model

Mantle sources other than typical sublithospheric OIB and asthenospheric N-MORB and DM are to be found in plumes and the subcontinental lithospheric mantle (SCLM). The post-Aptian (*ca.* 90-42 Ma) alkaline magmatism along the Poços de Caldas-Cabo Frio Alkaline Alignement on the continental area adjoining Campos and Santos basins (**Fig. 6**) has been related to interactions between the Trindade mantle plume and the local SCLM (*e.g.* **Gibson et al., 1997; Thompson et al., 1998**). The former is likely to be represented by the least evolved nephelinites and basanites in Trindade island whereas the latter is highly variable due to multiple partial melting processes in the underlying mantle wedge in subduction zones as well as metassomatic processes related with the devolatilization of the subducted oceanic slab.

The Serra do Mar mountain range along SE Brazil (**Fig. 6**) represents part of the Ribeira Orogen that resulted from subduction and collisional processes related to the Gondwana amalgamation at the Proterozoic (*e.g.* **Heilbron *et al.*, 2020; Caxito *et al.*, 2022**). It is difficult to ascertain the geochemical composition of the local SCLM. Likely representatives are thought to be its highly fusible parts surrounded by its more depleted and refractory portions. Partial melting of these fusible parts are volatile-, potassium-rich, ultramafic and mafic melts that give rise to lamproites and alkaline and ultramafic lamprophyres (*e.g.*, **Rock, 1991; Gibson *et al.*, 1995; Krmíček & Chalapathi Rao, 2022**). Lamprophyres are the most common mafic alkaline rocks in the Poços de Caldas-Cabo Frio Alkaline Alignment (*e.g.* **Thompson *et al.*, 1998**) nearby Campos and Santos basin (**Fig. 6**). Alkaline lamprophyres are found along the coastline of Rio de Janeiro and São Paulo as well as within Paleogene sedimentary basins nearby the Serra do Mar mountain range in SE Brazil (*e.g.* **Gomes *et al.*, 2017; Macedo *et al.*, 2022**, and **Fig. 6**) and within the Atalaia Peninsula (**Fig. 6**). The latter is located on the continental portion of the Cabo Frio Structural High, nearby the area of prominent volcanism in Campos Basin (**Fig. 6**).

The variation in trace element compositions in wells A and B is satisfactorily explained by fractional crystallization (**Figs. 14 and 15**). Nevertheless, taking into account that the assessment of differentiation processes has been constrained by a limited amount of samples, the discrimination of mantle sources will be done based on the compositions of the least evolved samples of well A and B.

The trace element patterns of the least evolved samples of well A and well B and their respective trace element ratios (*e.g.* $0.61 < [\text{La}/\text{Nb}]_{\text{N}} < 0.90$ and $7.3 < [\text{La}/\text{Yb}]_{\text{N}} < 8.5$) are rather different from typical N-MORB (normal mid-ocean ridge basalt, $[\text{La}/\text{Nb}]_{\text{N}} = 1.09$ and $[\text{La}/\text{Yb}]_{\text{N}} = 0.56$; **Sun & McDonough, 1989; Fig. 16**) and DM (depleted mantle, $[\text{La}/\text{Nb}]_{\text{N}} = 1.13$ and $[\text{La}/\text{Yb}]_{\text{N}} = 0.40$; **Salters & Stracke, 2004; Fig. 16**). Also, the REE patterns of Trindade (**Siebel *et al.*, 2000**), OIB (**Sun & McDonough, 1989**) and the local SCLM (represented by the RJ lamprophyres, SP lamprophyres and Atalaia lamprophyres) are richer than that of well B and crosscut the REE pattern of well A (**Fig. 16**). In conclusion, the REE patterns and ratios of the least evolved samples of well A and B cannot be explained by partial melting from any single fertile, enriched or depleted mantle source shown in **Figure 16** and their petrogenesis is likely to have involved mixing processes.

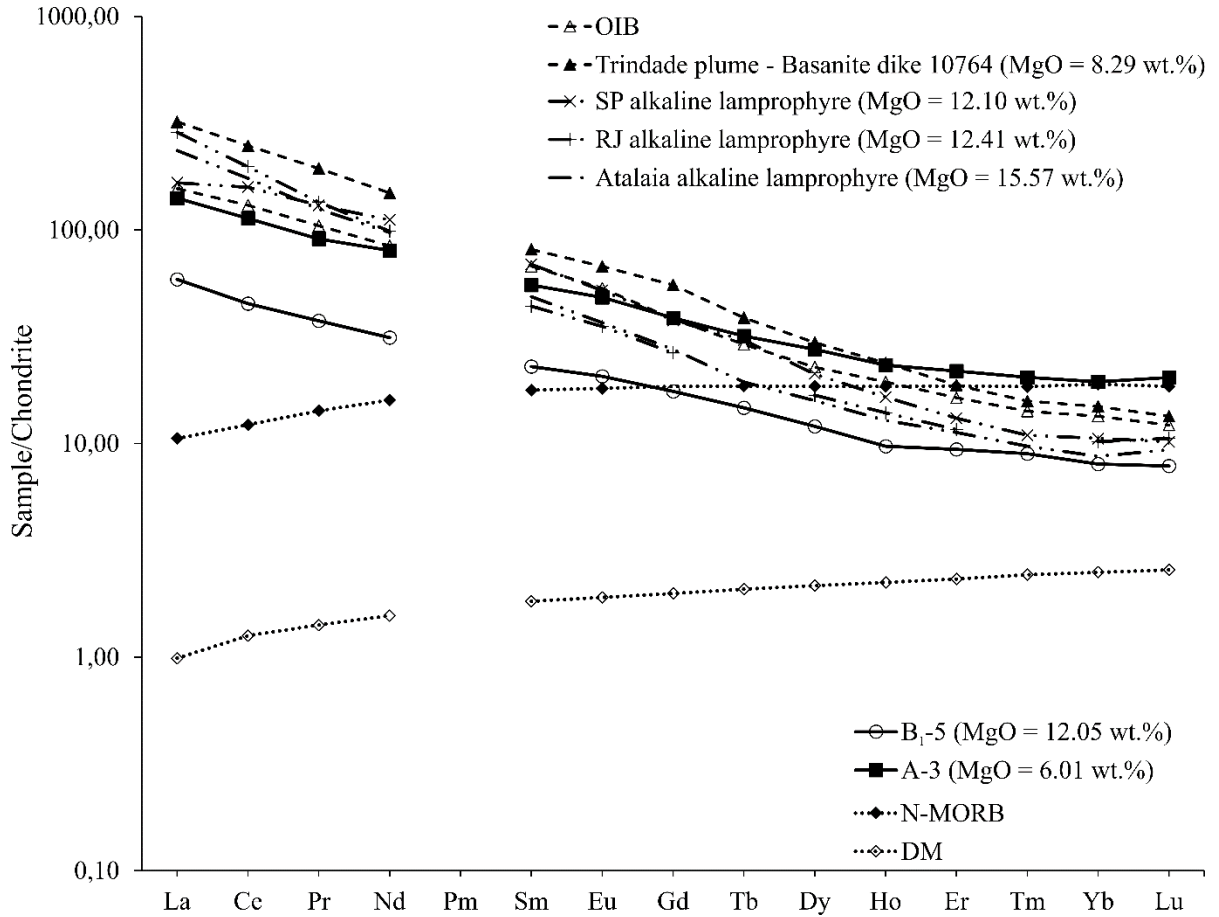


Figure 16: Least evolved samples in well A and well B and possible deep-seated, fertile sublithospheric mantle sources (OIB and Trindade plume) as well as representative compositions of the local SCLM nearby Campos and Santos basins plotted in chondrite-normalized REE diagram. MgO contents (values recalculated to 100% on a volatile-free basis) are indicated. Normalization factors from **McDonough & Sun (1995)**, except Rb, K and P (primitive mantle from **Sun, 1980**). Data source: N-MORB and OIB (**Sun & McDonough, 1989**); DM (**Salters & Stracke, 2004**); Trindade plume (**Siebel et al., 2000**); Lamprophyres (**LabMEG database**).

Immobile, incompatible trace element ratios were used in binary mixing calculations in order to test for the involvement of depleted (*i.e.* N-MORB; **Sun & McDonough, 1989**), fertile (*i.e.* Trindade; **Siebel et al., 2000**) and enriched (*i.e.* local SCLM) mantle sources in the petrogenesis of the alkaline magmatism in wells A and B. The least evolved samples in wells A and B have the same La/Yb, Th/Nd and Sm/Ho ratios (respectively, 10.7, 0.10 and 6.4) and they were used to test possible end-members for mixing processes. Results of binary modelling showed that the least evolved compositions in wells A and B can be represented by 50:50 mixing between N-MORB and the SP lamprophyres (**Fig. 17**). Mixing between fertile (*i.e.*, Trindade plume) and the local SCLM (SP, RJ and Atalaia lamprophyres) cannot explain the immobile, incompatible trace element ratios of the samples in wells A and B. The composition of the local SCLM is well represented by the least fractionated (*i.e.*, lowest [La/Nb]_N ratio)

lamprophyres occurring in the continental area adjacent to Campos Basin (SP lamprophyres). Other lamprophyres are just too enriched in REE and Th to represent adequate end-members in the mixing calculations.

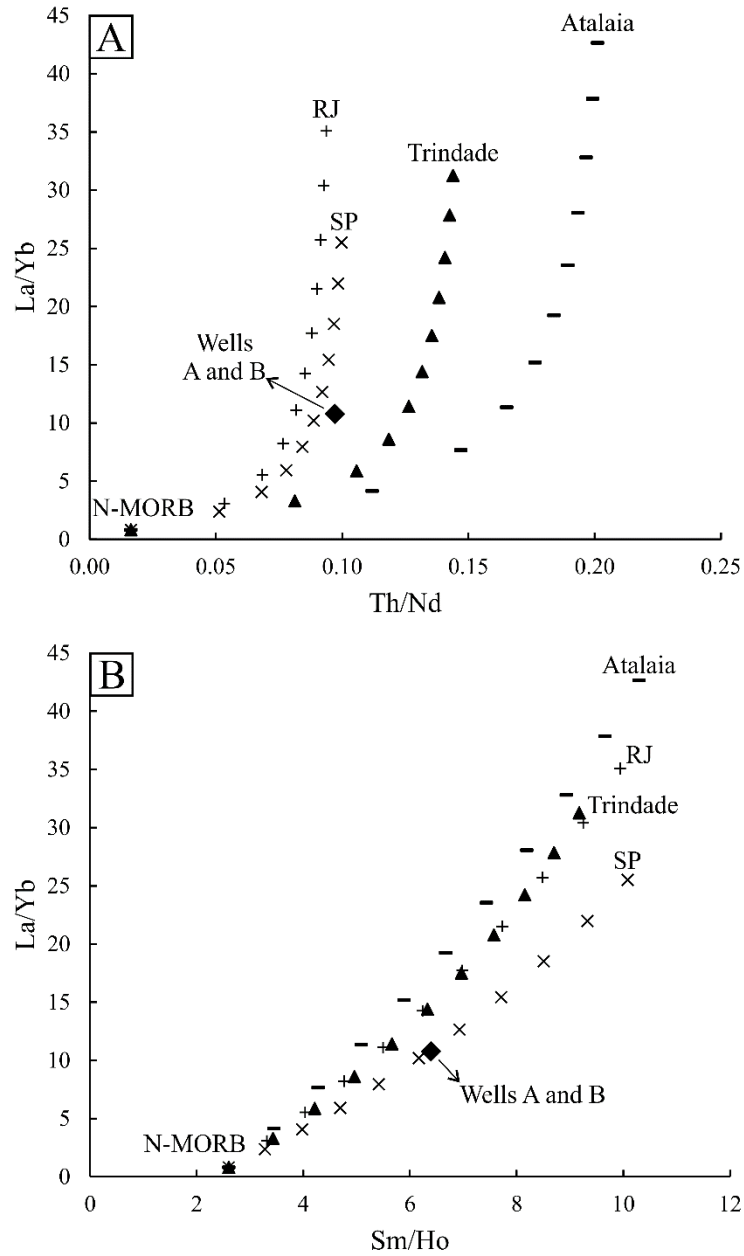


Figure 17: Bivariate diagrams with mixing curves between depleted, asthenospheric N-MORB mantle source and deep-seated, fertile sublithospheric mantle sources (Trindade plume) and the local SCLM compositions represented by the Rio de Janeiro, São Paulo and Atalaia lamprophyres. The compositions of the least evolved samples in wells A and B (black losangle) are plotted in the diagrams. A) La/Yb x Th/Nd diagram. B) La/Yb x Sm/Ho diagram. Data sources: N-MORB: **Sun & McDonough, 1989**. Trindade (sample 10764 - basanite dike; **Siebel et al., 2000**). RJ = Rio de Janeiro lamprophyre (n = 8), SP = São Paulo lamprophyre (n = 64) and Atalaia = Atalaia lamprophyre (n = 15), all from **LabMEG database**. Mixing curves (symbols) at 10% intervals.

Proeminent Santonian magmatism has been described nearby the study area by other authors (**Caddah *et al.*, 1994, 1998; Alves, 2006; Moreira *et al.*, 2006; Rangel, 2006; Oreiro *et al.*, 2008; Rancan *et al.*, 2018; Schattner & Michaelovitch de Mahiques, 2020**) mostly on the basis of geophysical data. Magmatic section in well B can be satisfactorily placed at the Santonian-Coniacian according to paleontological data, as aforementioned, whereas magmatic section in well A lacks any geochronological data. However, recent Ar-Ar ages dated alkaline lamprophyres and phonolite intrusions in a well located nearby wells A and B at the Eocene (*ca.* 41 Ma). This Eocene alkaline magmatism has been attributed to interactions between the EM1 mantle component and the Trindade mantle plume (**Louback *et al.*, 2021**). The latter is not a suitable mantle component in the petrogenesis of the alkaline magmatism recorded in well A. As such, magmatism in well A is also likely to be related with the Santonian-Coniacian magmatism in Campos. This assumed, results of the binary modelling presented previously indicate that the Santonian-Coniacian alkaline magmatism in Campos Basin involved mixing between shallow-seated mantle sources represented by the depleted asthenosphere and the enriched local SCLM. The involvement of the SCLM in the geodynamic processes related with the opening of the South Atlantic Ocean is also supported by studies of spinel-facies peridotite mantle nodules hosted by a Cretaceous lamprophyre dike located in the Poços de Caldas-Cabo Frio Alkaline Alignement pointing to the presence of an enriched mantle during a younger tectono-thermal event over a mantle previously equilibrated during the Precambrian development of the Ribeira Belt (**Almeida *et al.*, 2022**). In addition, numerical, geophysical and geological data support the proposal that the thickness of the lithosphere, extension rates and the presence of previous weak crustal structures contributed to the generation and emplacement of alkaline magmas in SE Brazil (**Ferreira *et al.*, 2022**).

A conceptual model for the mantle dynamics at the Santonian-Coniacian is presented in **Figure 18**. The lithogeochemical data allowed to propose fractional crystallization as the most likely differentiation process for the alkaline magmatism in wells A and B. This would be more conceivable with the existence of magma chambers located at the upper crust, also giving rise to shallow plumbing systems below Campos Basin at the Santonian-Coniacian. A shallow-seated, asthenospheric mantle would be present underneath Campos at that time and could interact with the local SCLM above. Thinning of the lithosphere at Santonian would have been enough for melting to occur in the asthenosphere also providing heat to melt the most fusible, volatile-rich portions of the SCLM whose composition is well represented by the SP lamprophyres. It has been shown that repeated crustal extension events in SE Brazil induced

repeated thermal convection cells in the metasomatized asthenosphere, which triggered partial melting in the previously enriched and heterogeneous lithospheric mantle (**Ferreira *et al.*, 2022**). The Trindade plume component is thought to be a few thousand kilometers eastwards, below the Alto Paranaíba Alkaline Province, at *ca.* 90 Ma (**Fig. 18**) and could not contribute to melting below Campos Basin.

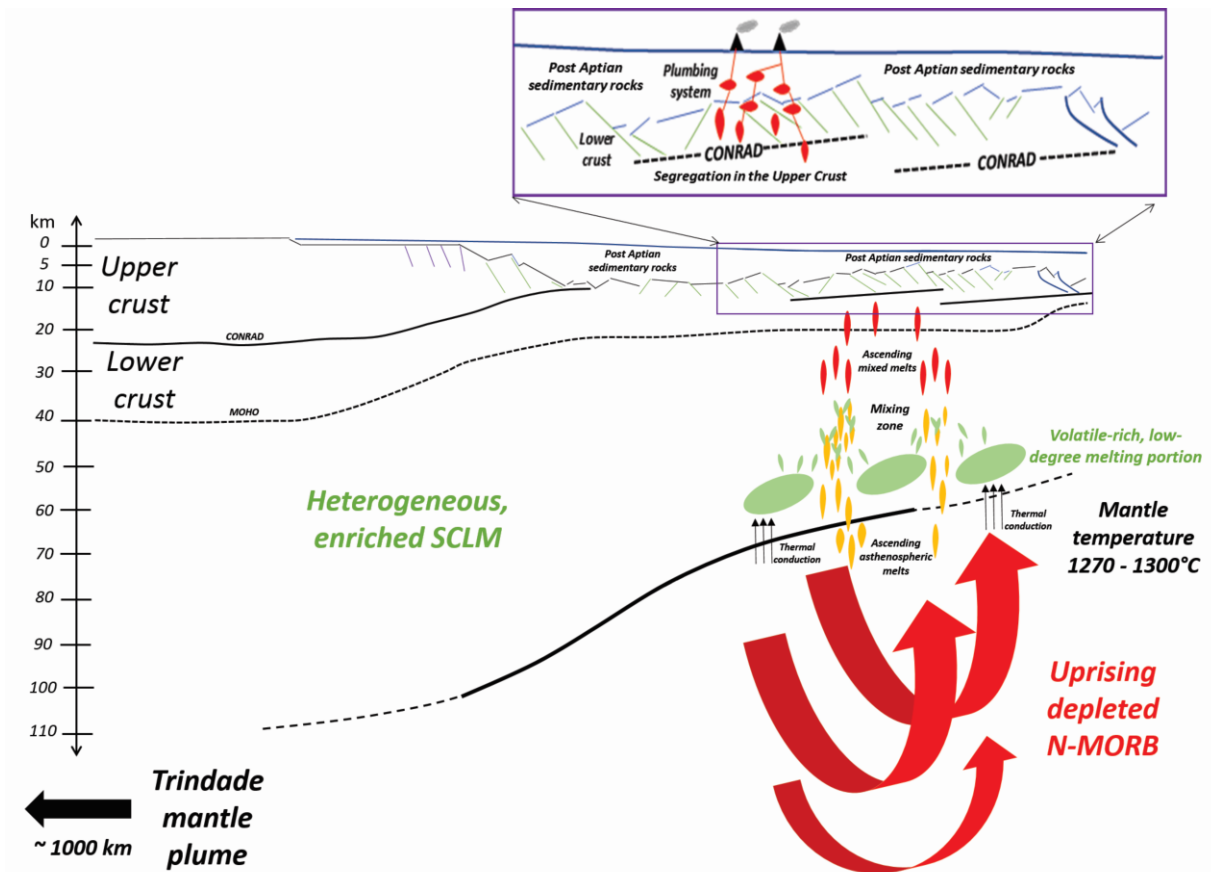


Figure 18: Conceptual geodynamic model for the Santonian-Coniacian magmatism in Campos Basin.

4.10 Conclusions

The Santonian-Coniacian alkaline magmatism is recorded in two wells (A and B) drilled in Campos Basin in an area where prominent volcanic structures have been discriminated on the basis of geophysical data by previous works. Petrographic and petrophysical data allowed to discriminate the intrusive and extrusive structures of magmatic sections both in well A and well B. Well A comprises a single magmatic section represented by a 13 m-thick diabase intrusion whereas well B comprises two magmatic sections. Magmatic section B1 is a 31 m-thick diabase intrusion whereas basalt flows and volcanoclastic rocks (tuffaceous siltstone) occur in the 61 m-thick magmatic section B2. Magmatic rocks in both wells are alkaline diabases and

basalts likely to be related with the Santonian-Coniacian magmatism in Campos Basin, on the basis of paleontological and petrogenetic data. Primary lithogeochemical compositions were little affected by post-magmatic processes. Geochemical modelling showed that the alkaline rocks in wells A and B cannot be cogenetic by differentiation processes. Nevertheless, lava flows in section B2 could have evolved by fractional crystallization from the parental magma in section B1. The two sections of well B thus record different emplacements (intrusion and extrusion) associated with the same subvolcanic magma chamber, exception made for one sample that represents a lava flow that might have extruded from another vent. This would be in broad agreement with reconstructions of volcanic paleoenvironments that propose that the alkaline magmatism in Campos Basin is related with a field of monogenetic volcanoes. Binary modelling showed that the Santonian-Coniacian alkaline magmatism in Campos Basin involved mixing between shallow-seated, depleted asthenospheric and the enriched, local SCLM at similar amounts (50:50). The latter is well represented by the trace element composition of the SP alkaline lamprophyres that occur along the continental area adjoining Campos Basin. The proposed conceptual geodynamic model for the alkaline magmatism in Campos implies in thinning of the lithosphere at the Santonian-Coniacian leading to the melting of the asthenosphere. The ascending asthenosphere would have provided heat enough to melt the most fusible, volatile-rich portions of the SCLM. The Trindade plume component is thought to be a few thousand kilometers eastwards, below the Alto Paranaíba Alkaline Province, at *ca.* 90 Ma and could not contribute to melting below the basin.

4.11 References

- ABDEL-RAHMAN, A.F.M.; NASSAR, P. E. Cenozoic volcanism in the Middle East: petrogenesis of alkali basalts from northern Lebanon. **Geological Magazine**, v.141, n.5, p. 545–563, May 2004.
- AIGNER-TORRES, M.; BLUNDY, J.; ULMER, P.; PETTKE, T. Laser Ablation ICPMS study of trace element partitioning between plagioclase and basaltic melts: an experimental approach. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v.153, n. 6, p. 647–667, Jan. 2007.
- ALI, S.; NTAFLS, T. Alkali basalts from Burgenland, Austria: Petrological constraints on the origin of the westernmost magmatism in the Carpathian–Pannonian Region. **Lithos**, v.121, n. 1-4, p. 176–188, Nov. 2011.
- ALMEIDA, V.V.; JANASI, V.A.; FALEIROS, F.M.; SIMONETTI, A.; MORAES, R. Composition and thermal evolution of the lithospheric mantle beneath the Ribeira Belt, SE Brazil: evidence from spinel peridotite xenoliths. **International Journal of Earth Sciences**, v.111, p. 1057-1077, Feb. 2022.

ALVES, D.B. Sedimentação vulcanoclástica do Cretáceo Superior da Bacia de Campos, Sudeste do Brasil. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v.14, n. 1, p. 149-154, nov./maio 2006.

ASLANIAN, D.; GALLAISA, F.; AFILHADO, A.; SCHNURLEA, P.; MOULIN, M.; EVAIN, M.; DIAS, N.; SOARES, J.; FUCK, R.; PESSOA NETO, O.C.; VIANA, A.; MORVAN, L.; MAZÉ, J.P.; PIERRE, D.; ROUDAUT-PITE, M.; RIO ALVES, D.; BARROS JÚNIOR, P.; BIARI, Y.; CORELA, C.; CROZON DUARTE, J.L.; DUCATEL, C.; FALCÃO, C.; FERNAGU, P.; LIMA, M.V.A.G.; LEPIVER, D.; MOKEDDEM, Z.; PELLEAU, P.; RIGOTI, C.; ROEST, W.; ROUDAUT, M. Deep structure of the Pará-Maranhão/Barreirinhas passive margin in the equatorial Atlantic (NE Brazil). **Journal of South American Earth Sciences**, v.110, n. 103322, Oct. 2021.

BESWICK, A.E. Some geochemical aspects of alteration and genetic relations in komatiitic suites. In: ARNDT, N.T.; NISBET, E.G. (Eds.). **Komatiites**. Fifth Edition. Londres: George Allen & Unwin, 1982. p. 281-308.

BESWICK, A.E.; SOUCIE, G. A correction procedure for metasomatism in an Archean greenstone belt. **Precambrian Research**, v.6, n. 2, p. 235-248, Mar. 1978.

BISCHOFF, A.; BARRIER, A.; BEGGS, M.; NICOL, A.; COLE, J.; SAHOO, T. Volcanoes buried in Te Riu-a-Māui/Zealandia sedimentary basins. **New Zealand Journal of Geology and Geophysics**, v.63, n. 4, p. 378-401, July 2020.

BISCHOFF, A.P.; NICOL, A.; BARRIER, A.; WANG, H. Paleogeography and volcanic morphology Reconstruction of a buried monogenetic volcanic field (part 2). **Bulletin of Volcanology**, v.81, n. 57, Aug. 2019.

CADDAH, L. F. G.; ALVES, D. B.; MIZUSAKI, A. M. P. Turbidites associate with bentonites in the Upper Cretaceous of the Campos Basin, offshore Brazil. **Sedimentary Geology**, Amsterdam, v. 115, p. 175-184, 1998.

CADDAH, L.F.G.; ALVES, D.B.; HANASHIRO, M.; MIZUSAKI, A.M.P. Caracterização e origem do Marco "3-Dedos" (Santoniano) da Bacia de Campos. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v.8, n. 2-4, p. 315-334, abr./dez. 1994.

CARTWRIGHT, J.; HUUSE, M.; APLIN, A. Seal bypass systems. **AAPG Bulletin**, v.91, n. 8, p. 1141-1166, Aug. 2007.

CASTRO, R.D.; PICOLINI, J.P. Principais aspectos da geologia regional da Bacia de Campos. In: KOWSMANN, R.O. (Ed). **Geologia e Geomorfologia**. Rio de Janeiro: Elsevier, 2014. Habitats, v.1. p. 1-12.

CAXITO, F.A.; HARTMANN, L.A.; HEILBRON, M.; PEDROSA-SOARES, A.C.; BRUNO, H. BASEI, M.A.S.; CHEMALE, F. Multi-proxy evidence for subduction of the Neoproterozoic Adamastor Ocean and Wilson cycle tectonics in the South Atlantic Brasileiro Orogenic System of Western Gondwana. **Precambrian Research**, v.376, n. 106678, July 2022.

CHANG, H.K.; KOWSMANN, R.O.; FIGUEIREDO, A.M.F.; BENDER, A.A. Tectonics and stratigraphy of the East Brazil Rift system: an overview. In: Ziegler, P.A. (Editor), **Geodynamics of Rifting, Volume II. Case History Studies on Rifts**: North and South America and Africa. Tectonophysics, 1992. p. 97-138.

CHAUVET, F.; SAPIN, F.; GEOFFROY, L.; RINGENBACH, J.C.; FERRY, J.N. Conjugate volcanic passive margins in the austral segment of the South Atlantic - Architecture and development. **Earth-Science Reviews**, v.212, n. 103461, Jan. 2021.

- CORREIA, U.M.; HONÓRIO, B.C.; KURODA, M.C.; MELANI, L.H.; VIDAL, A.C. Geometric characterization of igneous intrusions: 3-D seismic insights from the Campos Basin, SE Brazil. **Marine and Petroleum Geology**, v.102, p. 725-739, Apr. 2019.
- DELPINO, D.H.; BERMÚDEZ, A.M. Petroleum systems including unconventional reservoirs in intrusive igneous rocks (sills and laccoliths). **The Leading Edge**, v.28, n. 7, p. 804–811, July 2009.
- DIAS, J. L. Tectônica, estratigrafia e sedimentação no Andar Aptiano da margem leste brasileira. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, Rio de Janeiro, v.13, n. 1, p. 7-25, nov./maio 2005.
- DIAS, J. L.; OLIVEIRA, J. Q.; VIEIRA, J. C. Sedimentological and Stratigraphic Analysis of the Lagoa Feia Formation, Rift Phase of the Campos Basin, Offshore Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, v.18, n. 3, p. 252-260, Sept. 1988.
- EPIN, M.; MANATSCHAL, G.; SAPIN, F.; ROWAN, M.G. The tectono-magmatic and subsidence evolution during lithospheric breakup in a salt-rich rifted margin: Insights from a 3D seismic survey from southern Gabon. **Marine and Petroleum Geology**, v. 128, 105005. 2021.
- FERREIRA, A.C.D.; CONCEIÇÃO, R.V.; MIZUSAKI, A.M.P. Mesozoic to Cenozoic alkaline and tholeiitic magmatism related to West Gondwana break-up and dispersal. **Gondwana Research**, v. 106, 15–33. 2022.
- FETTER, M. The role of basement tectonic reactivation on the structural evolution of Campos Basin, offshore Brazil: Evidence from 3D seismic analysis and section restoration. **Marine and Petroleum Geology**, v.26, n. 6, p. 873–886, June 2009.
- FETTER, M.; DE ROS, L.F.; BRUHN, C.H.L. Petrographic and seismic evidence for the depositional setting of giant turbidite reservoirs and the paleogeographic evolution of Campos Basin, offshore Brazil. **Marine and Petroleum Geology**, v.26, n. 6, p. 824–853. 2009.
- FODOR, R.V.; VETTER, S.K. Rift-zone magmatism: Petrology of basaltic rocks transitional from CFB to MORB, southeastern Brazil margin. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v.88, p. 307-321, 1984.
- FREY, F.A. Rare earth abundances in a high-temperature peridotite intrusion. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v.33, n. 11, p. 1429–1447, Nov. 1969.
- FUJIMAKI, H.; TATSUMOTO, M.; AOKI, K. Partition coefficients of Hf, Zr and REE between phenocrysts and groundmasses. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v.89, n. S02, p. B662-B672, Feb. 1984.
- GERALDES, M.C.; MOHRIAK, W.U.; BONIFÁCIO, J.F.; CARDOSO, L.M.C.; MOURA, S.C. The role of the Rio Grande Rise on the continental Meso-Cenozoic alkaline magmatism in southwest Brazil. In: SANTOS, A.C.; HACKSPACHER, P.C. (Eds.). **Meso-Cenozoic Brazilian Offshore Magmatism: Geochemistry, Petrology and Tectonics**. Academic Press, 2022. Ch. 8, p. 257-292.
- GIBSON, S.A.; THOMPSON, R.N.; DICKIN, A.P.; LEONARDOS, O.H. High-Ti and low-Ti mafic potassic magmas: Key to plume-lithosphere interactions and continental flood-basalt genesis. **Earth and Planetary Science Letters**, 136, 149-165. 1995.
- GIBSON, S.A.; THOMPSON, R.N.; WESKA, R.K.; DICKIN, A.P.; LEONARDOS, O.H. 1997. Late Cretaceous rift-related upwelling and melting of the Trindade starting mantle plume head beneath western Brazil. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v.126, p. 303-314, Jan. 1997.

- GIORDANO, D.; DINGWELL, D. Viscosity of hydrous Etna basalt: implications for Plinian style basaltic eruptions. **Bulletin of Volcanology**, v.65, n. 1, p. 8–14, July 2002.
- GOMES, C.B.; ALVES, F.R.; AZZONE, R.G.; ROJAS, G.E.E.; RUBERTI, E. Geochemistry and petrology of the Búzios Island alkaline massif, SE, Brazil. **Brazilian Journal of Geology**, v.47, p. 127-145, Jan/Mar. 2017.
- GUARDADO, L.R.; GAMBOA, L.A.P.; LUCCHESI, C.F. Petroleum geology of Campos Basin, Brazil: a model for producing Atlantic type basin. In: EDWARDS, J.D., SANTAGROSSI, P.A. (Eds). **Divergent/Passive Margins Basins**. AAPG Memoir, 1989. p. 3-36.
- HEILBRON, M.; SILVA, L.G.; TUPINAMBÁ, M.; PEIXOTO, C.; LOBATO, M.; RODRIGUES, S.; RAGATKI, C.D.; SILVA, M.A.; MONTEIRO, T.L.V.; FREITAS, N.C.; MIGUENS, D.; GIRAO, R. Proterozoic to Ordovician geology and tectonic evolution of Rio de Janeiro State, SE-Brazil: insights on the central Ribeira Orogen from the new 1:400,000 scale geologic map. **Brazilian Journal of Geology**, v.50, n. 2, p. 1-25, 2020.
- HUANG, Y.; SHAN, J.; BIAN, W.; GU, G.; FENG, Y.; ZHANG, B.; WANG, P. Facies classification and reservoir significance of the Cenozoic intermediate and mafic igneous rocks in Liaohe Depression, East China. **Petroleum Exploration and Development**, v.41, n. 6, p.734–744, Dec. 2014.
- JACKSON, M.P.A.; CRAMEZ, C.; FONCK, J.M. Role of subaerial volcanic rocks and mantle plumes in creation of South Atlantic margins: implications for salt tectonics and source rocks. **Marine and Petroleum Geology**, v.17, n. 4, p. 477-498, Apr. 2000.
- JERRAM, D.A; MILLETT, J.M.; KUCK, J.; THOMAS, D; PLANKE, S.; HASKINS, E.; LAUTZE, N.; PIERDOMINICI, S. Understanding volcanic facies in the subsurface: a combined core, wireline logging and image log data set from the PTA2 and KMA1 boreholes, Big Island, Hawai'i. **Scientific Drilling**, v.25, p. 15-33, June 2019.
- KARNER, G.D.; JOHNSON, C.; SHOFFNER, J.; LAWSON, M.; SULLIVAN, M.; SITGREAVES, J.; McCHARGE, J.; STEWART, J.; FIGUEREDO, P. Tectono-magmatic development of the Santos and Campos basins, offshore Brazil. In: MELLO, M.R.; PINAR, O.Y.; KATZ, B.J. (Eds). **The Supergiant Lower Cretaceous Pre-Salt Petroleum Systems of the Santos Basin, Brazil**. USA: AAPG Memoir 124, 2021. Ch. 9, p. 215-256.
- KOKANDAKAR, G.J.; GHODKE, S.S.; RATHNA, K.; MORE, L.B.; NAGARAJU, B.; BHOSLE, M.V.; VIJAYA KUMAR, K. Density, Viscosity and Velocity (Ascent Rate) of Alkaline Magmas. **Journal of the Geological Society of India**, v.91, n. 2, p. 135–146, Feb. 2018.
- KRMÍCED, L.; CHALAPATHI RAO, N.V. Lamprophyres, lamproites and related rocks as tracers to supercontinent cycles and metallogenesis. **Geological Society**, London, Special Publications, v.513, p. 209–236. 2022.
- LE MAITRE, R.W.; STRECKEISEN, A.; ZANETTIN, B.; LE BAS, M.; BONIN, B.; BATEMAN, P. **Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks**. 2. ed. Edinburgo: Cambridge University Press, 2002. 236p.
- LOUBACK, V.S.; VALENTE, S.; NEYSI, C.; ROSS, J.; BORGHI, L. Petrogenesis and geodynamics of Eocene alkaline intrusions in the pre-salt sedimentary sequence of Santos Basin, Brazil. **Lithos**, v.400–401, n. 106400, July. 2021.

MACEDO, B.N.; PETERNEL, R.; SANTOS, A.C.; SIMAS, M.P. Resende lamprophyres: new petrological and structural interpretations for a regional Upper Cretaceous alkaline mafic dyke swarm. **Brazilian Journal of Geology**, v.52, n. e20210043. 2022.

MARCONDES, L.S. **Mapeamento Sísmico 3D das rochas vulcânicas Terciárias da região do Alto de Cabo Frio - Bacia de Campos – RJ**. Trabalho de conclusão de curso (Bacharelado em Geofísica) – Instituto de Geociências, Universidade Federal Fluminense, Niterói. 2010.

MARK, N.J.; SCHOFIELD, N.; PUGLIESE, S.; WATSON, D.; HOLFORD, S.; MUIRHEAD, D.; BROWN, R.; HEALY, D. Igneous intrusions in the Faroe Shetland basin and their implications for hydrocarbon exploration; new insights from well and seismic data. **Marine and Petroleum Geology**, v.92, p. 733–753, Apr. 2018.

MATOS, R.M.D. Magmatism and hotspot trails during and after continental break-up in the South Atlantic. **Marine and Petroleum Geology**, v.129, n. 105077, June 2021.

MATSUI A.; ONUMA N.; NAGASAWA H.; HIGUCHI H.; BANNO S. Crystal structure control in trace element partition between crystal and magma. **Bulletin de la Société française de Minéralogie et de Cristallographie**, v.100, p. 315- 324, 1977.

MCDONOUGH, W. F.; SUN, S.S. The composition of the Earth. **Chemical Geology**, v. 120, n. 3-4, p. 223–253, 1995.

MIZUSAKI, A.M.P.; MOHRIAK, W.U. Sequências vulcano-sedimentares na região da Plataforma Continental de Cabo Frio. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, n. 3, 1993, Rio de Janeiro. **Atas**, Sociedade Brasileira de Geologia-RJ-UERJ. Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geologia, 1993. p. 52-56.

MIZUSAKI, A.M.P.; PETRINI, R.; BELLINI, G.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; DIAS, J.; DE MIN, A.; PICIRILLO, E.M. Basalt magmatism along the passive continental margin of SE Brazil (Campos basin). **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v.111, p. 143-160, July/Feb. 1992.

MOHRIAK, W.U. Bacias Sedimentares da Margem Continental Brasileira. In: BIZZI, L.A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R.M.; GONÇALVES, J.H. (Eds.). **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil**. Brasília: CPRM, 2003. Cap. III, p. 87-165.

MOHRIAK, W.U. Genesis and evolution of the South Atlantic volcanic islands offshore Brazil. **Geo-Marine Letters**, v.40, p. 1-33, Apr./Jan. 2020.

MOHRIAK, W.U. Recursos energéticos associados à ativação tectônica Mesozoica-Cenozoica da América do Sul. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C.D.R.; BRITO-NEVES, B.B. (Org.). **Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Editora Beca, 2004. Cap. XVII, p. 293–318.

MOHRIAK, W.U.; ALMEIDA, J.C.H.; GORDON, A.C. South Atlantic Ocean: postbreakup configuration and Cenozoic magmatism. In: SANTOS, A.C.; HACKSPACHER, P.C. (Eds.). **Meso-Cenozoic Brazilian Offshore Magmatism: Geochemistry, Petrology and Tectonics**. Academic Press, 2022. Ch. 1, p. 1-45.

MOHRIAK, W.U.; FAINSTEIN, R. Phanerozoic regional geology of the Eastern Brazilian margin. In: Roberts, D.G.; Bally, A.W. (Eds.). **Regional Geology and Tectonics: Phanerozoic Passive Margins, Cratonic Basins and Global Tectonic Maps**. Elsevier B.V., 2012. v.7, p. 223-282.

MOHRIAK, W.U.; GORDON, A.; MELLO, M.R. Origin and Petroleum System of the Cabo Frio High Between the Santos and Campos Basins: Reviewed Integration of Structural and Paleogeographic Reconstruction with the Oil and Gas Systems. In: MELLO, M.R.; PINAR,

- O.Y.; KATZ, B.J. (Eds.). **The Supergiant Lower Cretaceous Pre-Salt Petroleum Systems of the Santos Basin, Brazil**. USA: AAPG Memoir 124, 2021. p. 273-324.
- MOHRIAK, W.U.; MELLO, M.R.; KARNER, G.D.; DEWEY, J.F.; MAXWELL, J.R. Structural and stratigraphic evolution of the Campos Basin, offshore Brazil. In: TANKARD, A.J.; BALKWILL, H.R. (Eds). **Extensional Tectonics and Stratigraphy of the North Atlantic Margins**. USA: AAPG Memoir, 1989. p. 577-598.
- MOHRIAK, W.U.; NEMCOK, M.; ENCISO, G. South Atlantic divergent margin evolution: rift-border uplift and salt tectonics in the basins of SE Brazil. **Geological Society**, Special Publications, v.294, p. 365–398, Jan. 2008.
- MOHRIAK, W.U.; NOBREGA, M.; ODEGARD, M.E.; GOMES, B.S.; DICKSON, W. G. Geological and geophysical interpretation of the Rio Grande Rise, south-eastern Brazilian margin: extensional tectonics and rifting of continental and oceanic crusts. **Petroleum Geoscience**, v.16, n. 3, p. 231–245, Aug. 2010.
- MOREIRA, J.L.P.; ESTEVES, C.A.; RODRIGUES, J.J.G.; VASCONCELOS, C.S. Magmatismo, sedimentação e estratigrafia da porção norte da Bacia de Santos. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v.14, n. 1, p.161-170, nov./maio 2006.
- MOREIRA, J.L.P.; MADEIRA, C.V.; GIL, J.A.; MACHADO, M.A.P. Bacia de Santos. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v.15, n. 2, p. 531-549, maio/nov. 2007.
- NGONGANG, N.B.; WAGSONG, M.P.N.; OWONO, F.M.; BADRIYO, I.; ESSOMBA, P.; TCHIKANKOU, N.L.N.; YOUMEN, D.; KAMGANG, P.; CHAZOT, G. Mineralogy and Magmatic Processes of Cenozoic Intraplate Alkaline Volcanic Rocks of Bafang and Its Environs (Cameroon Volcanic Line, West Africa). **Open Journal of Geology**, v.11, p. 210-238, June 2021.
- OMOSANYA, K.O.; JOHANSEN, S.E.; ABRAHAMSON, P. Magmatic activity during the breakup of Greenland-Eurasia and fluid-flow in Stappen High, SW Barents Sea. **Marine and Petroleum Geology**, v.76, p. 397–411, Sept. 2016.
- OREIRO, S.G. Magmatismo e sedimentação em uma área na Plataforma Continental de Cabo Frio, Rio de Janeiro, Brasil, no intervalo Cretáceo Superior - Terciário. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v.14, n. 1, p. 95-112, nov./maio 2006.
- OREIRO, S.G.; CUPERTINO, J.A.; SZATMARI, P.; THOMAZ FILHO, A. Influence of pre-salt alignments in post-Aptian magmatism in the Cabo Frio High and its surroundings, Santos and Campos basins, SE Brazil: An example of non-plume-related magmatism. **Journal of South American Earth Sciences**, v.25, p. 116–131, 2008.
- PANINA, L.I.; NIKOLAEVA, A.T.; ROKOSOVA, E.Y. Crystallization conditions of the alkaline-basic dike from the Yllymakh Massif, Central Aldan: Evidence from melt inclusion data in minerals. **Geochemistry International**, v.49, n. 2, p. 120–138, Feb. 2011.
- PEARCE, J.A. A user's guide to basalt discrimination diagrams. In: WYMAN, D.A. (Ed.). **Trace element geochemistry of volcanic rocks: applications for massive sulphide exploration** Canadá: Geological Association of Canada, 1996. v.12, p. 79-113.
- PERON-PINVIDIC, G.; MANATSCHAL, G.; OSMUNDSEN, P.T. Structural comparison of archetypal Atlantic rifted margins: A review of observations and concepts. **Marine and Petroleum Geology**, v.43, p. 21-47, May 2013.
- PERON-PINVIDIC, G.; MANATSCHAL, G.; IMAGInING RIFTING WORKSHOP PARTICIPANTS. Rifted Margins: State of the Art and Future Challenges. **Frontiers in Earth Science**, v.7, n. 218, Aug. 2019.

- PROWATKE, S.; KLEMM, S. Trace element partitioning between apatite and silicate melts. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v.70, n. 17, p. 4513–4527, June 2006.
- RANCAN, C.C.; OLIVEIRA, L.C.; CARMO, I.; MARINS, G.M.; PESSOA, V.C.; ANDRADE, H.; PENATTI, A.P.R.; BORGES, T.A.; SILVA, R.C.B.; CARLOTTO, M.A.; BASSETTO, M.; ZANATTA, A.S. Rochas ígneas do Bloco de Libra, Bacia de Santos. In: VII SIMPÓSIO DE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 2018, Rio de Janeiro. **Anais do 49º Congresso Brasileiro de Geologia**. Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geologia, 2018.
- RANGEL, H. D. Manifestações magmáticas na parte sul da Bacia de Campos (Área de Cabo Frio) e na Bacia de Jequitinhonha. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v.14, n. 1, p. 155-160, nov./maio 2006.
- REN, K.; OLIVEIRA, M.J.R.; ZHAO, J.; ZHAO, J.; OLIVEIRA, L.C.; RANCAN, C.C.; OLIVEIRA, I.C.; DENG, Q. Using Wireline Logging and Thin Sections to Identify Igneous Contact Metamorphism and Hydrothermal Influence on Presalt Limestone Reservoirs in Libra Block, Santos Basin. **Offshore Technology Conference Brasil**, Oct. 2019.
- RICCOMINI, C.; MELO, M.S.; COUTINHO, J.M.V. Late Cretaceous-Early Tertiary ultrabasic magmatism in the western part of the State of Rio de Janeiro, Brazil. **Boletim do Instituto de Geociências da USP**, Publicação Especial, São Paulo, v.10, p. 77-84, 1991.
- RICCOMINI, C.; VELÁZQUEZ, V.F.; GOMES, C.B. Tectonic controls of the Mesozoic and Cenozoic alkaline magmatism in central-southeastern Brazilian Platform. In: COMIN-CHIARAMONTI, P.; GOMES, C.B. (Eds). **Mesozoic to Cenozoic Alkaline Magmatism in the Brazilian Platform**. São Paulo: EDUSP-FAPESP, 2005. p. 750.
- RIDER, M. **The geological interpretation of well logs**. 2. ed. United Kingdom: Rider-French Consulting Ltd, 1996. 280 p.
- ROCK, N.M.S. **Lamprophyres**. Glasgow: Blackie, 1991. 285 p.
- ROEDER, P.L.; EMSLIE, R.F. Olivine-liquid equilibrium. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v.29, p. 275–289, Dec. 1970.
- ROLLINSON, H. **Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation**. London: Blackwell, 1993. 352p.
- ROSA, P.A.; RUBERTI, E. Nepheline syenites to syenites and granitic rocks of the Itatiaia Alkaline Massif, Southeastern Brazil: new geological insights into a migratory ring Complex. **Brazilian Journal of Geology**, v.48, n. 2, p. 347–372, June 2018.
- SALTERS, V.J.M.; STRACKE, A. Composition of the depleted mantle. **Geochemistry, Geophysics, Geosystems**, v.5, n. 5, May 2004.
- SCHATTNER, U.; MICHAELOVITCH DE MAHIQUES, M. Post-rift regional volcanism in southern Santos Basin and the uplift of the adjacent South American coastal range. **Journal of South American Earth Sciences**, v.104, n. 102855, Dec. 2020.
- SCHNETZLER, C.; PHILPOTTS, J.A. Partition coefficients of rare-earth elements between igneous matrix material and rock-forming mineral phenocrysts—II. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v.34, n. 3, p. 331–340, Mar. 1970.
- SCHOFIELD, N.; HOLFORD, S.; MILLETT, J.; BROWN, D.; JOLLEY, D.; PASSEY, S.R.; MUIRHEAD, D.; GROVE, C.; MAGEE, C.; MURRAY, J.; HOLE, M.; JACKSON, C.; STEVENSON, C. Regional magma plumbing and emplacement mechanisms of the Faroe-Shetland Sill Complex: implications for magma transport and petroleum systems within sedimentary basins. **Basin Research**, v.29, n. 1, p. 41–63, Oct. 2015.

- SCHÖN, J.H. **Physical Properties of Rocks: Fundamentals and Principles of Petrophysics**. Elsevier, 2015. 456 p.
- SCHUTTER, S.R. Occurrences of hydrocarbons in and around igneous rocks. **Geological Society London Special Publications**, v.214, p. 35-68, Jan. 2003.
- SENGER, K.; MILLETT, J.; PLANKE, S.; OGATA, K.; EIDE, C.; FESTØY, M.; GALLAND, O.; JERRAM, D.A. Effects of igneous intrusions on the petroleum system: a review. **First Break**, v.35, n. 6, p. 1-10, June 2017.
- SIEBEL, W.; BECCHIO, R.; VOLKER, F.; HANSEN, M.A.F.; VIRAMONTE, J.; TRUMBULL, R.B.; ZIMMER, M. Trindade and Martín Vaz Islands, South Atlantic: Isotopic (Sr, Nd, Pb) and trace element constraints on plume related magmatism. **Journal of South American Earth Sciences**, v.13, n. 1-2, p. 79–103, May 2000.
- SONOKI, I.K.; GARDA, G.M. Idades K-Ar de rochas alcalinas do Brasil Meridional e Paraguai Oriental: compilação e adaptação as novas constantes de decaimento. **Boletim IG-USP, Série Científica**, São Paulo, v.19, p. 63-85, 1988.
- STICA, J.M.; ZALÁN, P.V.; FERRARI, A.L. 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**, v. 50, p. 1-21, Feb. 2014.
- STRUGALE, M.; CARTWRIGHT, J. Tectono-stratigraphic evolution of the rift and post-rift systems in the Northern Campos Basin, offshore Brazil. **Basin Research**, 1–33. 2022.
- STRUGALE, M.; SCHMITT, R.S.; CARTWRIGHT, J. Basement geology and its controls on the nucleation and growth of rift faults in the northern Campos Basin, offshore Brazil. **Basin Research**, v.33, n. 3, p. 1906–1933, June 2020.
- SUN, S.S. Lead Isotopic Study of Young Volcanic Rocks from Mid-Ocean Ridges, Ocean Islands and Island Arcs. **Royal Society**, v.297, n. 1431, p. 409–445, July 1980.
- SUN, S.S.; MCDONOUGH, W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. **Geological Society**, v.42, n. 1, p. 313–345, Jan. 1989.
- SZATMARI, P.; CONCEIÇÃO, J.C.J.; DESTRO, N.; SMITH, P.E.; EVENSEN, N.M.; YORK, D. Tectonic and sedimentary effects of a hotspot track of alkali intrusions defined by Ar–Ar dating in SE Brazil. In: 31st INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 2000, Rio de Janeiro. Abstract Volume, CD-ROM. 2000.
- THOMPSON, G. Metamorphic and hydrothermal processes: basalt-seawater interactions. In: FLOYD, P.A. (Ed.). **Oceanic Basalts**. New York: Springer Science, 1991. p. 148–173.
- THOMPSON, R.N.; GIBSON, S.A.; MITCHELL, J.G.; DICKIN, A.P.; LEONARDOS, O.H.; BROD, J.A.; GREENWOOD, J.C. Migrating Cretaceous-Eocene magmatism in the Serra do Mar Alkaline Province, SE Brazil: melts from the deflected Trindade Mantle Plume? **Journal of Petrology**, v.39, n. 8, p. 1493-1526, July/Mar. 1998.
- TUGEND, J.; GILLARD, M.; MANATSCHAL, G.; NIRRENGARTEN, M.; HARKIN, C.; EPIN, M.; SAUTER, D.; AUTIN, J.; KUSZNIR, N.; MCDERMOTT, K.. Reappraisal of the magma-rich versus magma-poor rifted margin archetypes. **Geological Society, London, Special Publications**, v.476, p. 23-47, May 2018.
- VIEIRA DE LUCA, P.H.; MATIAS, H.; CARBALLO, J.; SINEVA, D.; PIMENTEL, G.A.; TRITLLA, J.; ESTEBAN, M.; LOMA, R.; ALONSO, J.L.A.; JIMENEZ, R.P.; PONTET, M.; MARTINEZ, P.B.; VEGA, V. Breaking barriers and paradigms in presalt exploration: the Pão

de Açúcar Discovery (Offshore Brazil). In: R.K. MERRILL, C.A. STERNBACH (Eds.), Giant Fields of the Decade 2000-2010, v. 113, **AAPG Memoir**, pp. 177-194, 2017.

VILLEMANT, B.; JAFFREZIC, H.; JORON, J.L.; TREUIL, M. Distribution coefficients of major and trace elements; fractional crystallization in the alkali basalt series of Chaîne des Puys (Massif Central, France). **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v.45, n. 11, p. 1997–2016, May 1981.

WINCHESTER, J. A.; FLOYD, P.A. Geochemical magma type discrimination: application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. **Earth and Planetary Science Letters**, v.28, n. 3, 459-469, 1976.

WINCHESTER, J.A.; FLOYD, P.A. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. **Chemical Geology**, v.20, p. 325-343, 1977.

WINTER, W.R., JAHNERT, R.J.; FRANÇA, A.B. Bacia de Campos. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v.15, n. 2, p. 511-529, maio/nov. 2007.

WOOD, B.J.; TRIGILA, R. Experimental determination of aluminous clinopyroxene–melt partition coefficients for potassic liquids, with application to the evolution of the Roman province potassic magmas. **Chemical Geology**, v.172, n. 3-4, p. 213–223, Mar. 2001.

WOOD, B.J; FRASER, D.G. **Elementary thermodynamics for geologists**. Oxford: Oxford University Press, 1977. 303p.

WOOD, D.A.; GIBSON, I.L.; THOMPSON, R.N. Elemental mobility during zeolite facies metamorphism of the Tertiary basalts of eastern Iceland. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v.55, p. 241–254, Jan. 1976.

ZACK, T.; BRUMM, R. Ilmenite/liquid partition coefficients of 26 trace elements determined through ilmenite/clinopyroxene partitioning in garnet pyroxenites. **International Kimberlite Conference: Extended Abstracts**, v.7, n. 1, p. 986–988, Apr. 1998.

ZHANG, H.; YAN, Q.; LI, C.; XUEFA, S.; YANG, Y.; WANG, G.; HUA, Q.; ZHU, Z.; ZHANG, H.; ZHAO, R. Tracing material contributions from Saint Helena plume to the South Mid-Atlantic ridge system. **Earth and Planetary Science Letters**. v.572, n. 117130, Oct. 2021.

ZOU, C.; ZHANG, G.; ZHU, R.; YUAN, X.; ZHAO, X.; HOU, L.; WEN, B.; WU, X. **Volcanic Reservoirs in Petroleum Exploration**. Elsevier, 2013. 204 p.

5 ARTIGO CIENTÍFICO: *Volcaniclastic rocks and reconstruction of volcanosedimentary paleoenvironment in Campos Basin, SE Brazil.*

5.1 Abstract

Volcaniclastic rocks represent mixing between volcanic and sedimentary sources. Santonian-Campanian tuffaceous siltstone, epiclastic siltstone, arkose and fossiliferous mudstone are found in a 45 m-thick section of well C drilled in southern Campos Basin, offshore SE Brazil. Well log data, petrographic and lithogeochemical data obtained from carefully selected and cleaned cutting samples were used to propose a schematic model of volcanosedimentary paleoenvironment. Previous studies in the area discriminated small volcanic cones aligned along structural trends. These volcanic cones have a number of physical characteristics typical of scoria and spatter cones. The volcaniclasts in the tuffaceous siltstone and epiclastic siltstone are little differentiated vesicular basalts also typical of scoria and spatter cones typically associated with monogenetic fields worldwide. The combination of these features with petrographic ones of the arkoses found in the same section of well C are likely to be related to volcaniclastic processes taken part in the continental shelf. The high field strength trace element and the rare earth elements of the volcaniclastic rocks are taken as immobile during post-magmatic, diagenetic and alteration processes. Ratios between those immobile trace elements can be explained by mixing between sources at the upper continental crust adjacent to southern Campos and the scoria basalts extruded in the monogenetic fields. The little differentiated, olivine-rich basalts extruded from the scoria cones probed the uprising asthenospheric mantle extending from hundreds of kilometers eastwards till southern Campos in the Santonian-Campanian. This may have resulted in regional discordances at the Santonian both in Campos and Santos and also places the petroleum systems in southern Campos Basin under the thermal influence of the uprising asthenosphere in the Santonian-Campanian.

5.2 Introduction

Volcaniclastic processes are difficult to understand because fragmentation, transport and depositional processes may be rather complex due to interactions between magmatic and sedimentary mechanisms, requiring an interdisciplinary approach (Manville *et al.*, 2009). Complexities defy even classification proposals (Fisher, 1961; Cas & Wright, 1987; McPhie *et al.*, 1993; Critelli & Ingersoll, 1995; White & Houghton, 2006; Di Capua & Groppelli, 2018; Sohn & Sohn, 2019; Di Capua *et al.*, 2022). Even though, volcaniclasts can provide valuable information about processes occurring in continental and marine environments and for

reconstructing the tectonic and palaeogeographical evolution of sedimentary basins and related volcanic and geodynamic settings (**Dickinson, 1985; Valloni, 1985; Zuffa, 1987; Ingersoll, 1990; Garzanti *et al.*, 2007; Critelli & Criniti 2021; Critelli *et al.*, 2022**).

The post-Aptian magmatism widespread in southern Campos and northern Santos areas, and peak at the Santonian and Eocene (**Caddah *et al.*, 1994, 1998; Alves, 2006; Moreira *et al.*, 2006; Correia *et al.*, 2018; Oreiro *et al.*, 2006; 2008; Rangel, 2006; Winter *et al.*, 2007; Loubach *et al.*, 2021; Matos, 2021; Mohriak *et al.*, 2022**). Volcaniclastic processes have been described in Campos and Santos (**Alves, 2006; Moreira *et al.*, 2006**) but reconstructions of sedimentary paleoenvironments have been proposed for Campos Basin mostly on the basis of sequence stratigraphy and geophysical data (**Alvarenga *et al.*, 2021; Armelenti *et al.*, 2021; Mohriak *et al.*, 2021; Pandolpho *et al.*, 2021**). However, previous works have not discriminated the volcanic setting of such volcanosedimentary paleoenvironments.

Works with volcaniclastic rocks elsewhere have demonstrated that combined petrographic and lithogeochemical data can be used to assess their provenance, which can be reasonably constrained by mixing calculations on the basis of trace element and isotope data (**Graham *et al.*, 1997; Gill *et al.*, 2018**). This paper presents new petrophysical, petrographic and lithogeochemical data for a Santonian-Campanian volcaniclastic section sampled by a well drilled in an area with proeminent volcanism in southern Campos Basin, SE Brazil. The data were obtained for cutting samples carefully selected and cleaned before analysis. Petrophysical data were used to discriminate different log-facies that were furtherly correlated with petrographic data, allowing the proposal of possible structures within volcaniclastic beds. The interpretation of the petrographic and lithogeochemical data combined with previously published geophysical data allowed to discriminate a volcanic setting comprising subaerial scoria cones typical of monogenetic fields. Monogenetic cones that extrude basaltic lavas solely are good probes of the underlain mantle. Binary modelling has shown that the volcaniclastic rocks in well C record mixing processes with volcanic sources that point to the presence of oceanic-related mantle sources below southern Campos Basin at the Santonian-Campanian.

5.3 Geological Setting

The Campos Basin is located in the continental margin of SE Brazil (**Fig. 19**) and covers an area over 100,000 km² (**Dias *et al.*, 1988**). The borders of the basin are the Vitória Structural High, to the north, and the Cabo Frio Structural High, to the south, respectively with the Espírito Santo and Santos basins. The igneous and metamorphic rocks of the Upper Proterozoic Ribeira

and Araçuaí collisional orogens (e.g. **Heilbron *et al.*, 2020; Caxito *et al.*, 2022**) constitute the western border and the crystalline basement of Campos Basin (**Winter *et al.*, 2007; Fig. 19**).

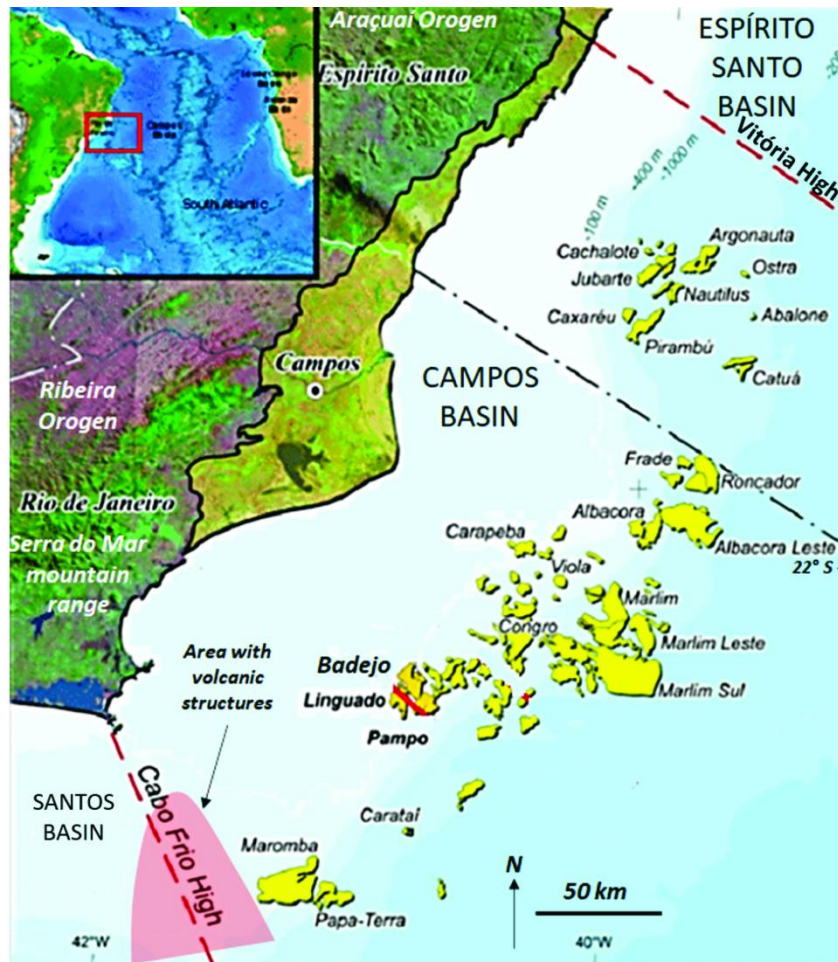


Figure 19: Location of Campos Basin in the continental margin of SE Brazil. The main oil fields in Campos Basin are shown as well as the approximate area where proeminent volcanic structures have been discriminated in southern Campos. The Cabo Frio and Vitória structural highs that separate Campos from Santos (to the south) and Espírito Santo (to the north) basins are indicated as red dashed lines. Modified from: **Muniz & Bosence, 2015**.

The Campos Basin is a rift basin that evolved into a passive margin sedimentary basin as a consequence of the fragmentation of the West Gondwana in the Lower Cretaceous and further opening of the South Atlantic ocean (**Chang *et al.*, 1992**). The largest and most producing oil reserves in Brazil were found in Campos Basin prior to the discovery of the giant pre-salt reservoirs in Santos Basin (**Mello *et al.*, 2021**), both located offshore SE Brazil (**Fig. 19**). Still, Campos accounts for 22% of the oil production and 16% of the gas production of Brazil (**ANP, 2022**). Magmatic processes may affect petrophysical parameters of potential oil and gas reservoir sedimentary rocks (e.g. **Armementi *et al.*, 2021**) and played a role during the sedimentation of the reservoir turbidites (**Caddah *et al.*, 1998; Fetter *et al.*, 2009**) in the major

post-salt hydrocarbon fields in Campos, such as Roncador and Marlim Sul, that produce over 111,000 boe/d in Brazil (ANP, 2022).

The chronostratigraphic chart of the basin (Winter *et al.*, 2007) records magmatic events related to its rift (Fodor & Vetter, 1984; Mizusaki *et al.*, 1992), post-rift (Dani *et al.*, 2017) and drift (Rangel *et al.*, 2006) sedimentary megasequences (Fig. 20). The drift sedimentary sequence in Campos Basin records the marine sedimentation due to the connection between the South Atlantic, North Atlantic and Indian oceans at the Upper Cretaceous and open sea conditions (Guardado *et al.*, 1989; Chang *et al.*, 1992). The marine sedimentation was controlled by the halocinesis and a progressive increase in bathymetry (Winter *et al.*, 2007). The Macaé Group (Lower Albian; Fig. 20) represents the deposition under hot and dry climate conditions in a shallow hypersaline marine environment (up to 200 m deep) (Guardado *et al.*, 1989). The siliciclastic-carbonate sedimentation resulted from the progressive drowning of the carbonate platform (Winter *et al.*, 2007). A transgressive marine sedimentary environment under hot, wet climate is recorded at the bottom sequence of the Campos Group (Fig. 20). Water depths varied from upper (200 - 1,000m) to lower (1,000 - 4,000m) bathial levels and achieved 2,000 m in the central areas of Campos Basin (Guardado *et al.*, 1989; Winter *et al.*, 2007). The hemipelagic, near shore, fine-grained sedimentation of marls and shales of the Ubatuba Formation are interbedded with the sandstones of the Carapebus Formation. The latter represents turbiditic, debris flows along large canyons whose main source was the Serra do Mar mountain range (Fig. 19) in the continent (Guardado *et al.*, 1989; Winter *et al.*, 2007; Castro & Picolini, 2014). Turbidites are the main hydrocarbon reservoir rocks in Campos Basin, particularly in its central parts, such as in the Roncador and Marlin petroleum fields (Fig. 19).

Alkaline basalts, diabases and gabbros ranging from *ca.* 85 to 80 Ma and minor hyaloclastites and bentonites are the representative lithotypes of the Santonian-Campanian magmatic event in Campos Basin (Fig. 20; Mizusaki *et al.*, 1992; Winter *et al.*, 2007). The bentonites were formed from the alteration of volcanic ash deposits related with subaerial, Plinian volcanism of trachytic affinity occurred in the continental area (Caddah *et al.*, 1994). These bentonites are a stratigraphic marker bed (the so-called 3Dedos marker) in the basin. Similarly, the 3B stratigraphic marker bed in Campos are radioactive pelitic rocks formed by reworked volcanoclasts and basal detrital sediments coming from the dismantling of the proximal deposits of volcanoes adjacent to the basin (Alves, 2006). The turbiditic sedimentation in Campos Basin during the Santonian-Maastrichtian may have been controlled by volcanism and related seismicity in the continental margin, triggering turbidity currents (Caddah *et al.*,

1998). The contemporaneity between the Santonian-Campanian volcanic processes on the continent and turbidite sedimentation is indicated by the presence of volcanic fragments in deepwater turbidite reservoirs in Campos Basin (Caddah *et al.*, 1998; Fetter *et al.*, 2009).

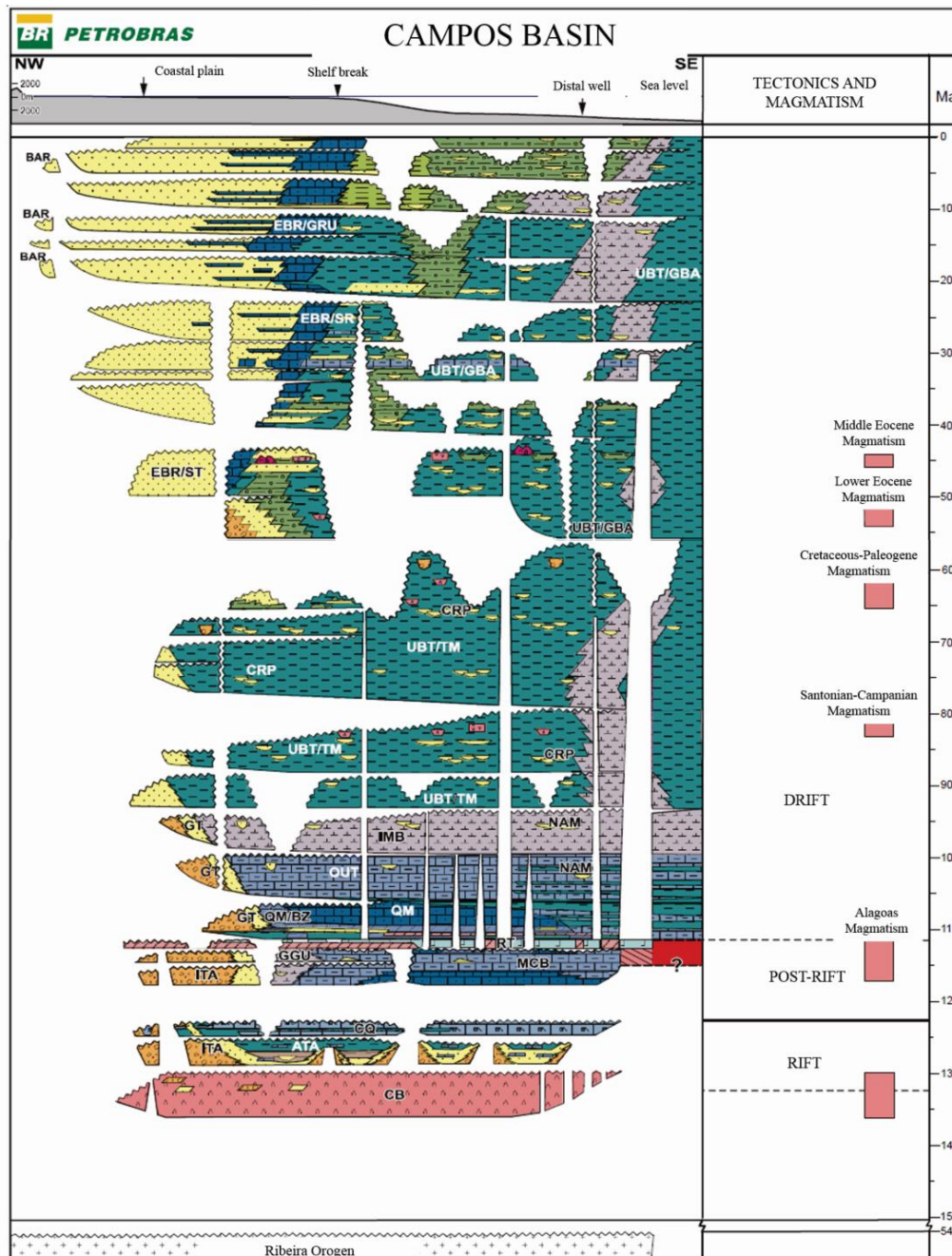


Figure 20: Chronostratigraphic chart of the Campos Basin (Winter *et al.*, 2007). Formations and members are: CB = Cabiúnas Formation, ITA = Itabapoana Formation, ATA = Atafona Formation, CQ = Coqueiros Formation, GGU = Gargau Formation, MCB = Macabu Formation, RT = Retiro Formation, GT = Goitacás Formation, QM = Quissamã Formation, BZ= Búzios Member, OUT = Outeiro Formation, NAM = Namorado Formation, IMB= Imbetiba Formation, UBT = Ubatuba Formation, TM = Tamoios Member, CRP = Carapebus Formation, EBR = Emborê Formation, ST = São Tomé Member, GBA = Geribá Member, SR = Siri Member, GRU = Grussaí. The question mark refers to the location of the continent-ocean crust boundary.

Lava flows of amygdaloidal basalts in depositional depressions with volcanoclastic breccia at the base, as well as pyroclastic deposits occur in the Santonian-Campanian depositional sequence in the Cabo Frio Structural High area (**Moreira et al., 2006**). Cones are preferentially aligned along a E-W trend and have average dimensions of 25 km² and 700 m in height, being fed by subvertical to vertical dykes, associated ring dykes and sills according to the interpretation of seismic data obtained in southern Campos (**Mohriak, 2003; Moreira et al., 2006; Oreiro et al., 2008**). Paleogeographic studies suggest that the volcanism was subaerial in the proximal portions and subaqueous in the distal portions of the basin. Various different intrusive and extrusive structures were discriminated by the interpretation of seismic data in southern Campos and northern Santos (**Rancan et al., 2018; Ren et al., 2019**) and were included in the Santonian-Campanian volcanic phase of these basins (**Schattner & Michaelovitch de Mahiques, 2020**). Previous works (**Moreira et al., 2006; Oreiro, 2006**) have characterized the Santonian-Campanian volcanism in the area nearby the Cabo Frio Structural High (K90 sequence between unconformities at 88.5 Ma and 79.2 Ma) as subaerial and subaqueous, whose volcanic cones, intrusive and effusive rocks provided crystal and lithoclasts to the siliciclastic sedimentary rocks. The biostratigraphy of the sediments within sequence K90 has also given Santonian-Campanian ages (**Moreira et al., 2007**).

The Eocene alkaline magmatism in Campos (**Rangel, 2006; Oreiro, 2006; Oreiro et al., 2008; Mohriak & Fainstein 2012**) is well recorded in the Cabo Frio Structural High area (**Fig. 19**). The Eocene magmatic rocks were included in the Cabo Frio Member as part of the the Emborê Formation (**Fig. 20**) being characterized by a thick volcano-sedimentary sequence interbedded with alkaline basaltic intrusions and lava flows (**Oreiro, 2006; Ren et al., 2019**) dated at 53 Ma and 43 Ma (**Mizusaki & Mohriak, 1993; Winter et al., 2007**). Epiclastic rocks, autoclastic breccias, pyroclastic tuffs and hyaloclastites interbedded with shales, siltstones and calcisiltites compose the volcanoclastic sequence and record periods of quiescence alternating with volcanic activity. Hyaloclastites were formed in a subaqueous environment at depths of up to 500 meters (**Mizusaki & Mohriak, 1993; Rangel, 2006; Mohriak, 2020**). Vertical to subvertical feeder dykes and volcanic edifices are structures frequently observed in the seismic sections of the Eocene sequence at the Cabo Frio Structural High area (**Mizusaki & Mohriak, 1993; Mohriak, 2003; Rangel, 2006; Oreiro et al., 2008; Marcondes, 2010**), the latter being often conical but also top planar as a result of subaerial exposure from water depths of around 600 m (**Oreiro, 2006**). In addition, "saucer-shaped" sills, and basaltic flows were also recognized in the Eocene section of seismic profiles (**Moreira et al., 2006; Oreiro et al., 2008**).

and alkaline lamprophyre and phonolite shallow intrusions with 38.62 ± 0.02 Ma and 41.06 ± 0.02 Ma, respectively, occur in the pre-salt section of the Cabo Frio Structural High area. (Louback *et al.*, 2021).

5.4 Materials and Methods

Well C was drilled in the south area of Campos Basin nearby the Cabo Frio Structural High area (**Fig. 20**). Well sections, cutting samples as well as gamma-ray, resistivity, neutrons, density and sonic profiles data obtained during drilling were made available by the National Petroleum Agency of Brazil (ANP). Cutting samples obtained at 3 m intervals were chosen for selection, exception made for depths 6, 9 and 12 m from top, whose samples were not made available by ANP (**Fig. 21**). Samples were sieved and the fraction above 14# was set aside. This fraction was washed firstly under tap water and then dried under air. After drying, the cuttings samples were divided into aliquots according to textural and color criteria, using a binocular stereoscope, reaction under 6M HCl and magnetic attraction. Fifteen thin sections were done with twenty-one aliquots of selected cutting samples. The thin sections were then described under the transmitted light microscope (ZEISS) of the Department of Petrology and Geotectonics at UFRRJ and photomicrographs were taken. The petrographic descriptions allowed the selection of two aliquot of cuttings samples from well C to be powdered for whole-rock geochemical analysis. The criteria for this selection were the low degree of alteration and representativeness of the samples in the wells. Before comminution, the cutting samples were washed in an ultrasonic cleaning device Yaxun YX-2050 to eliminate any remaining drilling fluid or other contaminant materials. Washing was done under room temperature during variable time depending on the control thought inspection under the stereoscope. Finally, samples were washed a last time under destiled water and put to dry under air. Whole-rock geochemical analyses were obtained at Activation Laboratories Ltd. (Actlabs, Canada) on fused samples. Major elements (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3^t , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5 ; in wt.%; Fe_2O_3^t being total iron as ferric iron) concentrations were performed by inductively coupled plasma optical emission spectrometry (ICP-OES) in a Thermo Jarrell Ash ENVIRO II equipment. Calibration was performed using 14 prepared USGS and CANMET certified reference materials. One of the 14 standards was used during the analysis for every group of ten samples. The selected trace elements (Ba, Rb, Sr, Zr, Y, Nb, Ni, Cr, V, Co, U, Th, Hf, Ta and Pb), including the whole set of rare earth elements (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb e Lu), were determined (in ppm) by inductively coupled plasma mass

spectrometry (ICP-MS) in a Perkin Elmer Sciex ELAN 9000 equipment. Three blanks and five controls (three before the sample group and two after) were analyzed per group of samples. Duplicates are fused and analyzed every 15 samples. The loss on ignition was measured by percentual weight loss after heating at 1100°C for two hours. Detection limits for major elements were 0,01 wt% except for MnO (0,001 wt%). Detection limits for trace elements were as such: Ni (20 ppm), Cr (20 ppm), Sc (1 ppm), Co (1 ppm), V (5 ppm), Ba (2 ppm), Rb (1 ppm), Sr (2 ppm), Y (0.5 ppm), Zr (1 ppm), Nb (0.2 ppm), U (0.01 ppm) and Th (0.05 ppm). Detection limits for whole set of rare earth elements (REE) were below chondrite values. Accuracy and precision for major elements were below 3% and below 1.5%, respectively. Accuracy values for Ni, Cr, Sc, Co and V were between 2.9% and 8.8%, whereas Y and Nb were 8.4% and 5.1%, respectively. Values for Rb and Sr were 4.8% and 1.4%, whereas for Zr and Ba were 16.1% and 11.6%, respectively. Accuracy values for REE were between 1.8% and 9.0%, except for La (10.6%). Values for U and Th were 3.8% and 4.2%, respectively. Precision values for Cr, Sc, Co and V were between 0.5% and 9.1%, except for Ni (11.1%), whereas Y, Zr and Nb were below 1.9%. Values for Rb, Ba and Sr were between 0.5% and 8.8%. Precision values for the REE were between 2.1% and 8.7%, except for Eu (12.1%). Values for U and Th were 5.4% and 3.0%, respectively.

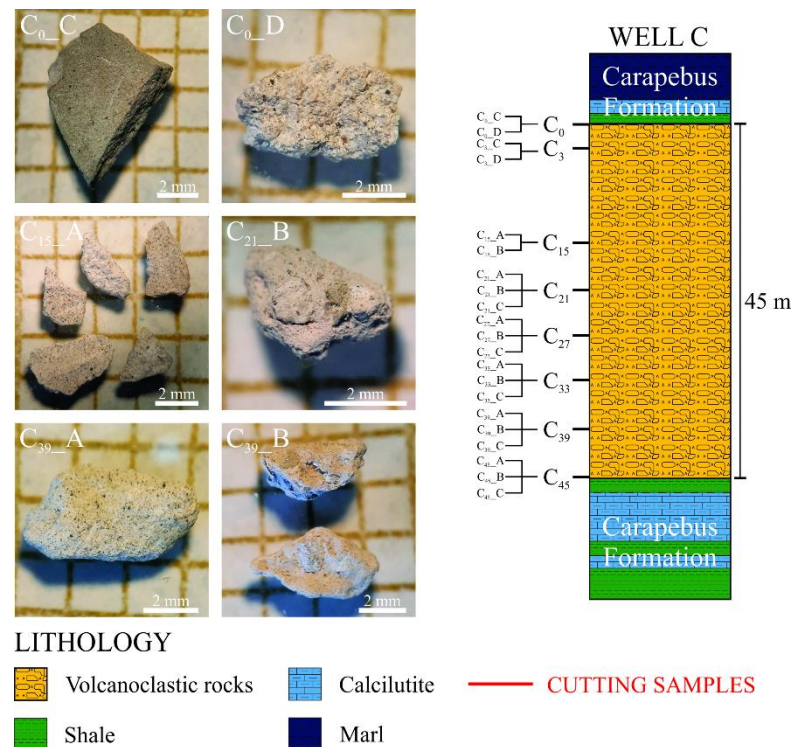


Figure 21: Volcaniclastic section of well C in Campos Basin. Sedimentary rocks below and above the volcaniclastic section are also shown. Lithologies taken from the drilling section of well C provided by ANP.

5.5 Results

5.5.1 Well data and log-facies discrimination

The volcanoclastic section of well C is 45 m thick (**Fig. 21**). Coherent variations of geophysical borehole data (gamma-ray, resistivity, neutron, density and sonic) were qualitatively evaluated so that they could be furtherly related with petrographic data obtained samples representing the lithologies in the well C. The sets of variations in borehole data comprise the hereafter called log-facies.

Rocks were described as tuff in the well log. Shale and calcilutite of the Carapebus Formation occur at the bottom and top of the section (**Fig. 21**). Four distinct lithologies were identified by selecting and describing cutting samples from the magmatic section of well C. These lithologies are non-magnetic and reacted differently in the presence of HCl (6 mol/L). The mudstone is composed of mafic minerals and micas within a greenish-grey clay matrix (sample C₀_C, **Fig. 21**). The sandstone is composed of quartz and mafic minerals cemented by carbonate (sample C₀_D, **Fig. 21**). Two types of volcanoclastic rocks occur in this section. Black lithoclasts occur in a white carbonate matrix in a well sorted volcanoclastic rock (samples C₁₅_A and C₃₉_A, **Fig. 21**). Another volcanoclastic rock comprises lithic fragments of the previously described volcanoclastic rock and lamite occur cemented by carbonate (samples C₂₁_B and C₃₉_B, **Fig. 21**). Paleontological studies of nanofossils in the sedimentary rocks allows to relate this magmatic section with the Santonian magmatic event recorded in Campos Basin (**Winter et al., 2007**).

Three log-facies were discriminated in well C (**Fig. 22**). Log-facies I is at the bottom (15 m), log-facies II is at the center (20 m) and log-facies III is at the top of the volcanoclastic section (10 m). The gamma-ray values of the three log-facies are low, with symmetrical and box-shaped patterns (**Fig. 22**). Log-facies I is characterized by a low amplitude and low wavelength oscillation in the resistivity, neutron, density and sonic data combined with the highest gamma-ray values. Log-facies II displays slightly higher amplitude oscillations with higher neutron and sonic values combined with lower resistivity and density values when compared with log-facies I. Log-facies III is opposite to log-facies I and II, displaying the highest amplitude and wavelength oscillations that combine high values in the resistivity and density profiles and low values in the neutron and sonic data (**Fig. 20**).

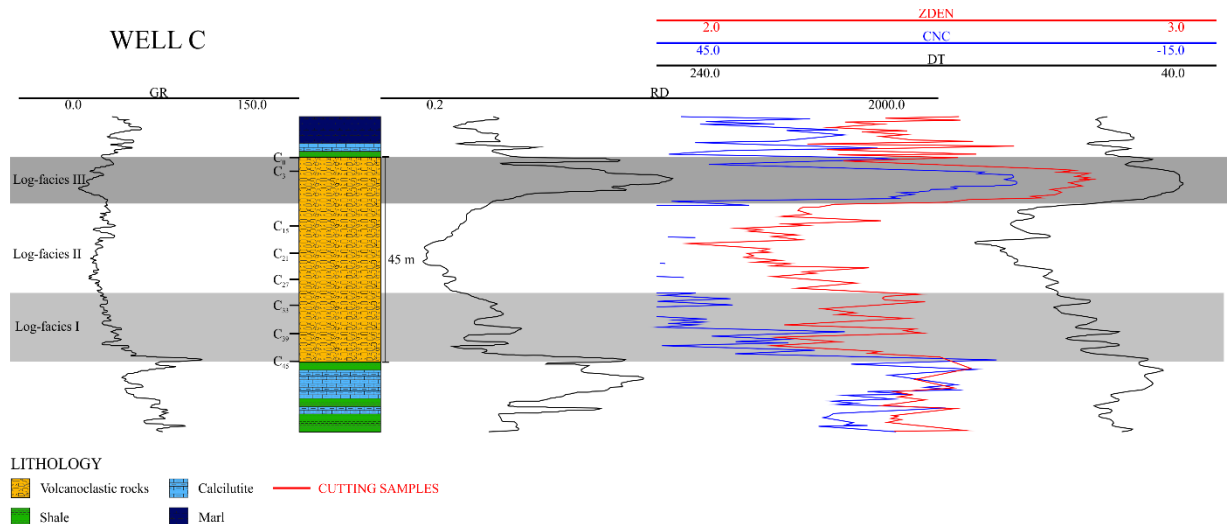


Figure 22: Borehole logs and discriminated log-facies in well C. GR = gamma-ray log, RD = resistivity log, CNC = neutron log, DT = sonic log and ZDEN = density log.

5.5.2 Petrography

There is a sizeable lithological variety in the volcanoclastic section studied in well C. The rocks were classified following as much as possible the recommendations proposed by the International Union of Geological Sciences - IUGS (**LeMaitre *et al.*, 2002**). However, slight modifications on the IUGS classification of the mixed deposits were necessary. The classification used in this work (**Tab. 4**) is non-genetic and based only on grain size and the presence of any material of volcanic origin (rock or individual crystal fragment) regardless the fragmentation and deposition mechanism. The term tuffaceous is added as a qualifier to the grain size nomenclature (*i.e.*, breccia, conglomerate, sandstone, siltstone, mudstone) for rocks containing between 50% and 25% by volume of material of volcanic origin. Similarly, the term epiclastic is added to the grain size nomenclature for rocks with less than 25% by volume of material of volcanic origin. This classification does not take into account the volume of matrix or cement.

Table 5: Terminology for volcanoclastic rocks used in this work, modified after **Le Maitre *et al.* (2002)**.

MIXED DEPOSITS			
wt.% material of volcanic origin		50-25	< 25
Grain size	Gravel > 2.00 mm	Tuffaceous conglomerate, tuffaceous breccia	Epiclastic conglomerate, epiclastic breccia
	Sand 2.00-0.0625 mm	Tuffaceous sandstone	Epiclastic sandstone
	Silt 0.0625 – 0.0039 mm	Tuffaceous siltstone	Epiclastic siltstone
	Clay < 0.0039 mm	Tuffaceous mudstone	Epiclastic mudstone

Four lithotypes were classified from fifteen thin sections of twenty one selected aliquots of cutting samples from well C (**Fig. 21**). Cutting samples of predominant volcanoclastic rocks were obtained at the bottom and center of the section (deeper than C15, **Fig. 21**), whereas sedimentary rocks prevail at the top (shallower than C15, **Fig. 21**). These depth intervals correspond to log-facies I and II and log-facies III, respectively (**Fig. 22**). The volcanoclastic rocks are a tuffaceous siltstone and an epiclastic siltstone (**Tab. 4**).

The tuffaceous siltstone is composed of subangular grains of quartz, carbonate, opaque minerals and olivine, and subangular to subrounded volcanic rock fragments dispersed in a microcrystalline carbonate (**Fig. 23A**). The volcanic rock fragments are hypohyaline, inequigranular, very fine (<0.1 mm) with euhedral to subhedral prismatic, columnar and hexagonal minerals and a glassy aphanitic groundmass (**Fig. 23B**). The tuffaceous siltstone is well sorted, and the partial dissolution of the matrix generated a secondary porosity in this rock.

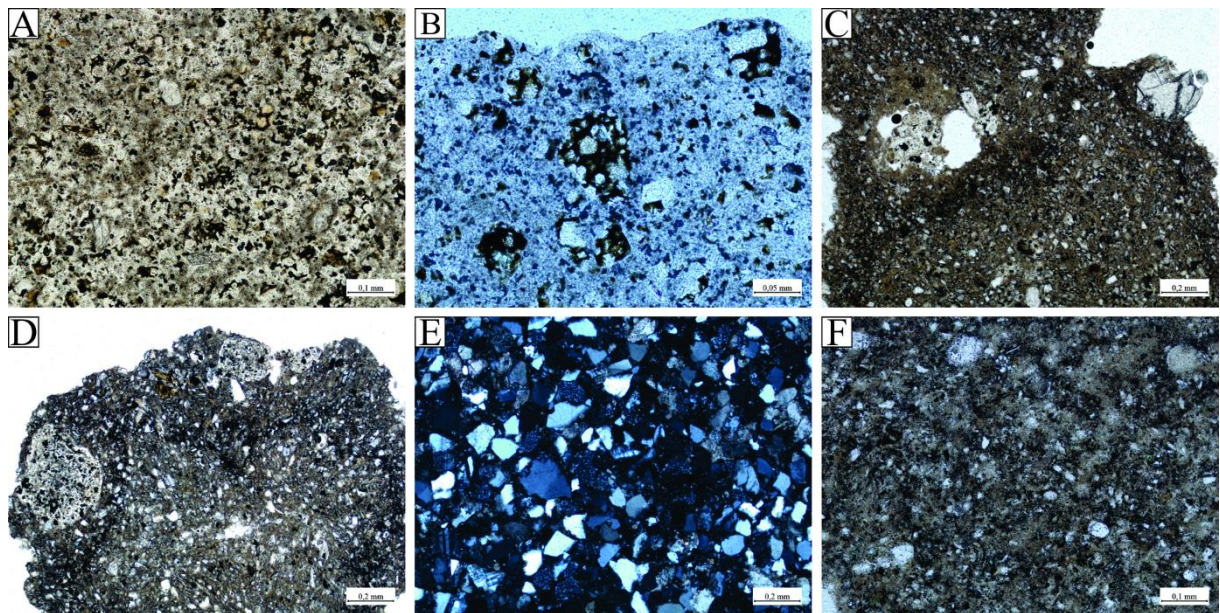


Figure 23: Photomicrographs of representative samples in well C in Campos Basin. A) Abundant volcanic rock fragments and microcrystalline carbonate matrix in the tuffaceous siltstone (Sample C_{45_A}, PPL). B) Volcanic rock fragments in detail in tuffaceous siltstone (Sample C_{39_A}, PPL). C) Olivine grain and tuffaceous siltstone fragment in the epiclastic siltstone (Sample C_{21_B}, PPL). D) Well sorted epiclastic siltstone with fragments of tuffaceous siltstone (Sample C_{27_B}, PPL). E) Well-sorted, sub-angular, sandstone arkose (Sample C-C_{0_D}, CPL). F) Abundant allochemical grains in the fossiliferous claystone (Sample C_{33_C}, PPL. PPL = plane-polarized light. CPL = cross-polarized light.

The epiclastic siltstone is well-sorted and composed of subangular grains of carbonate, quartz, feldspar, mica, opaque minerals, rutile, zircon and olivine (**Fig. 23C**), bioclasts and rounded lithic fragments of tuffaceous siltstone and fossiliferous mudstone (**Fig. 23D**), all

cemented by carbonate. At the top of the section, sedimentary rocks predominate, comprising arkose and fossiliferous mudstone. The arkose is well-sorted and composed of subangular grains of quartz, feldspar (microcline and plagioclase), mica, opaque minerals, rutile and zircon, and subangular to subrounded sedimentary rock fragments cemented by silica- and carbonate-rich material (**Fig. 23E**).

The presence of microcline indicates a provenance related to the Proterozoic basement (**Fig. 19**) mostly composed by gneisses of granitic composition. The fossiliferous mudstone (**Fig. 23F**) consists of a clay mineral-rich matrix, and subangular to subrounded grains of quartz, carbonate, feldspar, opaque minerals, mica, rutile, and zircon. Allochemical grains that include bioclasts and pellets occur in abundance in this rock.

5.5.3 Lithogeochemistry

Two aliquot of cuttings samples from well C were analyzed for whole-rock geochemical analysis (**Tab. 6**). The criteria for this selection were the low degree of alteration and representativity of the samples in the well. Samples have very high loss on ignition (LOI) values as expected for volcanoclastic and epiclastic rocks. The high CaO, and to a lesser extent also LOI values, are coherent with the high amount of carbonate in the matrix of those rocks. The very high Ba contents may be due to contamination by drilling fluids, despite the careful cleaning procedures adopted during sample preparation.

The tuffaceous siltstone (sample C-1) and the epiclastic siltstone (sample C-2) of well C are classified as alkaline basalt and basalt on the Zr/TiO₂ versus Nb/Y and Zr/Ti versus Nb/Y diagrams (**Fig. 24**), respectively.

Table 6: Lithogeochemical data of tuffaceous siltstone (sample C-1) and epiclastic siltstone (sample C-2) in well C in Campos Basin. Fe₂O₃^(T) is total iron as ferric iron. LOI is loss on ignition. Oxides in wt.%. Elements in ppm. b.d.l. is below detection limit.

	C-1	C-2
SiO ₂	18.41	21.47
TiO ₂	0.21	0.30
Al ₂ O ₃	4.53	4.58
Fe ₂ O ₃ ^(T)	4.68	2.59
MgO	2.10	1.98
MnO	0.06	0.05
CaO	34.27	23.17
Na ₂ O	0.40	0.45
K ₂ O	1.07	1.16
P ₂ O ₅	0.17	0.13

Table 7: Continued.

Table 8: Continued.

LOI	32.13	26.02
Total	98.04	81.89
Ni	40	b.d.l.
Cr	130	40
Sc	5	5
Co	5	2
V	54	35
Rb	8	37
Ba	3133	107200
Sr	671	2669
Y	8	8
Zr	39	82
Nb	3	11
La	8.1	18.0
Ce	13.9	33.4
Pr	1.78	3.54
Nd	6.88	12.30
Sm	1.34	2.42
Eu	0.42	0.58
Gd	1.30	1.74
Tb	0.20	0.28
Dy	1.17	1.48
Ho	0.25	0.30
Er	0.65	0.83
Tm	0.096	0.113
Yb	0.65	0.75
Lu	0.105	0.117
Hf	0.9	1.9
Pb	58	18
Th	1.11	3.65
U	3.30	1.32

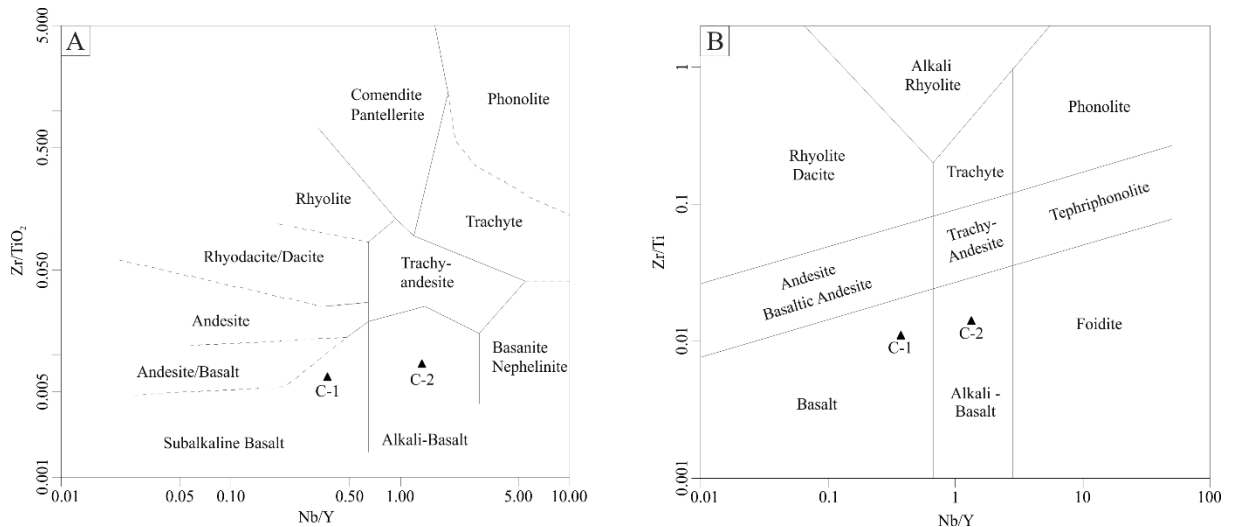


Figure 24: Classification diagram of well C. A) Zr/TiO₂ versus Nb/Y (Winchester & Floyd, 1977), B) Zr/Ti versus Nb/Y (after Winchester & Floyd, 1976; modified by Pearce, 1996).

The trace element patterns of the tuffaceous siltstone and epiclastic siltstone in well B display peaks at K, Sr and P in chondrite-normalized multielement diagrams (**Fig. 25A**). The epiclastic siltstone is more enriched in the whole set of mobile and immobile trace elements than the tuffaceous siltstone, including the rare earth elements (REE) (**Fig. 25B**). Both rocks are richer in the light REE than the heavy REE (*e.g.* $[(La/Yb)_N] > 8$), although the tuffaceous siltstone and the epiclastic siltstone can be distinguished by their different $[(La/Eu)_N]$ ratios (4.6 and 7.4, respectively; **Fig. 25B**). The enriched trace element patterns of the tuffaceous siltstone and epiclastic siltstone in well B indicate a provenience from continental crust sources, despite the fact that mixing processes must be considered in their petrogenesis.

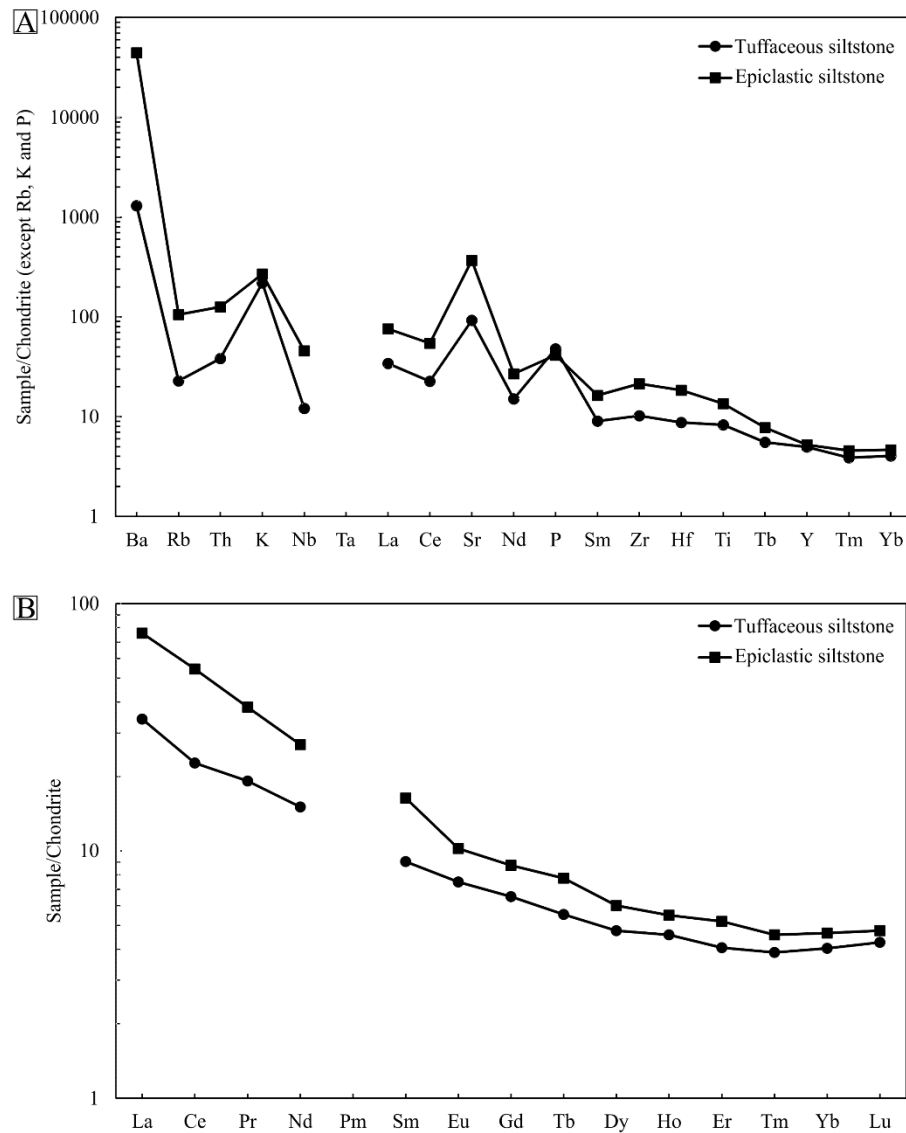


Figure 25: Trace element patterns of the volcaniclastic and epiclastic rocks in well C. A) Chondrite-normalized multielement diagram. B) Chondrite-normalized REE diagram. Normalization factors from **McDonough & Sun (1995)**, except Rb, K and P (primitive mantle from **Sun, 1980**).

5.6 Discussions

5.6.1 Correlations between log-facies and petrography

Three log-facies (I, II and III) were discriminated in magmatic section in well C (**Fig. 22**). Volcanoclastic (tuffaceous siltstone and epiclastic siltstone) and sedimentary rocks (arkose and fossiliferous mudstone) comprise the volcanoclastic section. Log-facies I and II are consistent with the physical and chemical properties of the volcanoclastic rocks that occur in well C (**Rider, 1996; Schön, 2015**). For instance, the low and fairly constant values of the gamma-ray data are in agreement with the presence of carbonatic matrix and cement in the tuffaceous siltstone (**Fig. 23A, B**) and epiclastic siltstone (**Fig. 23C, D**), respectively. The low values of the gamma-ray profile can also be associated with the presence of subangular grains of olivine and subangular to subrounded fragments of volcanic rock, suggesting a mafic composition of an igneous source. These mineral grains and fragments may be the result of erosion and transport of erupted basalts from subaerial volcanic edifices discriminated in southern Campos Basin based on geophysical data (**Mohriak, 2003; Moreira et al., 2006; Winter et al., 2007; Oreiro et al., 2008**), given the well sorting texture of volcanoclastic rocks. Oscillation at different scales in the resistivity, neutron, density and sonic profiles of log-facies I and II indicate interlayring of materials with different properties (*e.g.* **Zou et al., 2013**). The low resistivity and density values, associated with the high values in the neutron and sonic profiles, indicate that the rock is porous and not very dense. These properties were observed in the tuffaceous siltstone throughout macroscopy (**Fig. 21**) and petrography (**Fig. 23A, B**). The high values of resistivity and density, combined with low values in the neutron and sonic profiles of log-facies I compared to log-facies II indicate that the rock at the bottom of the section is massive and consists of more resistive minerals such as carbonate (**Schön, 2015**). These properties were observed in the epiclastic siltstone (**Fig. 23C, D**). According to log-facies and petrographic interpretation, it is possible to suggest a stratigraphy represented by the interbedded tuffaceous siltstone and epiclastic siltstone, the latter prevailing at the bottom of the volcanoclastic section on well C (**Fig. 21**). In addition, the presence of fragments of tuffaceous siltstone in the epiclastic siltstone (**Fig. 23C, D**) suggest that these lithologies were deposited at different times and that the epiclastic siltstone corresponds to a subaerial reworking of the volcanoclastic deposit itself and, to a lesser extent, also of the magmatic source region.

It is not easy to correlate the log-facies III (**Fig. 22**) and the siliciclastic rocks (**Fig. 21E, F**) that may prevail at the top of the volcanoclastic section. Non-stratigraphic and post-

depositional elements may have occurred in the upper portion of the section, obliterating the original deposition features (**Rider, 1996**).

5.6.2 Volcanosedimentary paleoenvironment

The main features described in previous works about the Santonian-Campanian magmatism in northern Santos and Southern Campos based on sismofacies, logfacies and lithological studies are summarized below (**Tab. 7**).

Table 9: Main features of the Santonian-Campanian volcanism in NE Santos (**Caddah *et al.*, 1994; Alves, 2006; Moreira *et al.*, 2006** and references therein). Structures are: VC = volcanic cones; F = flows; I = intrusive rocks.

Structure	Features
VC	Individual cones are 500 - 800 m high (average 700 m) and cover 25 km ² . Cones with no internal seismic reflections and cones with strong contrasts of seismic amplitude (implying the presence of rocks with different densities). Seismic 3D visualization shows a relationship between volcanic cones formed by different lava pulses and basaltic flows, the latter filling topographic lows in the basin. Volcanic conduits extend down to the basement of the basin. Volcanic ashes interbedded with Santonian shales (Marco 3-Dedos) are ash falls from subaerial volcanism in the adjoining continental area.
F	Sampled in wells drilled in Santos (e.g. well SAN-1). Amigdaloidal basalts (high Ti contents) interbedded with siliciclastic rocks. Strong contrast of negative acoustic impedance. Log-facies: low gamma-ray values, high resistivity and high density (4,500 m/s). Sampled greenish-gray, coarse-grained, volcanoclastic breccias were related with low gamma-ray values, low resistivity and low density (3,400 m/s) and associated with pyroclastic flows.
I	Dikes display inclined strong positive and negative acoustic impedance. Extensions can reach 1,500 m. Sills are saucer-shaped and samples were dated at 48.9 Ma (younger than the Santonian-Campanian magmatism). Log-facies are indistinguishable from flows (F).

Subaerial and subaqueous volcanic cones were discriminated in the area and were related with shallow- and deep-sea water system tracts, respectively. The fragments of basaltic rocks and olivine in the tuffaceous siltstone in well C indicate the contribution from a subaerial volcanic source solely. No fragments of hydroclasts and hyaloclastites, for instances, that could be related to the provenience from a subaqueous volcanic source, have been described in the volcanoclastic rocks of well C. Part of lithoclasts in the tuffaceous siltstone is highly vesicular, being classified as scoria basalts, implying either subaerial volcanism or shallow-water

volcanism, since high hydrostatic pressure prevents vesiculation in lavas. No lithoclasts of evolved lithotypes were found as well as felsic minerals of volcanic origin, such as high temperature alkaline feldspar or quartz, for instance. More likely, the volcanic and mineral fragments in the volcanoclastic rocks of well C seem to be associated with subaerial scoria and spatter cones similar to the Parícutín volcano (**Fig. 26**) rather than hydrovolcanic tuff rings, tuff cones or maars. Scoria cones comprise both volcanoclastic (small explosions) rocks and restricted lava flows, the latter effused mostly from fissure zones at the base of the cone (**Fig. 26; Tab. 7**). They are small, poorly stratified structures (< 200 - 700 m high; bases with ~ 500 m in diameter) underlain by long feeder conduits, being usually aligned along fault systems where they group as tens or hundreds of cones in monogenetic volcanic fields (**Hasenaka & Carmichael, 1985; Németh, 2010; Kereszturi & Németh, 2012**). These features are similar to those described for the volcanic cones in northern Santos (**Tab. 7**). The subaerial volcanism must have occurred in a near shore setting under shallow water depths. The siliciclastic rocks associated with the volcanoclastic ones in well C are arkose and fossiliferous mudstone. The subangular shape of siliciclasts in the arkose, whose feldspars are mostly microcline, indicate a proximal source such as the granites and orthogneisses that outcrop along the Serra do Mar mountain range in the continental area adjoining southern Campos Basin. The petrographic features of the sedimentary and volcanoclastic rocks in the study area indicate a volcanosedimentary paleoenvironment located in a near shore area such as the continental shelf, as opposed to the continental slope or rise where subaqueous volcanism and turbiditic processes would have taken place in the Santonian-Campanian in southern Campos Basin (**Fig. 27**).

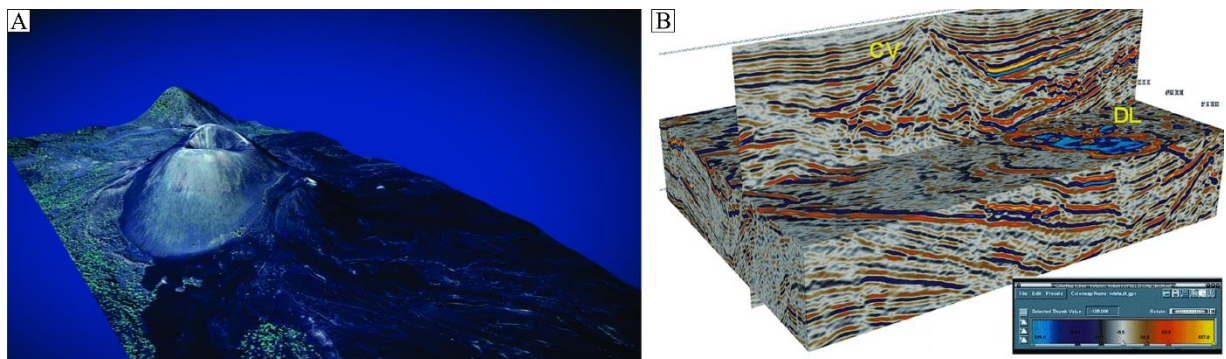


Figure 26: Comparisons between volcanic cones in Parícutín, Mexico, and northern Santos Basin. A) 3D model of the Parícutín monogenetic volcano, Mexico (<https://sketchfab.com/search?q=paricut&type=models>). B) 3D seismic visualization of a volcanic cone (CV) and associated lava flow (DL) in northern Santos Basin (**Moreira et al., 2006**).

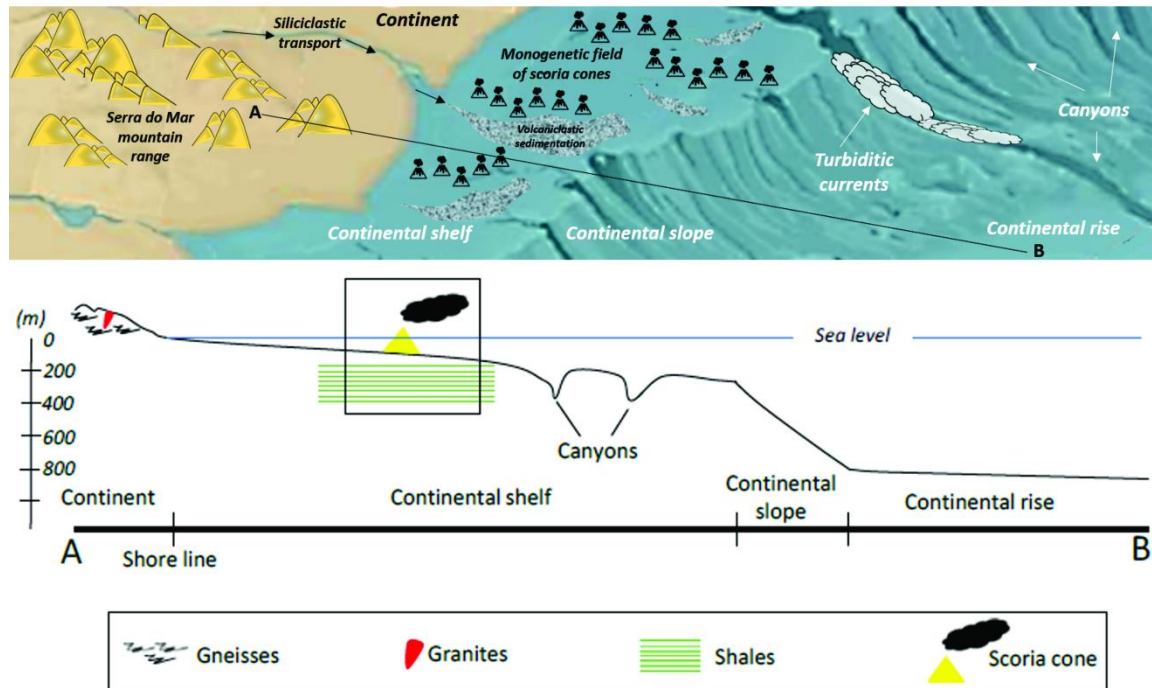


Figure 27: Schematic reconstruction (not in scale) of the volcanosedimentary paleoenvironment in southern Campos at the Santonian-Campanian. The background of the 3D reconstruction was modified from <https://www.britannica.com/science/continental-margin>.

5.6.3 Volcaniclastic rocks as probes of the mantle

In general, volcaniclastic rocks can be taken as the products of volcanic rocks by weathering, transportation, and redeposition that are mixed with sedimentary debris (*e.g.*, Fisher, 1961; McPhie *et al.*, 1993; Le Maitre *et al.*, 2002; White & Houghton, 2006; Manville *et al.*, 2009). As such, the lithogeochemical composition of the volcaniclastic rocks may inherit those of their contributing sources. Major element compositions are more suitable to be modified by diagenetic and post-magmatic processes. The same applies to the large ion lithophile trace elements such as Rb, Ba and Sr. On the other hand, the high field strength trace elements such as Zr, Y, Ti and Nb and most of the REE are immobile during post-magmatic processes and retain the characteristics of their sources. The REE are insoluble, transported as particulates and occur in low concentrations in seawater and river waters. Weathering can modify REE concentrations, but they are promptly precipitated in the weathering site. Diagenesis is also unlikely to change REE concentrations because it would require a high water/rock ratio setting. On the other hand, psammitic, quartz-rich sediments tend to dilute the REE concentrations, as well as the carbonate-rich rocks. Also, the REE concentrations are erratically modified due to the concentrations of REE-rich minerals, such as zircon, monazite and allanite. The HFSE and REE smooth, peaks-and-valleys free patterns of the tuffaceous siltstone and epiclastic siltstone in well C (**Fig. 25**) indicate that their compositions were not dramatically

changed during post-magmatic, diagenetic or alteration processes. Thus, the HFSE and REE contents of sediments and volcanoclastic rocks can provide good information on provenance. In particular, it is the clay- and silt-sized fraction of the sedimentary and volcanoclastic rocks that are likely to better represent their sources (Nesbitt, 1979; Fleet, 1984; Cullers *et al.*, 1987; McLennan, 1989; Nesbitt *et al.*, 1990).

The tuffaceous siltstone in well C is composed of fragments of olivine and volcanic rock whereas the epiclastic siltstone bears fragments of mafic minerals as well as fragments of the tuffaceous siltstone itself. In general, these petrographic features are consistent with at least a contribution from a mafic, probably basaltic source. This is broadly consistent with the previously proposition that the volcanoclastic environment sampled by well C is related to basaltic scoria cones in monogenetic fields (Fig. 27). Possible basaltic sources for the volcanoclastic rocks in well C are to be found in the oceanic crust (*e.g.* typical N-MORB or OIB; Sun & McDonough, 1989) or in the continental tholeiitic basalts of the rift-related Cabiúnas Formation (Fig. 20) in Campos Basin (Fodor & Vetter, 1984; Misuzaki *et al.*, 1992). The other likely source to be involved in the formation of the volcanoclastic rocks is the continental crust (*e.g.*, Taylor & McLennan, 1985; Weaver & Tarney, 1981).

Binary mixing calculations (Faure, 1986) were done in order to derive the likely source components and their respective amounts in the volcanoclastic rocks C-1 and C-2 in well C (Tab. 6). Modelling was done using immobile trace element ratios. Results of modelling (Fig. 28) have shown that C-1 and C-2 compositions would have to involve a contribution from the upper continental crust, rather than the lower or average crust. The Campos basalts are not a suitable end-member in the mixing process. Interestingly, the mafic end-member is well represented by the compositions of mantle sources related with the oceanic crust (N-MORB and OIB). Smaller and greater amounts of the upper continental crust would have been involved in the formation of the tuffaceous siltstone and the epiclastic siltstone, respectively. It is unlikely that the amounts of end-members derived from modelling represent exact proportions in the mixing processes that lead to the formation of the volcanoclastic rocks in well C. Nevertheless, it seems relevant that continental and oceanic compositions have taken part in the process. Most probably, the oceanic crust was some hundred kilometers eastwards southern Campos and could not contribute with volcanoclasts found in the tuffaceous siltstone and epiclastic siltstone drilled by well C. The modelling indicates that the mantle underlying southern Campos area in the Santonian-Campanian was probed by the less differentiated, scoria basalts that contributed to the volcanoclastic rocks.

Table 10: Selected trace element contents (in ppm) of samples C-1 (tuffaceous siltstone) and C-2 (epiclastic siltstone) in well C as well as in the upper continental crust (UC), the average continental crust (AC), the lower continental crust (LC), N-MORB (normal mid-ocean ridge basalt), OIB (oceanic island basalt) and Campos basalts (Fm. Cabiúnas, **Winter *et al.*, 2007**). UC and AC compositions from **Taylor & McLennan (1985)**. LC composition from **Weaver & Tarney (1981)**. N-MORB and OIB from **Sun & McDonough, 1989**. Campos is the average composition (30 samples) from **Fodor & Veter (1984)** and **Misuzaki *et al.* (1992)**.

	Zr	Y	La	Nb	Zr/Y	La/Nb
C-1	39	8	8.1	3	4.9	2.7
C-2	82	8	18.0	11	10.3	1.6
UC	240	22	5	5	10.9	4.4
LC	202	7	5	5	28.9	4.4
AC	210	14	13	13	15.0	2.2
N-MORB	74	28	2.3	2.3	2.6	1.1
OIB	280	29	48	48	9.7	0.8
Campos	30	149	24	24	4.9	2.3

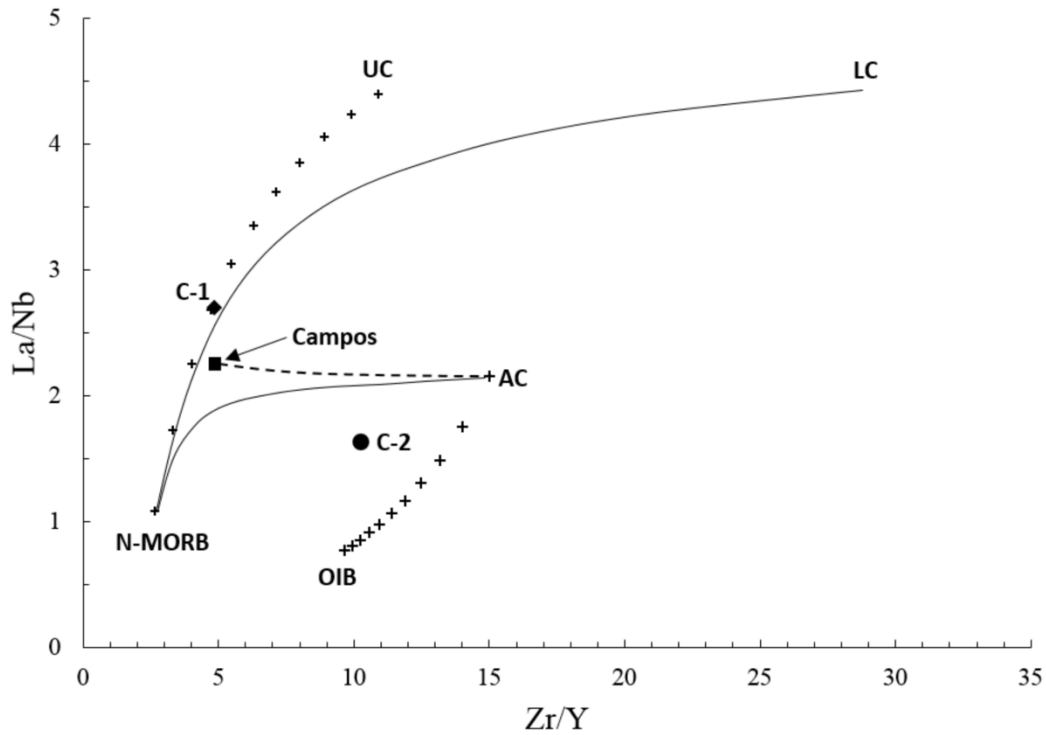


Figure 28: Binary mixing curves between mafic basic sources (N-MORB and Campos basalts) and continental crust compositions. Mixing curves with N-MORB, OIB and the upper continental crust (UC) end-members at 10% intervals (crosses). Other mixing curves with N-MORB and OIB an end-members shown as straight lines. Curves between Campos basalts and continental crust compositions shown as dashed lines. C-1 and C-2 compositions are indicated. End-members compositions and abbreviations as in **Table 6**.

5.7 Conclusions

Tuffaceous siltstone and epiclastic siltstone are volcaniclastic rocks that occur together with arkose and fossiliferous mudstone in a 45 m-thick section in well C drilled in southern Campos Basin, offshore SE Brazil. Petrographic and lithogeochemical data obtained for carefully selected and cleaned cutting samples were combined with previous geophysical data that discriminated the volcanic structures in the area to propose that the mafic sources of volcaniclasts found in the tuffaceous siltstone and epiclastic siltstone are related to subaerial, basaltic scoria cones. These volcanic edifices were distributed along lineaments in monogenetic fields located in the continental shelf of Campos Basin in the Santonian-Campanian. Two main sources provided lithoclasts and crystalloclasts to the volcaniclastic rocks: upper continental crust, granites and orthogneisses found in the Serra do Mar mountain range in the continental area adjoining Campos Basin and possibly hundreds of scoria and spatter cones within the monogenetic field. The less differentiated basaltic clasts of the latter may have probed the mantle underlying the area attesting for the presence of the same sources that were giving rise to the oceanic crust some hundreds kilometers eastwards southern Campos Basin. As such, this area of the basin may have been located above the melting, uprising upper mantle that could have also imparted regional discordances at the Santonian in Campos and Santos basins (**Moreira *et al.*, 2007**). Petroleum systems in southern Campos may also have been affected by the thermal influence of the uprising asthenosphere in the area.

5.8 References

- ALVARENGA, R.S.; KUCHLE, J.; IACOPINI, D.; GOLDBERG, K.; SCHERER, C.M.S.; PANTOPOULOS, G.; ENE, P.L. Tectonic and stratigraphic evolution based on seismic sequence stratigraphy: central rift section of the Campos Basin, offshore Brazil. **Geosciences**, v.11, n. 8, Aug. 2021.
- ALVES, D.B. Sedimentação vulcanoclástica do Cretáceo Superior da Bacia de Campos, Sudeste do Brasil. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v.14, n. 1, p. 149-154, nov./maio 2006.
- ANP, Agência Nacional do Petróleo. Boletim da produção de petróleo e gás natural. Disponível em: <https://www.gov.br/anp/pt-br/centrais-de-conteudo/publicacoes/boletins-anp/boletins/arquivos-bmppgn/2022/boletim-junho.pdf>. Acesso em: 5 September 2022.
- ARMELENTI, G.; GOLDBERG, K.; ALVARENGA, R.; KUCHLE, J.; AMARANTE, F.B.; SCHERER, C.M.S.; BASTOS, A.C.; CONCEIÇÃO, J.C.; ALVES, J.L.D.; DeROS, L.F. Depositional and diagenetic impacts on the porosity of post-salt carbonate reservoirs of southern Campos Basin, southeastern Brazilian margin. **Journal of South American Earth Sciences**, v.112, n. 103556, Dec. 2021.

- CADDAH, L.F.G.; ALVES, D.B.; MIZUSAKI, A.M.P. Turbidites associate with bentonites in the Upper Cretaceous of the Campos Basin, offshore Brazil. **Sedimentary Geology**, Amsterdam, v.115, p. 175-184, 1998.
- CADDAH, L.F.G.; ALVES, D.B.; HANASHIRO, M.; MIZUSAKI, A.M.P. Caracterização e origem do Marco "3-Dedos" (Santoniano) da Bacia de Campos. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v.8, n. 2-4, p. 315-334, abr./dez. 1994.
- CAS, R.A.F; WRIGHT, J.V. **Volcanic Successions Modern and Ancient**: A geological approach to processes, products and successions. Chapman & Hall, 1987. 531 p.
- CASTRO, R.D.; PICOLINI, J.P. Principais aspectos da geologia regional da Bacia de Campos. In: KOWSMANN, R.O. (Ed). **Geologia e Geomorfologia**. Rio de Janeiro: Elsevier, 2014. Habitats, v.1. p. 1-12.
- CAXITO, F.A.; HARTMANN, L.A.; HEILBRON, M.; PEDROSA-SOARES, A.C.; BRUNO, H. BASEI, M.A.S.; CHEMALE, F. Multi-proxy evidence for subduction of the Neoproterozoic Adamastor Ocean and Wilson cycle tectonics in the South Atlantic Brasiliano Orogenic System of Western Gondwana. **Precambrian Research**, v.376, n. 106678, July 2022.
- CHANG, H.K.; KOWSMANN, R.O.; FIGUEIREDO, A.M.F.; BENDER, A.A. Tectonics and stratigraphy of the East Brazil Rift system: an overview. In: Ziegler, P.A. (Editor), **Geodynamics of Rifting, Volume II. Case History Studies on Rifts**: North and South America and Africa. Tectonophysics, 1992. p. 97-138.
- CORREIA, U.M.; HONÓRIO, B.C.; KURODA, M.C.; MELANI, L.H.; VIDAL, A.C. Geometric characterization of igneous intrusions: 3-D seismic insights from the Campos Basin, SE Brazil. **Marine and Petroleum Geology**, v.102, p. 725-739, Apr. 2019.
- CRITELLI, S.; CRINITI, S. Sandstone petrology and provenance in fold thrust belt and foreland basin system. In: AL-JUBOURY, A. (Ed.). **Sedimentary Petrology**: Implications in Petroleum Industry. Croatia: IntechOpen, 2021. p. 1–15.
- CRITELLI, S.; CRINITI, S.; INGERSOLL, R.V.; CAVAZZA, W. Temporal and spatial significance of volcanic particles in sand(stone): implications for provenance and palaeotectonic reconstructions. **Geological Society**, London, Special Publications, v. 520, Aug. 2022.
- CRITELLI, S.; INGERSOLL, R.V. Interpretation of neovolcanic palaeovolcanic sand grains: an example from Miocene deep-marine sandstone of the Topanga Group (Southern California). **Sedimentology**, v.42, n. 5, p. 783–804, Oct. 1995.
- CULLERS, R.L.; BARRETT, T.; CARLSON, R.; ROBINSON, B. Rare-earth element and mineralogic changes in Holocene soil and stream sediment: a case study in the Wet Mountains, Colorado, U.S.A. **Chemical Geology**, v.63, n. 3-4, p. 275-297, Aug. 1987.
- DANI, A.P.O.; REMUS, M.V.D.; DANI, N.; LIMA, E.F. Magmatismo basáltico do Andar Alagoas (Bacia de Campos). **Revista do Instituto de Geociências - USP**, v.17, n. 2, p. 269-287, Jun. 2017.
- DI CAPUA, A.; DE ROSA, R.; KERESZTURI, G.; LE PERA, E.; ROSI, M.; WATT, S.F.L. Volcanically derived deposits and sequences: a unified terminological scheme for application in modern and ancient environments. **Geological Society**, London, Special Publications, v.520, Aug. 2022.
- DI CAPUA, A.; GROPPPELLI, G. The riddle of volcanoclastic sedimentation in ancient deep-water basins: A discussion. **Sedimentary Geology**, v.378, p. 52-60, Dec. 2018.

- DIAS, J. L.; OLIVEIRA, J. Q.; VIEIRA, J. C. Sedimentological and Stratigraphic Analysis of the Lagoa Feia Formation, Rift Phase of the Campos Basin, Offshore Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, v.18, n. 3, p. 252-260, Sept. 1988.
- DICKINSON, W.R. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. In: ZUFFA, G.G. (Ed.). **Provenance of Arenites**. NATO-ASI Series, 1985. Vol. 148, p. 333–361.
- FAURE, G. **Principles of isotope geology**. 2. ed. New York: John Wiley & Sons, 1986. 608 p.
- FETTER, M.; DeROS, L.F.; BRUHN, C.H.L. Petrographic and seismic evidence for depositional setting of giant turbidite reservoirs and the paleogeographic evolution of Campos Basin, offshore Brazil. **Marine and Petroleum Geology**, v.26, p. 824-853. 2009.
- FISHER, R.V. Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks. **Geological Society of America Bulletin**, v. 72, p. 1409-1414, Sept. 1961.
- FLEET, A.J. Aqueous and sedimentary geochemistry of the rare earth elements. In: HENDERSON, P. (Ed.). **Rare earth element geochemistry**. Netherlands: Elsevier, 1984. Vol. 2, Ch. 10, p. 343-373.
- FODOR, R.V.; VETTER, S.K. Rift-zone magmatism: Petrology of basaltic rocks transitional from CFB to MORB, southeastern Brazil margin. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v.88, p. 307-321, 1984.
- GARZANTI, E.; DOGLIONI, C.; VEZZOLI, G.; ANDÒ, S. Orogenic belts and orogenic sediment provenances. **The Journal of Geology**, v.115, n. 3, p. 315–334, May 2007.
- GILL, J.B.; BONGIOLO, E.M.; MIYAZAKI, T.; HAMELIN, C.; JUTZELER, M.; DEBARI, S. Tuffaceous mud is a volumetrically important volcanoclastic facies of submarine arc volcanism and record of climate change. **Geochemistry, Geophysics, Geosystems**, v.19, n. 4, p. 1217–1243, Apr. 2018.
- GRAHAM, I.J.; GLASBY, G.P.; CHUCHMAN, G.J. Provenance of the detrital component of deep-sea sediments from the SW Pacific Ocean based on mineralogy, geochemistry and Sr isotopic composition. **Marine Geology**, v. 140, n. 1-2, p. 75-96, July 1997.
- GUARDADO, L.R.; GAMBOA, L.A.P.; LUCCHESI, C.F. Petroleum geology of Campos Basin, Brazil: a model for producing Atlantic type basin. In: EDWARDS, J.D., SANTAGROSSI, P.A. (Eds.). **Divergent/Passive Margins Basins**. AAPG Memoir, 1989. p. 3-36.
- HASENAKA, T.; CARMICHAEL, I.S.E. A compilation of location, size, and geomorphological parameters of volcanoes of the Michoacan- Guanajuato volcanic field, central Mexico. **Geofísica Internacional**, v.24, n. 4, p.577-607, 1985.
- HEILBRON, M.; SILVA, L.G.; TUPINAMBÁ, M.; PEIXOTO, C.; LOBATO, M.; RODRIGUES, S.; RAGATKI, C.D.; SILVA, M.A.; MONTEIRO, T.L.V.; FREITAS, N.C.; MIGUENS, D.; GIRAO, R. Proterozoic to Ordovician geology and tectonic evolution of Rio de Janeiro State, SE-Brazil: insights on the central Ribeira Orogen from the new 1:400,000 scale geologic map. **Brazilian Journal of Geology**, v.50, n. 2, p. 1-25, 2020.
- INGERSOLL, R.V. Actualistic sandstone petrofacies: discriminating modern and ancient source rocks. **Geology**, v.18, n. 8, p. 733–736, Aug. 1990.
- JOHNSON, E.R.; WALLACE, P.J.; CASHMAN, K.V.; GRANADOS, H.D.; KENT, A. Magmatic volatile contents and degassing-induced crystallization at Volcán Jorullo, Mexico: Implications for melt evolution and the plumbing systems of monogenetic volcanoes. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 269, 478–487. 2008.

- KERESZTURI, G.; NÉMETH, K. Monogenetic Basaltic Volcanoes: Genetic Classification, Growth, Geomorphology and Degradation. In: NÉMETH, K. (Ed.). **Updates in Volcanology: New Advances in Understanding Volcanic Systems**. Croatia: IntechOpen, 2012. p. 3 – 88.
- LE MAITRE, R.W.; STRECKEISEN, A.; ZANETTIN, B.; LE BAS, M.; BONIN, B.; BATEMAN, P. **Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks**. 2. ed. Edinburgo: Cambridge University Press, 2002. 236p.
- LOUBACK, V.S.; VALENTE, S.; NEYSI, C.; ROSS, J.; BORGHI, L. Petrogenesis and geodynamics of Eocene alkaline intrusions in the pre-salt sedimentary sequence of Santos Basin, Brazil. **Lithos**, v.400–401, n. 106400, July. 2021.
- MACLENNAN, S.M. Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes. In: LIPIN, B.R.; MCKAY, G.A. (Eds.). **Geochemistry and mineralogy of rare earth elements**. USA: Reviews in Mineralogy, 1989. Vol. 21, Ch. 7, p. 169-200.
- MANVILLE, V.; NÉMETH, K.; KANO, K. Source to sink: a review of three decades of progress in the understanding of volcanoclastic processes, deposits, and hazards. **Sedimentary Geology**, v.220, n. 3-4, p. 136-161, Oct. 2009.
- MARCONDES, L.S. **Mapeamento Sísmico 3D das rochas vulcânicas Terciárias da região do Alto de Cabo Frio - Bacia de Campos – RJ**. Trabalho de conclusão de curso (Bacharelado em Geofísica) – Instituto de Geociências, Universidade Federal Fluminense, Niterói. 2010.
- MATOS, R.M.D. Magmatism and hotspot trails during and after continental break-up in the South Atlantic. **Marine and Petroleum Geology**, v.129, n. 105077, July 2021.
- MCDONOUGH, W. F.; SUN, S.S. The composition of the Earth. **Chemical Geology**, v. 120, n. 3-4, p. 223–253, 1995.
- MCPHIE, J.; DOYLE, M.; ALLEN, R. **Volcanic Textures: a guide to the interpretation of textures in volcanic rocks**. Centre for Ore Deposit and Exploration Studies University of Tasmania, 1993. 196p.
- MELLO, M.R.; ROSTIROLLA, S. P.; PERES, W.; PEDROSA, JR., O. A.; CARVALHO, M. D.; CARDOSO NETTO. Tupi Field: The Largest Oil Producer in the South Atlantic Realm, Santos Basin, Brazil. In: MELLO, M.R.; PINAR, O.Y.; KATZ, B.J. (Eds.). **The Supergiant Lower Cretaceous Pre-Salt Petroleum Systems of the Santos Basin, Brazil**. USA: AAPG Memoir 124, 2021. p. 395-430.
- MIZUSAKI, A.M.P.; MOHRIAK, W.U. Sequências vulcano-sedimentares na região da Plataforma Continental de Cabo Frio. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, n. 3, 1993, Rio de Janeiro. **Atas**, Sociedade Brasileira de Geologia-RJ-UERJ. Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geologia, 1993. p. 52-56.
- MIZUSAKI, A.M.P.; PETRINI, R.; BELLINI, G.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; DIAS, J.; DE MIN, A.; PICIRILLO, E.M. Basalt magmatism along the passive continental margin of SE Brazil (Campos basin). **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v.111, p. 143-160, July/Feb. 1992.
- MOHRIAK, W.U. Bacias Sedimentares da Margem Continental Brasileira. In: BIZZI, L.A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R.M.; GONÇALVES, J.H. (Eds.). **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil**. Brasília: CPRM, 2003. Cap. III, p. 87-165.

- MOHRIAK, W.U.; ALMEIDA, J.C.H.; GORDON, A.C. South Atlantic Ocean: postbreakup configuration and Cenozoic magmatism. In: SANTOS, A.C.; HACKSPACHER, P.C. (Eds.). **Meso-Cenozoic Brazilian Offshore Magmatism: Geochemistry, Petrology and Tectonics**. Academic Press, 2022. Ch. 1, p. 1-45.
- MOHRIAK, W.U.; FAINSTEIN, R. Phanerozoic regional geology of the Eastern Brazilian margin. In: Roberts, D.G.; Bally, A.W. (Eds.). **Regional Geology and Tectonics: Phanerozoic Passive Margins, Cratonic Basins and Global Tectonic Maps**. Elsevier B.V., 2012. v.7, p. 223-282.
- MOHRIAK, W.U.; GORDON, A.; MELLO, M.R. Origin and Petroleum System of the Cabo Frio High Between the Santos and Campos Basins: Reviewed Integration of Structural and Paleogeographic Reconstruction with the Oil and Gas Systems In: MELLO, M.R.; PINAR, O.Y.; KATZ, B.J. (Eds.). **The Supergiant Lower Cretaceous Pre-Salt Petroleum Systems of the Santos Basin, Brazil**. USA: AAPG Memoir 124, 2021. p. 273-324.
- MOREIRA, J.L.P.; ESTEVES, C.A.; RODRIGUES, J.J.G.; VASCONCELOS, C.S. Magmatismo, sedimentação e estratigrafia da porção norte da Bacia de Santos. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v.14, n.1, p.161-170, nov./maio 2006.
- MOREIRA, J.L.P.; MADEIRA, C.V.; GIL, J.A.; MACHADO, M.A.P. Bacia de Santos. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v.15, n. 2, p. 531-549, maio/nov. 2007.
- MUNIZ, M.C.; BOSENCE, D.W.J. Pre-salt microbialites from the Campos Basin (offshore Brazil): image log facies, facies model and cyclicity in lacustrine carbonates. In: BOSENCE, D.W.J.; GIBBONS, K.A.; LEHERON, D.P.; MORGAN, W.A.; PRITCHARD, T.; VINING, B.A. (Eds.). **Microbial Carbonates in Space and Time: Implications for Global Exploration and Production**. London: Geological Society, Special Publications, 2015. Vol. 418, p. 221 - 242.
- NÉMETH, K. Monogenetic volcanic fields: Origin, sedimentary record, and relationship with polygenetic volcanism. In: CAÑÓN-TAPIA, E.; SZAKÁCS, A. (Eds.). **What Is a Volcano?** USA: Geological Society of America, 2010. Vol. 470, p. 43-66.
- NESBITT, H.W. Mobility and fractionation of rare earth elements during weathering of a granodiorite. **Nature**, v.279, p. 206-210, May 1979.
- NESBITT, H.W.; MACRAE, N.D.; KRONBERG, B.I. Amazon deep-sea fan muds: light REE enriched products of extreme chemical weathering. **Earth and Planetary Science Letters**, v.100, n. 1-3, p. 118-123, Oct. 1990.
- OREIRO, S.G. Magmatismo e sedimentação em uma área na Plataforma Continental de Cabo Frio, Rio de Janeiro, Brasil, no intervalo Cretáceo Superior - Terciário. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v.14, n. 1, p. 95-112, nov./maio 2006.
- OREIRO, S.G.; CUPERTINO, J.A.; SZATMARI, P.; THOMAZ FILHO, A. Influence of pre-salt alignments in post-Aptian magmatism in the Cabo Frio High and its surroundings, Santos and Campos basins, SE Brazil: An example of non-plume-related magmatism. **Journal of South American Earth Sciences**, v.25, p. 116-131, 2008.
- PANDOLPHO, B.R.; KLEIN, A.H.F.; DUTRA, I.; MAHIQUES, M.M.; VIANA, A.R.; BUENO, G.V.; MACHADO, A.A.; CAMARGO, Y.L.; HERCOS, C.M.; LIMA, Y.; FILHO, F.H.F.; THEODORO, C.E. Seismic record of a cyclic turbidite-contourite system in the Northern Campos Basin, SE Brazil. **Marine Geology**, v.434, n. 106422, Apr. 2021.

- PEARCE, J.A. A user's guide to basalt discrimination diagrams. In: WYMAN, D.A. (Ed.). **Trace element geochemistry of volcanic rocks: applications for massive sulphide exploration** Canadá: Geological Association of Canada, 1996. v.12, p. 79-113.
- RANCAN, C.C.; OLIVEIRA, L.C.; CARMO, I.; MARINS, G.M.; PESSOA, V.C.; ANDRADE, H.; PENATTI, A.P.R.; BORGES, T.A.; SILVA, R.C.B.; CARLOTTO, M.A.; BASSETTO, M.; ZANATTA, A.S. Rochas ígneas do Bloco de Libra, Bacia de Santos. In: VII SIMPÓSIO DE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 2018, Rio de Janeiro. **Anais do 49º Congresso Brasileiro de Geologia**. Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geologia, 2018.
- RANGEL, H. D. Manifestações magmáticas na parte sul da Bacia de Campos (Área de Cabo Frio) e na Bacia de Jequitinhonha. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v.14, n. 1, p. 155-160, nov./maio 2006.
- REN, K.; OLIVEIRA, M.J.R.; ZHAO, J.; ZHAO, J.; OLIVEIRA, L.C.; RANCAN, C.C.; OLIVEIRA, I.C.; DENG, Q. Using Wireline Logging and Thin Sections to Identify Igneous Contact Metamorphism and Hydrothermal Influence on Presalt Limestone Reservoirs in Libra Block, Santos Basin. **Offshore Technology Conference Brasil**, Oct. 2019.
- RIDER, M. **The geological interpretation of well logs**. 2. ed. United Kingdom: Rider-French Consulting Ltd, 1996. 280 p.
- SCHATTNER, U.; MICHAELOVITCH DE MAHIQUES, M. Post-rift regional volcanism in southern Santos Basin and the uplift of the adjacent South American coastal range. **Journal of South American Earth Sciences**, v.104, n. 102855, Dec. 2020.
- SCHÖN, J.H. **Physical Properties of Rocks: Fundamentals and Principles of Petrophysics**. Elsevier, 2015. 456 p.
- SOHN, C.; SOHN, Y.K. Distinguish between primary and secondary volcanoclastic deposits. **Scientific Reports**, v.9, n. 12425, Aug. 2019.
- SUN, S.S.; MCDONOUGH, W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. **Geological Society**, v.42, n. 1, p. 313–345, Jan. 1989.
- SUN, S.S. Lead Isotopic Study of Young Volcanic Rocks from Mid-Ocean Ridges, Ocean Islands and Island Arcs. **Royal Society**, v.297, n. 1431, p. 409–445, July 1980.
- TAYLOR, S.R.; MCLENNAN, S.M. **The continental crust: its composition and evolution**. 1. Ed. Oxford: Blackwell, 1985. 328 p.
- VALENTINE, G.A. & PERRY, F.V. Decreasing magmatic footprints of individual volcanoes in a waning basaltic field. **Geophysical Research Letters**, v. 33, L14305, 2006.
- VALLONI, R. Reading provenance from modern marine sands. In: ZUFFA, G.G. (Ed.). **Provenance of Arenites**. NATO-ASI Series, 1985. Vol. 148, p. 309–332.
- WEAVER, B.L.; TARNEY, J. Lewisian geochemistry and Archean crustal development models. **Earth and Planetary Science Letters**, v.55, n. 1, p. 171-180, Sept. 1981.
- WHITE, J.D.L.; HOUGHTON, B.F. Primary volcanoclastic rocks. **Geology**, v.34, n. 8, p. 677-680, Aug. 2006.
- WINCHESTER, J. A.; FLOYD, P.A. Geochemical magma type discrimination: application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. **Earth and Planetary Science Letters**, v.28, n. 3, 459-469, 1976.

WINCHESTER, J.A.; FLOYD, P.A. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. **Chemical Geology**, v.20, p. 325-343, 1977.

WINTER, W.R., JAHNERT, R.J. e FRANÇA, A.B. Bacia de Campos. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v.15, n. 2, p. 511-529, maio/nov. 2007.

ZOU, C.; ZHANG, G.; ZHU, R.; YUAN, X.; ZHAO, X.; HOU, L.; WEN, B.; WU, X. **Volcanic Reservoirs in Petroleum Exploration**. Elsevier, 2013. 204 p.

ZUFFA, G.G. Unravelling hinterland and offshore paleogeography from deepwater arenites. In: LEGGETT, J.K; ZUFFA, G.G. (Eds.). **Marine Clastic Sedimentology: Concepts and Case Studies**. London: Graham and Trotman, 1987. p. 39–61.

6 CONCLUSÃO GERAL E TRABALHOS FUTUROS

As seções magmáticas dos poços A, B e C estudados nesta dissertação registram processos magmáticos e vulcaniclásticos ocorridos durante o Santoniano-Coniaciano na Bacia de Campos.

A metodologia de seleção, preparação e limpeza das amostras laterais e de calha permitiram avaliar o grau de alteração das amostras e as possíveis contaminações devido ao tipo de amostragem. A alteração das amostras pode ser devido à interação com a água do mar, hidrotermalismo, diagênese e uso de fluidos de perfuração. Elementos maiores e traços móveis foram ligeiramente afetados, e dessa forma, as interpretações petrogenéticas foram baseadas nas concentrações de elementos traços imóveis, como os *high field strenght elements* e os elementos de terras raras (ETR).

Os dados petrográficos e petrofísicos permitiram discriminar estruturas intrusivas no poço A e na seção B1 do poço B, estruturas extrusivas na seção B2 do poço B, e a presença de rochas vulcaniclásticas na seção B2 do poço B e do poço C.

Modelos geoquímicos mostraram que os diabásios e basaltos alcalinos dos poços A e B não são cogenéticos por processos de diferenciação. No entanto, os derrames basálticos da seção B2 evoluíram por cristalização fracionada a partir do magma parental da seção B1. Os modelos de mistura binária mostraram que o magmatismo alcalino Santoniano-Coniaciano na Bacia de Campos envolveu a mistura (50:50) entre uma fonte astenosférica rasa e empobrecida e o manto litosférico subcontinental (MLSC) local enriquecido em quantidades semelhantes. Este último é bem representado pela composição de elementos traços dos lamprófiros alcalinos de São Paulo que ocorrem ao longo da área continental adjacente à Bacia de Campos. O modelo conceitual geodinâmico proposto para o magmatismo alcalino em Campos implica no afinamento da litosfera no Santoniano-Coniaciano levando à fusão da astenosfera. A astenosfera ascendente teria fornecido calor suficiente para fundir porções mais fusíveis e ricas em voláteis do MLSC.

Os vulcanoclastos que ocorrem no siltito tufáceo do poço B (seção B2) e C e no siltito epicástico do poço C são provenientes de cones de escórias basálticas subaéreas de acordo com os dados petrográficos, petrofísicos e litogeoquímicos destas rochas. A crosta continental superior, granitos e ortognaisses encontrados na Serra do Mar e possivelmente os cones de escória da plataforma continental da Bacia de Campos são as áreas fontes dos litoclastos e cristaloclastos que ocorrem nas rochas vulcanoclásticas do poço C. Portanto, as rochas vulcaniclásticas do poço C são resultantes da mistura de rochas máficas menos evoluídas e de

rochas da crosta continental superior segundo cálculos de mistura binária. Esta fonte máfica estaria relacionada aos extravassamentos do início da evolução do campo de vulcões monogenéticos na Bacia de Campos durante o Santoniano-Coniaciano.

Modelos de fusão parcial associados à dados isotópicos poderão caracterizar melhor a fonte geradora e estabelecer as condições termodinâmicas de fusão parcial que gerou os basaltos alcalinos estudados. Estes resultados podem contrubuir para o aperfeiçoamento do modelo geodinâmico proposto e no entendimento do regime térmico durante o Santoniano-Coniaciano na Bacia de Campos. Dados geocronológicos poderão corroborar ou não a interpretação cronológica proposta por essa dissertação.

7 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALVES, D.B. Sedimentação vulcanoclástica do Cretáceo Superior da Bacia de Campos, Sudeste do Brasil. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v.14, n. 1, p. 149-154, nov./maio 2006.
- CADDAH, L. F. G.; ALVES, D. B.; MIZUSAKI, A. M. P. Turbidites associate with bentonites in the Upper Cretaceous of the Campos Basin, offshore Brazil. **Sedimentary Geology**, Amsterdam, v. 115, p. 175-184, 1998.
- CADDAH, L.F.G.; ALVES, D.B.; HANASHIRO, M.; MIZUSAKI, A.M.P. Caracterização e origem do Marco "3-Dedos" (Santoniano) da Bacia de Campos. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v.8, n. 2-4, p. 315-334, abr./dez. 1994.
- CASTRO, R.D.; PICOLINI, J.P. Principais aspectos da geologia regional da Bacia de Campos. In: KOWSMANN, R.O. (Ed). **Geologia e Geomorfologia**. Rio de Janeiro: Elsevier, 2014. Habitats, v.1. p. 1-12.
- CHANG, H.K.; KOWSMANN, R.O.; FIGUEIREDO, A.M.F.; BENDER, A.A. Tectonics and stratigraphy of the East Brazil Rift system: an overview. In: Ziegler, P.A. (Editor), **Geodynamics of Rifting, Volume II. Case History Studies on Rifts**: North and South America and Africa. Tectonophysics, 1992. p. 97-138.
- DIAS, J. L. Tectônica, estratigrafia e sedimentação no Andar Aptiano da margem leste brasileira. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v.13, n. 1, p. 7-25, nov./maio 2005.
- DIAS, J. L.; OLIVEIRA, J. Q.; VIEIRA, J. C. Sedimentological and Stratigraphic Analysis of the Lagoa Feia Formation, Rift Phase of the Campos Basin, Offshore Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, v.18, n. 3, p. 252-260, set. 1998.
- FETTER, M. The role of basement tectonic reactivation on the structural evolution of Campos Basin, offshore Brazil: Evidence from 3D seismic analysis and section restoration. **Marine and Petroleum Geology**, 26, p. 873–886, 2008.
- FETTER, M.; DE ROS, L.F.; BRUHN, C.H.L. Petrographic and seismic evidence for the depositional setting of giant turbidite reservoirs and the paleogeographic evolution of Campos Basin, offshore Brazil. **Marine and Petroleum Geology**, v.26, n. 6, p. 824–853. 2009.
- FODOR, R.V.; VETTER, S.K. Rift-zone magmatism: Petrology of basaltic rocks transitional from CFB to MORB, southeastern Brazil margin. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v.88, p. 307-321, 1984.
- GUARDADO, L.R.; GAMBOA, L.A.P.; LUCCHESI, C.F. 1989. Petroleum geology of Campos Basin, Brazil: a model for producing Atlantic type basin. In: EDWARDS, J.D., SANTAGROSSI, P.A. (Eds). **Divergent/Passive Margins Basins**. AAPG Memoir, 1989. p. 3-36.
- HEILBRON, M.; SILVA, L.G.; TUPINAMBÁ, M.; PEIXOTO, C.; LOBATO, M.; RODRIGUES, S.; RAGATKI, C.D.; SILVA, M.A.; MONTEIRO, T.L.V.; FREITAS, N.C.; MIGUENS, D.; GIRAO, R. Proterozoic to Ordovician geology and tectonic evolution of Rio de Janeiro State, SE-Brazil: insights on the central Ribeira Orogen from the new 1:400,000 scale geologic map. **Brazilian Journal of Geology**, v.50, n. 2, p. 1-25, 2020.
- LE MAITRE, R.W.; STRECKEISEN, A.; ZANETTIN, B.; LE BAS, M.; BONIN, B.; BATEMAN, P. **Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks**. 2. ed. Edinburgo: Cambridge University Press, 2002. 236p.

- LOUBACK, V.S.; VALENTE, S.; NEYSI, C.; ROSS, J.; BORGHI, L. Petrogenesis and geodynamics of Eocene alkaline intrusions in the pre-salt sedimentary sequence of Santos Basin, Brazil. **Lithos**, v.400–401, n. 106400, July. 2021.
- LOURENÇO, J.; MENEZES, P.T.L.; BARBOSA, V.C.F. Connecting onshore-offshore Campos Basin structures: Interpretation of high-resolution airborne magnetic data. **Interpretation**, 2(4), SJ35–SJ45. 2014.
- MARCONDES, L.S. **Mapeamento Sísmico 3D das rochas vulcânicas Terciárias da região do Alto de Cabo Frio - Bacia de Campos – RJ**. 2010. Trabalho de conclusão de curso (Bacharelado em Geofísica) – Instituto de Geociências, Universidade Federal Fluminense, Niterói.
- MIZUSAKI, A.M.P.; MOHRIAK, W.U. Sequências vulcano-sedimentares na região da Plataforma Continental de Cabo Frio. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, n. 3, 1993, Rio de Janeiro. **Atas**, Sociedade Brasileira de Geologia-RJ-UERJ. Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geologia, 1993. p. 52-56.
- MIZUSAKI, A.M.P.; PETRINI, R.; BELLINI, G.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; DIAS, J.; DE MIN, A.; PICIRILLO, E.M. Basalt magmatism along the passive continental margin of SE Brazil (Campos basin). **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v.111, p. 143-160, July/Feb. 1992.
- MOHRIAK, W.U. Bacias Sedimentares da Margem Continental Brasileira. In: BIZZI, L.A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R.M.; GONÇALVES, J.H. (Eds.). **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil**. Brasília: CPRM, 2003. Cap. III, p. 87-165.
- MOHRIAK, W.U. Genesis and evolution of the South Atlantic volcanic islands offshore Brazil. **Geo-Marine Letters**, v.40, p. 1-33, Apr./Jan. 2020.
- MOHRIAK, W.U. Recursos energéticos associados à ativação tectônica Mesozoica-Cenozoica da América do Sul. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C.D.R.; BRITO-NEVES, B.B. (Org.). **Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Editora Beca, 2004. Cap. XVII, p. 293–318.
- MOHRIAK, W.U.; FAINSTEIN, R. Phanerozoic regional geology of the Eastern Brazilian margin. In: Roberts, D.G.; Bally, A.W. (Eds.). **Regional Geology and Tectonics: Phanerozoic Passive Margins, Cratonic Basins and Global Tectonic Maps**. Elsevier B.V., 2012. v.7, p. 223-282.
- MOHRIAK, W.U.; MELLO, M.R.; KARNER, G.D.; DEWEY, J.F.; MAXWELL, J.R. Structural and stratigraphic evolution of the Campos Basin, offshore Brazil. In: TANKARD, A.J.; BALKWILL, H.R. (Eds.). **Extensional Tectonics and Stratigraphy of the North Atlantic Margins**. USA: AAPG Memoir, 1989. p. 577-598.
- MOHRIAK, W.U.; NOBREGA, M.; ODEGARD, M.E.; GOMES, B.S.; DICKSON, W. G. Geological and geophysical interpretation of the Rio Grande Rise, south-eastern Brazilian margin: extensional tectonics and rifting of continental and oceanic crusts. **Petroleum Geoscience**, v.16, n. 3, p. 231–245, Aug. 2010.
- MOREIRA, J.L.P.; ESTEVES, C.A.; RODRIGUES, J.J.G.; VASCONCELOS, C.S. Magmatismo, sedimentação e estratigrafia da porção norte da Bacia de Santos. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v.14, n. 1, p.161-170, nov./maio 2006.
- MOREIRA, J.L.P.; MADEIRA, C.V.; GIL, J.A.; MACHADO, M.A.P. Bacia de Santos. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v.15, n. 2, p. 531-549, maio/nov. 2007.

- OREIRO, S.G. Magmatismo e sedimentação em uma área na Plataforma Continental de Cabo Frio, Rio de Janeiro, Brasil, no intervalo Cretáceo Superior - Terciário. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v.14, n. 1, p. 95-112, nov./maio 2006.
- OREIRO, S.G.; CUPERTINO, J.A.; SZATMARI, P.; THOMAZ FILHO, A. Influence of pre-salt alignments in post-Aptian magmatism in the Cabo Frio High and its surroundings, Santos and Campos basins, SE Brazil: An example of non-plume-related magmatism. **Journal of South American Earth Sciences**, v.25, p. 116–131, 2008.
- RANCAN, C.C.; OLIVEIRA, L.C.; CARMO, I.; MARINS, G.M.; PESSOA, V.C.; ANDRADE, H.; PENATTI, A.P.R.; BORGES, T.A.; SILVA, R.C.B.; CARLOTTO, M.A.; BASSETTO, M.; ZANATTA, A.S. Rochas ígneas do Bloco de Libra, Bacia de Santos. In: VII SIMPÓSIO DE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 2018, Rio de Janeiro. **Anais do 49º Congresso Brasileiro de Geologia**. Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geologia, 2018.
- RANGEL, H. D. Manifestações magmáticas na parte sul da Bacia de Campos (Área de Cabo Frio) e na Bacia de Jequitinhonha. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v.14, n. 1, p. 155-160, nov./maio 2006.
- RICCOMINI, C.; MELO, M.S.; COUTINHO, J.M.V. Late Cretaceous-Early Tertiary ultrabasic magmatism in the western part of the State of Rio de Janeiro, Brazil. **Boletim do Instituto de Geociências da USP**, Publicação Especial, São Paulo, v.10, p. 77-84, 1991.
- RICCOMINI, C.; SANT'ANNA, L.G.; FERRARI, A.L. Evolução geológica do Rift Continental do Sudeste do Brasil. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C. D. R.; BRITO-NEVES, B. B. (Org.) **Geologia do Continente Sul-Americano**: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo: Editora Beca, 2004. Cap. XXIII, p. 383-405.
- RICCOMINI, C.; VELÁZQUEZ, V.F.; GOMES, C.B. Tectonic controls of the Mesozoic and Cenozoic alkaline magmatism in central-southeastern Brazilian Platform. In: COMIN-CHIARAMONTI, P.; GOMES, C.B. (Eds). **Mesozoic to Cenozoic Alkaline Magmatism in the Brazilian Platform**. São Paulo: EDUSP-FAPESP, 2005. p. 750.
- RIDER, M. **The geological interpretation of well logs**. 2. ed. United Kingdom: Rider-French Consulting Ltd, 1996. 280 p.
- SCHATTNER, U.; MICHAELOVITCH DE MAHIQUES, M. Post-rift regional volcanism in southern Santos Basin and the uplift of the adjacent South American coastal range. **Journal of South American Earth Sciences**, v.104, n. 102855, Dec. 2020.
- SOBREIRA, J.F.; FRANÇA, R.L. Um modelo tectono-magmático para a região do Complexo Vulcânico de Abrolhos. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v.14, n. 1, p. 143-147, nov./maio 2006.
- SONOKI, I.K.; GARDA, G.M. Idades K-Ar de rochas alcalinas do Brasil Meridional e Paraguai Oriental: compilação e adaptação as novas constantes de decaimento. **Boletim IG-USP, Série Científica**, São Paulo, v.19, p. 63-85, 1988.
- SZATMARI, P.; CONCEIÇÃO, J.C.J.; DESTRO, N.; SMITH, P.E.; EVENSEN, N.M.; YORK, D. Tectonic and sedimentary effects of a hotspot track of alkali intrusions defined by Ar–Ar dating in SE Brazil. In: 31st INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 2000, Rio de Janeiro. Abstract Volume, CD-ROM. 2000.
- THOMPSON, R.N.; GIBSON, S.A.; MITCHELL, J.G.; DICKIN, A.P.; LEONARDOS, O.H.; BROD, J.A.; GREENWOOD, J.C. Migrating Cretaceous-Eocene magmatism in the Serra do

Mar Alkaline Province, SE Brazil: melts from the deflected Trindade Mantle Plume? **Journal of Petrology**, v.39, n. 8, p. 1493-1526, July/Mar. 1998.

VIEIRA DE LUCA, P.H.; MATIAS, H.; CARBALLO, J.; SINEVA, D.; PIMENTEL, G.A.; TRITLLA, J.; ESTEBAN, M.; LOMA, R.; ALONSO, J.L.A.; JIMENEZ, R.P.; PONTET, M.; MARTINEZ, P.B.; VEGA, V. Breaking barriers and paradigms in Presalt exploration: the Pão de Açúcar Discovery (Offshore Brazil). In: MERRILL, R.K.; STERNBACH, C.A. (Eds.). **Giant Fields of the Decade 2000-2010**. AAPG Memoir, 2017. v.113, Cap. 11, p. 177-194.

WINTER, W.R., JAHNERT, R.J. e FRANÇA, A.B. Bacia de Campos. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v.15, n. 2, p. 511-529, maio/nov. 2007.

WU, C.; GU, L.; ZHANG, Z.; REN, Z.; CHEN, Z.; LI, W. Formation mechanisms of hydrocarbon reservoirs associated with volcanic and subvolcanic intrusive rocks: Examples in Mesozoic-Cenozoic basins of eastern China. **AAPG Bulletin**, v.90, n. 1, p. 137–147, Jan. 2006.

ANEXOS

ANEXO A – Petrografia de amostras representativas dos poços A, B e C

Relatório LabMeg – Poço A

Código da Amostra: A-3

Grau de Alteração: Alterado

Composição Essencial: Clinopiroxênio: 35%, Plagioclásio: 35%, Vidro Vulcânico: 30%

Composição Acessória: Apatita: 3%, Minerais Opacos: 10%

Produto de Alteração: Biotita: 1%, Carbonato: 5%, Clorita: 30%

% Matriz/ Megacristais: 100/0

Composição essencial:

O plagioclásio é incolor, relevo baixo, hábito prismático cristais euédricos a subédricos finos com até 0,8 mm, e mais raramente médios com até 1,3 mm. É difícil observar as maclas polissintéticas nos cristais de plagioclásio, uma vez que o mesmo encontra-se bastante alterado, e o principal produto de alteração é a saussurita, caracterizada por um agregado de minerais finos e de alta cor de interferência. Por vez, ocorre também cristais com maclas carlsbad. Ocorre grãos com extinção ondulante. Alguns grãos de plagioclásio estão bastante fraturados. O plagioclásio está intercrescido com clinopiroxênio, definido a textura intrafasciculada.

O clinopiroxênio é verde, com pleocroísmo ausente, cor de interferência de primeira ordem (cinza e amarelo esverdeado), possivelmente devido a alteração para clorita, relevo moderado a alto, hábito colunar eprismático, cristais subédricos e anédricos finos (com até 0,3 mm).

O vidro está alterado para um material marrom, e define a textura intersertal em meio aos grãos de plagioclásio.

Minerais acessórios:

Minerais opacos têm hábito quadrático e colunar, os cristais são euédricos a subédricos, com até 0,2 mm de granulometria. Clinopiroxênios ocorrem inclusos em opacos (textura poiquítica).

Apatita é incolor, relevo alto, cor de interferência de primeira ordem (cinza escuro), hábito acicular, cristais euédricos < 0,4 mm. A apatita ocorre, por vez, inclusa em plagioclásio, mas predomina apatita não poiquítica (que não está inclusa em nenhum mineral).

Minerais secundários:

Biotita é pleocróica (castanho para marrom), birrefringência alta. Ocorre principalmente como produto de alteração nas fraturas e minerais, e mais raramente com hábito tabular e cristais subédricos com até 0,2 mm.

Carbonato é incolor, relevo alto, hábito prismático, cor de interferência de quarta ordem (creme rosado). O carbonato ocorre preenchendo as amígdalas irregulares (<0,5 mm).

Grau de Cristalinidade: Hipohialino. A fração cristalina (70%) predomina sobre a fração vítrea (30%) da rocha.

Forma Geral dos Grãos: Subédrico

- Forma dos grãos (quanto à composição modal):
 - Plagioclásio: cristais euédricos a subédricos.
 - Clinopiroxênio: cristais subédricos a anédricos.
 - Minerais opacos: cristais euédricos a subédricos.

Granulometria: Fina (0,1mm - 1mm)

- Granulometria (quanto à composição modal):
 - Plagioclásio: cristais com até 1,3 mm.
 - Clinopiroxênio: cristais com até 0,3 mm.
 - Minerais opacos: cristais com até 0,2 mm.

Ocorre um ligeiro aumento na granulometria, se comparado com os intervalos anteriores (A-1 e A-2). Esta amostra está localizada no centro da intrusão.

Relação Intergranular: Equigranular

- Texturas observadas:
 - Textura variolítica (plagioclásio).
 - Branching crystals em plagioclásio associada a textura intersertal (vidro marrom).
 - Intrafasciculada (os espaços vazios de plagioclásios prismáticos euédricos estão preenchidos por piroxênio prismático subédrico).

Foliações: Ausente

Lineações: Ausente

Fraturas: Presentes. Alguns cristais de plagioclásio estão fraturados.

Veios: Ausente

Outras Estruturas: Amígdalas.

As amígdalas são irregulares e intersticiais, com até 0,5 mm de comprimento e preenchidas por carbonato. Nos limites das amígdalas ocorre uma borda com o mesmo material de alteração verde (possivelmente clorita) observado na rocha.

Classificação: Diabásio. A rocha foi classificada como diabásio considerando a quantidade de vidro (<50% da rocha) e a forma de colocação (intrusão hipoabissal).

Relatório LabMeg – Poço B seção B1

Código da Amostra: B1₊₁₂_Am

Grau de Alteração: Alterado

Composição Essencial: Plagioclásio: 83%, Vidro Vulcânico: 5%

Composição Acessória: Apatita: 1%, Minerais Opacos: 5%

Megacristais: Clinopiroxênio: 60%, Olivina: 40%

Produto de Alteração: Biotita: 10%, Bowlingita: 3%, Clorita: 3%, Iddingsita: 5%, Saussurita: 10%, Zeólita: 10%

% Matriz/ Megacristais: 50/50

Megacristais:

Olivina: incolor, relevo alto, hábito prismático bipiramidal ou hexagonal com cristais subédricos a anédricos, e cor de interferência de segunda e terceira ordem (azul, amarelo e rosa intensas). Os cristais de olivina estão muito fraturados. Nas bordas e fraturas dos cristais ocorrem produtos de alteração de cor natural verde (bowlingita) e amarelo alaranjado (iddingsita), além de óxidos de ferro (minerais opacos). Em algumas amostras de calha a olivina foi completamente alterada para iddingsita (cor natural amarelo alaranjado, e ao cruzar os nicóis é possível observar uma textura fibrosa; pseudomorfo de olivina). Olivinas arredondadas (anédricas) podem estar inclusas em clinopiroxênio (textura poiquilítica). As olivinas ocorrem como megacristais e na matriz (< 0,2 mm).

Clinopiroxênio: beje (não pleocróico), relevo alto, hábito prismático, cristais subédricos a anédricos, com pelo menos uma direção de clivagem bem marcada e fraturados. Cor de interferência de segunda ordem (amarelo, laranja) pode ter geminação carlsbad (simples) e estar zonado (zonamento setorizado/ampulheta e patchy zoning). Plagioclásio (textura ofítica e subofítica) e olivina são inclusões comuns nos megacristais de clinopiroxênio.

Matriz:

Plagioclásio: incolor, relevo baixo, hábito tabular e prismático, cristais euédricos a subédricos. As maclas polissintéticas estão bem formadas, e por vez estão zonados e com extinção ondulante, além de fraturados. Geminação simples pode ocorrer. Alguns cristais estão alterados para saussurita, caracterizada por um agregado de minerais finos incolores e de alta cor de interferência, e para zeólita. Os cristais alterados, em geral, perdem as maclas polissintéticas.

Vidro vulcânico: está desvitrificado e alterado para clorita e zeólita. O vidro ocorre nos interstícios dos cristais, definindo a textura intersertal.

Minerais acessórios:

Apatita: incolor, relevo médio a alto, hábito hexagonal (seção basal isotrópica) e cristais euédricos a subédricos. As apatitas não são inclusões.

Minerais opacos: têm hábito quadrático, e mais raramente colunar, os cristais são subédricos a anédricos. Os minerais opacos podem ocorrer inclusos ou parcialmente inclusos em biotita, e dispersos na matriz.

Produtos de alteração:

Biotita: é o principal produto de alteração dos minerais ferromagnesianos da rocha. Ocorre principalmente circundando os cristais de olivina, clinopiroxênio e minerais opacos, e nas fraturas dos dois primeiros. As biotitas são castanhas pleocróicas com bordas alteradas para clorita, e cor de interferência de terceira ordem. Em geral, estão bem formadas com hábito micáceo e clivagem plano-paralela, ou hábito pseudo-hexagonal, e cristais subédricos. Alguns cristais de biotita são a alteração completa dos minerais ferromagnesianos, uma vez que cristais de plagioclásio e minerais opacos ocorrem inclusos na biotita. Micrólitos (<0,01 mm) aciculares de relevo alto ocorrem inclusos neste mineral.

Clorita: produto de alteração dos minerais ferromagnesianos e do vidro da rocha. Ocorre nas bordas dos cristais de olivina, clinopiroxênio e biotita. A clorita é levemente pleocróica em tons de verde claro e anédrica. Micrólitos (<0,01 mm) aciculares de relevo alto ocorrem inclusos na clorita.

Zeólita: incolor, relevo baixo, cor de interferência de primeira ordem, e textura fibrosa radial, plumosa e policristalina. A zeólita pode ser produto de alteração a partir do vidro vulcânico, ocorrendo nos interstícios dos cristais, e dos plagioclásios da matriz. Em alguns

casos, a zeólita parece ser um pseudomorfo de cristal plagioclásio, mantendo o hábito tabular, mas com a textura fibrosa típica. Ocorre em contato com: biotita, clinopiroxênio, plagioclásio, borda alterada da olivina.

Bowlingita e iddingsita são produtos de alteração e pseudomorfos a partir da olivina.

Grau de Cristalinidade: Hipohialino. A fração cristalina (95%) predomina sobre a fração vítrea (5%) da rocha.

Forma Geral dos Grãos: Subédrico

- Forma dos grãos (quanto à composição modal):
 - Olivina: subédrico a anédrico.
 - Clinopiroxênio: subédrico a anédrico.
 - Plagioclásio: euédrico a subédrico.
 - Apatita: euédrica a subédrica.
 - Minerais opacos: subédricos a anédrico.
 - Biotita: subédrica.
 - Clorita: anédrica

Granulometria: Fina (0,1mm - 1mm). Os megacristais podem ter granulometria média.

- Granulometria (quanto à composição modal):
 - Olivina: fina (0,1 - 0,8 mm). As inclusões de olivina são muito finas (<0,1 mm).
 - Clinopiroxênio: fina a média (0,3 - 1,2 mm).
 - Plagioclásio: muito fina a fina (< 0,6 mm).
 - Apatita: muito fina (> 0,1 mm).
 - Minerais opacos: muito fina a fina (< 0,4 mm).
 - Biotita: fina (0,1 - 0,7 mm).
 - Zeólita (intersticial): muito fina a fina (< 0,4 mm).

Relação Intergranular: Porfirítica

- Texturas observadas:
 - Textura poiquilítica:
 - Ofítica definida por cristais tabulares e prismáticos de plagioclásio totalmente envolvidos por clinopiroxênio. A textura ofítica predomina sobre a textura subofítica.
 - Subofítica definida por cristais tabulares de plagioclásio parcialmente inclusos no clinopiroxênio.

- Cristais arredondados anédricos de olivina fina (< 0,1 mm) inclusos em clinopiroxênio.
- Zonamento:
 - Cristais de clinopiroxênio zonados (zonamento setorizado/ampulheta e patchy zoning).
 - Plagioclásios podem estar zonados (zonamento não abrupto).
- Textura intersertal definida pelo vidro vulcânico desvitrificado e alterado para clorita e zeólita.

Foliações: Ausente

Lineações: Ausente

Fraturas: Ausente

Veios: Ausente

Outras Estruturas: Ausente

Classificação: Diabásio.

A rocha é um diabásio porfirítico. Esta amostra compõe a alíquota B₁-5 que corresponde à mistura dos intervalos de meladiabásio da seção B1 do poço B, que foram selecionados e preparados para litogeoquímica.

Relatório LabMeg – Poço B seção B2

MELAMICROGABRO

Código da Amostra: B2₊₄₂_Am

Grau De Alteração: Alterado

Composição Essencial: Plagioclásio: 70%, Vidro Vulcânico: 10%

Composição Acessória: Apatita: 5%, Minerais Opacos: 5%

Megacristais: Clinopironênio: 65%, Olivina: 35%

Produto de Alteração: Biotita: 10%, Bowlingita: 5%, Clorita: 3%, Iddingsita: 15%, Saussurita: 10%, Zeólita: 10%

% Matriz/ Megacristais: 60/40

Megacristais:

Olivina: incolor, relevo alto, hábito prismático bipiramidal ou hexagonal com cristais subédricos a anédricos, e cor de interferência de segunda e terceira ordem (azul, amarelo e rosa intensas). Os cristais de olivina estão muito fraturados. Nas bordas e fraturas dos cristais ocorrem produtos de alteração de cor natural verde (bowlingita) e amarelo alaranjado (iddingsita), além de óxidos de ferro (minerais opacos). Em algumas amostras de calha a olivina foi completamente alterada para iddingsita (cor natural amarelo alaranjado, e ao cruzar os nicóis é possível observar uma textura fibrosa; pseudomorfo de olivina). Olivinas arredondadas (anédricas) podem estar inclusas em clinopiroxênio (textura poiquilítica). As olivinas ocorrem como megacristais e na matriz (< 0,2 mm).

Clinopiroxênio: beje (não pleocróico), relevo alto, hábito prismático, cristais subédricos a anédricos, com pelo menos uma direção de clivagem bem marcada e fraturados. Cor de interferência de segunda ordem (amarelo, laranja) pode ter geminação carlsbad (simples) e estar zonado (zonamento setorizado e patchy zoning). Plagioclásio (textura ofítica e subofítica) e olivina são inclusões comuns nos megacristais de clinopiroxênio.

Matriz:

Plagioclásio: incolor, relevo baixo, hábito tabular e prismático, cristais euédricos a subédricos. As maclas polissintéticas estão bem formadas, e por vez estão zonados e com extinção ondulante, além de fraturados. Geminação simples ocorre por vez. Alguns cristais estão alterados para saussurita, caracterizada por um agregado de minerais finos incolores e de alta cor de interferência, e para zeólita. Os cristais alterados, em geral, perdem as maclas polissintéticas. O plagioclásio ocorre intercrescido com o vidro alterado para clorita definindo a textura intrafasciculada, similar ao observado no poço 213 (vide 213-4349).

Vidro vulcânico: está alterado para clorita e zeólita. O vidro ocorre nos interstícios dos cristais, definindo a textura intersertal.

Minerais acessórios:

Apatita: incolor, relevo médio a alto, hábito hexagonal (seção basal isotrópica) e acicular (cor de interferência de primeira ordem) e cristais euédricos a subédricos.

Minerais opacos: têm hábito quadrático e colunar, os cristais são subédricos a anédricos. Em geral, biotita ocorre na borda dos minerais opacos (inclusão parcial). Olivina pode ocorrer como inclusão em opaco.

Produtos de alteração:

Bowlingita e iddingsita são produtos de alteração e pseudomorfos a partir da olivina.

Biotita: é o principal produto de alteração dos minerais ferromagnesianos da rocha. Ocorre principalmente circundando os cristais de olivina, clinopiroxênio e minerais opacos, e nas fraturas dos dois primeiros. As biotitas são castanhas pleocróicas com bordas alteradas para clorita, e cor de interferência de terceira ordem. Em geral, estão bem formadas com hábito micáceo e clivagem plano-paralela, ou hábito pseudo-hexagonal, e cristais subédricos.

Clorita: produto de alteração dos minerais ferromagnesianos da rocha e do vidro vulcânico. Ocorre nas bordas dos cristais de olivina, clinopiroxênio e biotita. A clorita é levemente pleocróica em tons de verde claro e anédrica.

Zeólita: incolor, relevo baixo, cor de interferência de primeira ordem, e textura fibrosa radial, plumosa e policristalina. A zeólita pode ser produto de alteração a partir do vidro vulcânico, ocorrendo nos interstícios dos cristais, e dos plagioclásios da matriz. Em alguns casos, a zeólita parece ser um pseudomorfo de cristal plagioclásio, mantendo o hábito tabular, mas com a textura fibrosa típica. Ocorre em contato com: biotita, clinopiroxênio, plagioclásio, borda alterada da olivina.

Grau de Cristalinidade: Hipohialino. A fração cristalina (90%) predomina sobre a fração vítrea (10%) da rocha.

Forma Geral dos Grãos: Subédrico.

- Forma dos grãos (quanto à composição modal):
 - Olivina: subédrico a anédrico.
 - Clinopiroxênio: subédrico a anédrico.
 - Plagioclásio: euédrico a subédrico.
 - Apatita: euédrico a subédrico.
 - Minerais opacos: subédricos a anédrico.
 - Biotita: subédrica.
 - Clorita: anédrica.

Granulometria: Fina (0,1mm - 1mm). Os megacristais podem ter granulometria média.

- Granulometria (quanto à composição modal):
 - Olivina: fina (0,1 - 0,7 mm). As inclusões de olivina são muito finas a finas (<0,2 mm).
 - Clinopiroxênio: fina a média (0,1 - 1,4 mm).

- Plagioclásio: muito fina a fina (< 0,5 mm).
- Apatita: muito fina (> 0,1 mm).
- Minerais opacos: muito fina a fina (< 0,4 mm).
- Biotita: fina (0,1 - 0,8 mm).
- Zeólita (intersticial): muito fina a fina (< 0,4 mm).

Relação Intergranular: Porfirítica

- Texturas observadas:
 - Textura poiquilítica:
 - Ofítica definida por cristais tabulares e prismáticos de plagioclásio totalmente envolvidos por clinopiroxênio.
 - Subofítica definida por cristais tabulares de plagioclásio parcialmente inclusos no clinopiroxênio.
 - Cristais arredondados anédricos de olivina fina (< 0,1 mm) inclusos em clinopiroxênio e minerais opacos.
 - Zonamento:
 - Cristais de clinopiroxênio zonados (zonamento setorizado e patchy zoning).
 - Plagioclásios podem estar zonados (zonamento não abrupto).
 - Texturas intersticiais:
 - Textura intersertal definida pelo vidro vulcânico desvitrificado e alterado para clorita e zeólita.
 - Textura intrafasciculada definida pelo intercrescimento de vidro ou clinopiroxênio alterado para clorita e plagioclásio.

Foliações: Ausente

Lineações: Ausente

Faturas: Ausentes

Veios: Ausentes

Outras Estruturas: Amígdalas

Amígdalas alongadas, irregulares e preenchidas por zeólita fibrosa radial. O tamanho das amígdalas variam de 0,1 a 1,1 mm e pode ocupar até 30% em volume de uma amostra de calha. Minerais como carbonato, plagioclásio, clinopiroxênio e minerais opacos ocorrem inclusos ou parcialmente inclusos nas mesmas.

Classificação: Diabásio.

A rocha é um diabásio porfirítico. Esta amostra compõe a alíquota B₂-2 que corresponde à mistura dos intervalos de melamicrogabro da seção B2 do poço B, que foram selecionados e preparados para litogeoquímica.

BASALTO

Código da Amostra: B2+6_A

Grau de Alteração: Alterado

Composição Essencial: Clinopironênio: 20%, Plagioclásio: 30%, Vidro Desvitrificado: 30%

Composição Acessória: Apatita: 8%, Minerais Opacos: 12%

Megacristais: Clinopironênio: 35%, Olivina: 30%, Plagioclásio: 35%

Produto De Alteração: Carbonato: 3%, Clorita: 50%, Saussurita: 10%

% Matriz/ Megacristais: 88/12

Minerais essenciais:

Olivina: este mineral foi completamente alterado para clorita (cor natural e de interferência verde, textura fibrosa) ou para carbonato (Incolor, relevo alto, cor de interferência rosa pastel). Estes pseudomorfos da olivina preservam o hábito prismático bipiramidal ou hexagonal com cristais subédricos a anédricos.

Clinopiroxênio pode ocorrer de duas formas: completamente alterado para clorita fibrosa, mesmo produto de alteração da olivina e do vidro vulcânico. Hábito prismático preservado, cristais subédricos a anédricos. Subordinadamente, ocorre parcialmente preservado, com as seguintes características: beje (não pleocróico), relevo alto, hábito prismático, cristais subédricos a anédricos, com pelo menos uma direção de clivagem bem marcada e fraturados. Cor de interferência de segunda ordem.

Vidro vulcânico: verde (alterado para clorita), e mais raramente beje ou incolor, relevo baixo, cor de interferência similar à cor natural (verde) quando alterado, e isotrópico quando preservado. O vidro define a textura intersertal.

Plagioclásio: incolor, relevo baixo, hábito tabular, prismático e ripforme, cristais euédricos a subédricos. As maclas polissintéticas estão bem formadas, e por vez estão zonados e com extinção ondulante, além de fraturados. Geminação simples pode ocorrer. Alguns cristais estão alterados para saussurita, caracterizada por um agregado de minerais finos incolores e de alta cor de interferência. Os cristais alterados, em geral, perdem as maclas polissintéticas. Os

cristais de plagioclásio tabulares e ripiformes podem ocorrer radialmente (em cruz), e os cristais ripiformes podem exibir textura rabo de andorinha.

Minerais acessórios:

Apatita: incolor, relevo médio a alto, hábito acicular, cor de interferência de primeira ordem e cristais euédricos a subédricos. As apatitas são abundantes nesta rocha.

Minerais opacos: têm hábito quadrático e acicular e os cristais são euédricos a subédricos. Os opacos pode ocorrer com textura esquelética e espinha de peixe.

Produtos de alteração:

Clorita: produto de alteração dos minerais ferromagnesianos e do vidro vulcânico. Este mineral pode substituir completamente os clinopiroxênios e olivinas (pseudomorfos), bem como o vidro vulcânico, dificultando a distinção em alguns casos. A clorita é levemente pleocróica em tons de verde, e tem cor de interferência próxima a cor natural e textura fibrosa.

Carbonato: produto de alteração de plagioclásio e minerais máficos (possivelmente olivina). Incolor, relevo alto, hábito quadrático ou pseudomorfo (preserva o hábito bipiramidal da olivina), cristais subédricos a anédricos.

Grau de Cristalinidade: Hipohialino. A fração cristalina (70%) predomina sobre a fração vítrea (30%) da rocha.

Forma Geral dos Grãos: Subédrico

- Forma dos grãos (quanto à composição modal):
 - Olivina: subédrico a anédrico.
 - Clinopiroxênio: subédrico a anédrico.
 - Plagioclásio: euédrico a subédrico.
 - Apatita: euédrico a subédrico.
 - Minerais opacos: euédricos a subédricos.
 - Carbonato: subédrico a anédrico.

Granulometria: Muito Fina ($< 0,1\text{mm}$)

- Granulometria (quanto à composição modal):
 - Olivina (pseudomorfo): fina (0,1 - 0,4 mm).
 - Clinopiroxênio: muito fina a fina ($< 0,2\text{ mm}$).
 - Plagioclásio: muito fina a fina ($< 0,6\text{ mm}$).

- Apatita: muito fina (< 0,1 mm).
- Minerais opacos: muito fina a fina (< 0,2 mm).
- Carbonato: muito fina (< 0,1 mm).

Relação Intergranular: Porfirítica.

- Texturas observadas:
 - Plagioclásio prismático pode estar zonado (zonamento não abrupto), alguns cristais ripiformes exibem textura rabo de andorinha, e cristais tabulares e ripiformes podem ter textura radial (em cruz).
 - Textura subofítica definida por cristais tabulares de plagioclásio parcialmente inclusos em clinopiroxênio preservado.
 - Textura intersticial: o clinopiroxênio ou vidro vulcânico (alterados para um mesmo material verde fibroso, possivelmente clorita, dificultando sua distinção) ocorre nos intertícios dos grãos de plagioclásio.
 - Textura intrafasciculada definida pelo intercrescimento de clinopiroxênio ou vidro alterado para clorita fibrosa e plagioclásio.
 - Textura diktitaxítica definida por amígdalas com formato amebóides e irregulares.

Foliações: Ausente

Lineações: Ausente

Fraturas: Ausentes

Veios: Ausentes

Outras Estruturas: Amígdalas

Amígdala circulares a sub-circulares (amebóides), desconectada e preenchida por carbonato (mono ou policristalino). As dimensões das amígdalas variam de 0,07 - 0,2 mm. Esta estrutura pode ocupar até 5% em volume de uma amostra de calha.

Classificação: Basalto.

Basalto porfirítico hipohialino com amígdalas preenchidas por carbonato. Esta amostra compõe a alíquota B₂-3 que corresponde à mistura dos intervalos de basalto da seção B2 do poço B, que foram selecionados e preparados para litogeoquímica.

SILTITO TUFÁCEO

Código da Amostra: B2+57_B

Composição Essencial: Carbonato: 64%, Carbonato: 2%, Clasto: 25%, Minerais Opacos: 1%, Quartzo: 2%, Rutilo: 1%

Matriz: a matriz é uma lama carbonática microcristalina ($<0,0625$ mm), de cor natural bege, e exibe zonamento sob nicóis cruzados.

Litoclastos ("clasto" na seção composição essencial) de rocha vulcânica são sub-angulosos a sub-arredondados e a granulometria variam de areia fina a silte médio. Trata-se de uma rocha vulcânica hipohialina, formato geral dos grão subédrico, muito fina ($<0,1$ mm), inequigranular, matriz afanítica vítrea de cor natural marrom (possivelmente vidro vulcânico alterado). Os minerais dessa rocha são incolores e têm hábito prismático, colunar e hexagonal, grãos variando de euédrico a subédrico. Esses minerais não exibem cor de interferência devido à alteração, dificultando a classificação da litologia. Alguns litoclastos são, possivelmente, fragmentos de porções mais vesiculadas da rocha vulcânica ou escória, com vesículas esféricas desconectadas, que por vez estão preenchidas (amígdalas) pelo mesmo material da matriz da rocha vulcanoclástica (lama carbonática).

Ocorrem grãos dos seguintes minerais:

Quartzo: é incolor, relevo baixo, cor de interferência de primeira ordem, e podem ter extinção reta ou ondulante. Os grãos são angulosos a sub-angulosos e granulometria variando de silte médio a silte grosso.

Carbonato: incolor, grãos angulosos, cor de interferência de quarta ordem (tons pastéis), e granulometria variando de silte médio a silte grosso.

Minerais opacos são sub-angulosos, granulometria silte grosso. O minerais opacos estão, por vez, alterados para rutilo.

Rutilo: cor de interferência castanho e marrom amarelado e avermelhado, relevo alto, grãos sub-arredondados com granulometria variando de silte fino a silte médio. Trata-se possivelmente de rutilo resultante da alteração de minerais ricos em titânio.

Arredondamento (quanto à fração granulométrica):

- Fração argila: não é possível observar por meio do microscópio petrográfico.

- Fração silte: os grãos minerais (quartzo, carbonato, minerais opacos, rutilo) e litoclastos são angulosos a sub-arredondados.
- Fração areia: os litoclastos e grãos do mineral incolor desta fração são sub-angulosos a sub-arredondados.

Arredondamento (quanto à composição modal):

- Litoclastos: sub-angulosos a sub-arredondados e a granulometria variam de areia fina a silte médio.
- Quartzo: grãos angulosos a sub-angulosos e granulometria variando de silte médio a silte grosso.
- Carbonato: grãos angulosos e granulometria variando de silte médio a silte grosso.
- Minerais opacos: sub-angulosos e granulometria silte grosso.
- Rutilo: grãos sub-arredondados com granulometria variando de silte fino a silte médio.

Seleção: bem selecionado, haja vista que a maior parte da rocha (matriz, litoclastos e grãos de minerais) da rocha é argila, silte e areia muito fina.

Granulometria (baseado em **Wentworth ,1922**):

- 64% em volume da rocha está na fração argila, que representa o cimento da rocha.
- 21% em volume da rocha está na fração silte, que representa 15% dos litoclastos e 6% dos grãos de minerais.
- 15% em volume da rocha está na fração areia, que representa o 10% dos litoclastos e 5% dos grãos de minerais (mineral incolor).

Foliações: Ausente

Lineações: Ausente

Fraturas: Presentes.

Em algumas amostras de calha ocorrem fraturas com até 1 mm. Algumas dessas fraturas estão preenchidas por um material opaco (porosidade secundária preenchida). Algumas fraturas podem ser resultantes do processo de laminação, e outras representam a porosidade secundária da rocha.

Veios: Ausentes

Outras Estruturas: Presente

- Porosidade: rocha muito porosa, alcançando até 50% em volume de algumas das amostras de calha. Trata-se, possivelmente, de uma porosidade secundária gerada a partir da dissolução da matriz carbonática microcristalina (dissolução parcial).

- Borda ou contato com outra litologia: em algumas amostras de calha é possível observar uma borda milimétrica composta por cimento carbonático de cor natural bege e cor de interferência rosa pastel e grãos de minerais angulosos como olivina (fresca e alterada), quartzo, carbonato, opacos e micas (biotita, clorita e muscovita) variando de areia fina a silte médio. Trata-se possivelmente do contato entre a litologia aqui descrita, siltito epiclástico também encontrado no poço C. Durante a seleção das amostras de calha foi encontrado traços (<1%) do siltito epiclástico nesta seção do poço B.

Classificação: Rocha Vulcaniclástica.

A rocha foi classificada segundo critérios modificados da proposta do IUGS (LeMaitre et al. 2002) de classificação de depósitos mistos e rochas epiclásticas. Com base neste critério, a rocha é vulcaniclástica porque tem entre 50-25% de vulcanoclastos (depósito misto), e 58% da rocha (não levando em conta o volume da matriz para a classificação) está na fração silte. Deste modo, ela pode ser classificada como um siltito tufáceo (*tuffaceous siltstone*). Esta amostra compõem a alíquota B₂₋₄ que corresponde à mistura dos intervalos de siltito tufáceo da seção B2 do poço B, que foram selecionados e preparados para litogeoquímica.

Relatório LabMeg – Poço C

SILTITO TUFÁCEO

Código da Amostra: C₂₇_A

Grau De Alteração: Alterado

Composição Essencial: Calcita: 1%, Carbonato: 65%, Clasto: 30%, Minerais Opacos: 1%, Quartzo: 3%

A matriz é uma lama carbonática microcristalina (<0,0625 mm), de cor natural bege, e exibe zonamento sob nicóis cruzados. Também é possível observar nas objetivas de maior aumento (20x e 50x) a presença de dois tipos de clastos que compõem a matriz: cor natural bege rosado e cor de interferência anômala (rosa), relevo muito alto, arredondado, com até 0,031 mm (até granulometria silte médio). Cor natural e cor de interferência castanho e marrom amarelado, relevo alto, clastos sub-angulosos, granulometria silte fino. Trata-se possivelmente de rutilo resultante da alteração de minerais ricos em titânio.

Litoclastos ("clasto" na seção composição essencial) de rocha vulcânica são sub-angulosos a sub-arredondados e a granulometria variam de areia fina a silte grosso (0,25 - 0,031

mm). Trata-se de uma rocha vulcânica hipohialina, formato geral dos grão subédrico, muito fina ($<0,1$ mm), inequigranular, matriz afanítica vítrea de cor natural marrom (possivelmente vidro vulcânico alterado). Os minerais dessa rocha são incolores e têm hábito prismático, colunar e hexagonal, grãos variando de euédrico a subédrico. Esses minerais não exibem cor de interferência devido à alteração, dificultando a classificação da litologia. Alguns litoclastos são, possivelmente, fragmentos de porções mais vesiculadas da rocha vulcânica ou escória, com vesículas esféricas desconectadas, que por vez estão preenchidas (amígdalas) pelo mesmo material da matriz da rocha vulcanoclástica (lama carbonática).

Alguns fragmentos de rocha podem ter outras origens (p.ex.sedimentar), no entanto, devido ao grau de alteração da rocha é difícil diferencia-los.

Ocorrem grãos dos seguintes minerais:

Quartzo: é incolor, relevo baixo, cor de interferência de primeira ordem, e pode ter extinção reta ou ondulante. Os grãos são sub-anguloso a sub-arredondados e granulometria silte grosso.

Calcita: grãos sub-arredondados, granulometria silte grosso. Em alguns grãos é possível observar as lamelas coloridas.

Minerais opacos são sub-angulosos, com até 0,0625 mm (granulometria silte grosso).

Arredondamento (quanto à fração granulométrico):

- Fração argila: não é possível observar por meio do microscópio petrográfico.
- Fração silte: os grãos de minerais e litoclastos são sub-angulosos a sub-arredondados.
- Fração areia: os litoclastos desta fração são sub-angulosos a sub-arredondados.

Arredondamento (quanto à composição modal):

- Litoclastos: sub-angulosos a sub-arredondados e a granulometria variam de areia fina a silte grosso.
- Quartzo: grãos são sub-anguloso a sub-arredondados, granulometria silte grosso.
- Calcita: grãos sub-arredondados, granulometria silte grosso.
- Minerais opacos: grãos sub-angulosos, com até 0,0625 mm (granulometria silte grosso).

Seleção: bem selecionado, haja vista que a maior parte da rocha (matriz, litoclastos e grãos de minerais) da rocha é argila, silte e areia fina.

Granulometria (baseado em **Wentworth, 1922**):

- 65% em volume da rocha está na fração argila, que representa o cimento da rocha.

- 20% em volume da rocha está na fração silte, que representa 15% dos litoclastos e os grãos de minerais.
- 15% em volume da rocha está na fração areia, que representa o 15% dos litoclastos.

Foliações: Ausente

Lineações: Ausente

Fraturas: Presentes

Em algumas amostras de calha ocorrem fraturas com até 2 mm. Estas podem ser resultantes do processo de laminação, ou trata-se da porosidade secundária da rocha.

Veios: Ausentes

Outras Estruturas: Presente.

Presença de porosidade secundária gerada a partir da dissolução da matriz carbonática microcristalina (dissolução parcial). Essa porosidade pode alcançar até 20% em volume de algumas das amostras de calha.

Na borda de uma amostra de calha é possível observar um contato milimétrico (~0,1 mm) do siltito tufáceo aqui descrito e o siltito epiclástico.

Na borda de uma amostra de calha ocorre um fragmento lítico com ~ 0,6 mm, constituído por clastos e litoclastos sub-angulosos a sub-arredondados e granulometria variando de silte médio a areia fina, muito mal selecionado, em meio a uma matriz argilosa. Alguns clastos são quartzo policristalino, com extinção ondulante, e também ocorre litoclastos da rocha vulcânica. A matriz argilosa tem cor natural bege amarronzada, possivelmente composta por argilominerais.

Classificação: Rocha Vulcaniclástica

A rocha foi classificada segundo critérios modificados da proposta do IUGS (LeMaitre et al. 2002) de classificação de depósitos mistos e rochas epiclásticas. Com base neste critério, a rocha é vulcaniclástica porque tem entre 50-25% de vulcanoclastos (depósito misto), e 57% da rocha (não levando em conta o volume da matriz para a classificação) está na fração silte. Deste modo, ela pode ser classificada como um siltito tufáceo (*tuffaceous siltstone*). Esta amostra compõem a alíquota C-1 que corresponde à mistura dos intervalos de siltito tufáceo do poço C selecionados e preparados para litogeoquímica.

SILTITO EPICLÁSTICO

Código da Amostra: C₂₁_B

Grau de Alteração: Alterado

Composição Essencial: Bioclastos: 3%, Calcita: 14%, Carbonato: 48%, Feldspato: 5%, Fragmento Lítico: 10%, Mica: 5%, Minerais Opacos: 2%, Olivina: 1%, Quartzo: 10%, Rutilo: 2%

O cimento da rocha é carbonático, de cor natural beje e cor de interferência rosa pastel (possivelmente calcita). É um material carbonático diferente daquele descrito na litologia A.

Na matriz ocorrem grãos dos seguintes minerais:

Calcita: incolor, grãos angulosos a sub-angulosos, cor de interferência de quarta ordem e com maclas coloridas abundantes. Na matriz, 75% dos grãos de calcita têm granulometria silte grosso, e os 25% restantes têm granulometria variando de areia fina a areia média.

Quartzo: grãos sub-angulosos, incolores, relevo baixo, cor de interferência de primeira ordem, e podem ter extinção reta ou ondulante, podem ser límpidos ou com inclusões (pequenos pontos pretos). As características observadas sugerem diferentes fontes para os grãos de quartzo. A granulometria do quartzo varia de silte grosso a areia muito fina.

Feldspatos: os grãos de microclina são sub-arredondado, e a geminação tartan pode ou não está bem preservada. Também ocorre grãos de plagioclásio são angulosos e as maclas polissintéticas podem ou não estarem bem preservadas. Os feldspatos têm granulometria silte grosso.

Mica: incolor ou castanha (possivelmente biotita alterada, devido a ausência de pleocroísmo), hábito lamelar típico, cor de interferência de segunda e terceira ordem e, por vez, é possível observar clivagem plano-paralela. Alguns grãos de mica estão flexionados entre grãos de calcita, o que pode indicar compactação diagenética incipiente. A granulometria varia de silte médio a areia fina.

Minerais opacos: grãos angulosos a sub-arredondados com granulometria silte grosso. As bordas estão alteradas para um material avermelhado (possivelmente rutilo), por vez.

Rutilo: grãos sub-angulosos, cor natural e de interferência vermelho amarronzado e amarelo amarronzado, relevo muito alto. As vezes o rutilo ocorre na borda de minerais opacos. Os grãos de rutilo têm granulometria silte grosso.

Olivina: grão anguloso, incolor, relevo alto, hábito arredondado. O grão está fraturado e algumas fraturas estão preenchidas pelo carbonato da matriz. O grão de olivina ocorre na borda de uma amostra de calha e tem granulometria areia média.

Os fragmentos líticos são de:

Siltito tufáceo: fragmentos arredondados, com granulometria variando de areia fina a areia grossa, que ocorrem internamente e na borda das amostras de calha. Em grande parte das amostras de calha os contatos entre a litologia aqui descrita e os fragmentos são contínuos.

Argilito fossilífero: os fragmentos são arredondados, com granulometria areia média a areia grossa, e ocorrem internamente e na borda das amostras de calha. Os contatos são contínuos.

Os bioclastos tem granulometria areia muito fina a areia fina. Alguns bioclastos circulares foram silicificados.

Arredondamento (quanto à fração granulométrico):

- Fração argila: não é possível observar por meio do microscópio petrográfico.
- Fração silte: os grãos de minerais desta fração são sub-angulosos.
- Fração areia (fragmentos líticos, bioclastos e grãos de minerais): 50% desta fração são arredondados e 50% são sub-angulosos. Não foi possível decidir sobre o arredondamento dos bioclastos.

Arredondamento (quanto à composição modal):

- Calcita: grãos angulosos a sub-angulosos. Na matriz, 75% dos grãos de calcita têm granulometria silte grosso, e os 25% restantes têm granulometria variando de areia fina a areia média.
- Quartzo: grãos sub-angulosos e granulometria variando de silte grosso a areia muito fina.
- Feldspatos: os grãos variando de angulosos a sub-arredondados e granulometria silte grosso.
- Mica: grãos angulosos (hábito preservado) e a granulometria varia de silte médio a areia fina.
- Minerais opacos: grãos angulosos a sub-arredondados com granulometria silte grosso.
- Rutilo: grãos sub-angulosos e granulometria silte grosso.

- Olivina: grão anguloso (hábito parcialmente preservado) e granulometria areia média.
- Fragmentos líticos: fragmentos arredondados e granulometria varia de areia fina a areia grossa.

Seleção: bem selecionado, haja vista que a maior parte do volume da porção cristalina (arcabouço e matriz) da rocha é areia fina, muito fina e silte grosso.

Granulometria (baseado em **Wentworth, 1922**):

- 48% em volume da rocha está na fração argila, que representa o cimento da rocha.
- 30% em volume da rocha está na fração silte, que representa a matriz da rocha. Esta matriz inclui grande parte (75%) dos grãos de minerais da rocha.
- 22% em volume da rocha está na fração areia, que representa o arcabouço da rocha. Este arcabouço inclui fragmentos líticos, bioclastos e 25% dos grãos de minerais da rocha.

Foliações: Ausente.

Rocha maciça (estrutura interna não evidente).

Lineações: Ausente

Fraturas: Ausentes

Veios: Ausentes

Outras Estruturas: Ausente

Classificação: Rocha Vulcanoclástica.

A rocha foi classificada segundo critérios modificados da proposta do IUGS (LeMaitre et al. 2002) de classificação de depósitos mistos e rochas epiclásticas. Com base neste critério, a rocha é vulcanoclástica porque tem vulcanoclastos, mas é epiclástica porque tem menos que 25% de vulcanoclastos, e 58% em volume da rocha (não levando em conta o volume de cimento para a classificação) está na fração silte. Deste modo, ela pode ser classificada como um siltito epiclástico. Esta amostra compõem a alíquota C-2 que corresponde à mistura dos intervalos de siltito epiclástico do poço C selecionados e preparados para litogeoquímica.

ARGILITO FOSSILÍFERO

Código da Amostra: C₀_C

Composição Essencial: Argilominerais: 60%, Bioclastos: 15%, Carbonato: 7%, Feldspato: 1%, Fragmento Lítico: 3%, Mica: 3%, Minerais Opacos: 4%, Quartzo: 5%, Rutilo: 1%, Zircão: 1%

A matriz da rocha é constituída por argilominerais de cor natural verde amarelado e cor de interferência próxima a cor natural. Como a rocha reage em contato com HCl, uma parte da lama que compõem a matriz da rocha é carbonática.

Ocorrem grãos dos seguintes minerais:

Quartzo: é incolor, relevo baixo, cor de interferência de primeira ordem e granulometria variando de silte grosso a areia muito fina. Os grãos são sub-angulosos e podem ter extinção reta ou ondulante, podem ser límpidos ou com inclusões (vacúolos) e policristalinos. As características observadas sugerem diferentes fontes para os grãos de quartzo.

Carbonato: incolor, grãos sub-angulosos, cor de interferência de quarta ordem, e granulometria silte grosso.

Feldspatos: os grãos de microclina são sub-angulosos, e a geminação tartan está parcialmente preservada. Os grãos de plagioclásio são sub-angulosos, e as maclas polissintéticas estão bem preservadas. Os feldspatos têm granulometria variando de silte grosso a areia muito fina.

Minerais opacos: os grãos são angulosos a sub-arredondados, com hábito quadrático e acicular parcialmente preservado, e granulometria variando de silte médio a areia muito fina.

Mica: é incolor sem pleocroísmo (possivelmente muscovita), ou verde pleocróica (muscovita alterada para clorita), hábito lamelar típico, cor de interferência de segunda e terceira ordem e, por vez, é possível observar clivagem plano-paralela. A granulometria varia de silte grosso a areia fina.

Rutilo: grãos sub-anguloso, cor natural e de interferência vermelho amarronzado e amarelo amarronzado, relevo muito alto. Os grãos têm granulometria silte médio.

Zircão: é incolor, relevo muito alto, grãos arredondados (hábito elíptico), com um halo escuro ao seu redor, cor de interferência de terceira e quarta ordem e granulometria silte médio.

O zircão ocorre como grão detrítico.

Os bioclastos tem granulometria variando de silte grosso a areia fina. Bioclastos circulares preenchidos por material carbonático (incolor, relevo alto, cor de interferência de quarta ordem - rosa pastel) predominam na rocha.

Um fragmento lítico do arcósio descrito em C-X380D ocorre em uma amostra de calha. O fragmento é arredondado com granulometria areia grossa.

Arredondamento (quanto à fração granulométrico):

- Fração argila: não é possível observar por meio do microscópio petrográfico.
- Fração silte: os grãos de minerais desta fração são sub-angulosos.
- Fração areia: os grãos de minerais desta fração são sub-angulosos e o fragmento lítico é arredondado. Não foi possível decidir sobre o arredondamento dos bioclastos, já que grande parte têm uma estrutura circular.

Arredondamento (quanto à composição modal):

- Quartzo: grãos sub-angulosos e granulometria varia de silte grosso a areia muito fina.
- Carbonato: grãos sub-angulosos e granulometria silte grosso.
- Feldspatos: os grãos sub-angulosos e a granulometria varia de silte grosso a areia muito fina.
- Minerais opacos: os grãos são angulosos a sub-arredondados e granulometria varia de silte médio a areia muito fina.
- Mica: grãos angulosos (hábito preservado) e a granulometria varia de silte grosso a areia fina.
- Rutilo: grãos sub-anguloso e granulometria silte médio.
- Zircão: grãos arredondados e granulometria silte médio.
- Bioclastos: não foi possível decidir sobre o arredondamento dos bioclastos, já que grande parte têm uma estrutura circular. A granulometria varia de silte grosso a areia fina.
- Fragmento lítico: fragmento arredondado com granulometria areia grossa.

Seleção: moderadamente selecionado, haja vista que a maior parte do volume da porção cristalina e de bioclastos da rocha é areia fina, muito fina, silte grosso e silte médio.

Granulometria (baseado em **Wentworth ,1922**):

- 60% em volume da rocha está na fração argila, que representa a matriz da rocha.
- 28% em volume da rocha está na fração silte, que representa 20% dos grãos de minerais e 8% dos bioclastos da rocha.
- 12% em volume da rocha está na fração areia, que representa 7% dos bioclastos, 2% dos grãos de minerais da rocha e os fragmentos líticos.

Foliações: Ausente

Lineações: Ausente

Faturas: Presentes

Em algumas amostras de calha ocorrem fraturas com até 1,0 mm. Estas podem ser resultantes do processo de laminação, ou trata-se da porosidade secundária da rocha.

Veios: Ausentes

Outras Estruturas: Ausente

Classificação: Argilito fossilífero

ARCÓSEO

Código da Amostra: C₀_D

Composição Essencial: Carbonato: 20%, Feldspato: 15%, Fragmento Lítico: 2%, Mica: 10%, Minerais Opacos: 1%, Não Discriminado: 20%, Olivina: 1%, Quartzo: 29%, Rutilo: 1%, Zircão: 1%

Dois tipos de cimentos ocorrem na rocha:

Cimento silicoso ("não discriminado" na seção composição essencial) com as seguintes características óticas: cor natural beje amarelado e incolor, cor de interferência de primeira ordem (cinza escuro). Alguns minerais de alta birrefringência e com granulometria silte muito fino ocorrem nessa matriz argilosa. Algumas porções desse cimento estão recristalizadas, exibindo textura esferulítica e fibrosa (trata-se possivelmente de calcedônia).

Cimento carbonático, de cor natural incolor, relevo alto e cor de interferência rosa pastel. É possível observar lamelas coloridas em pelo menos uma direção. Em uma amostra de calha um grão de microclina está fraturado, e a fratura foi preenchida pelo cimento carbonático circundante.

O arcabouço da rocha é constituído pelos seguintes grão de minerais:

Olivina: grão anguloso, hábito bipiramidal parcialmente preservado, incolor, relevo alto, cor de interferência de terceira ordem. O grão de olivina tem granulometria silte grosso.

Zircão: é incolor, relevo muito alto, hábito arredondado (elíptico), exibindo um halo escuro ao seu redor, cor de interferência de terceira e quarta ordem. O zircão ocorre como grão detrítico (granulometria silte médio a silte grosso).

Rutilo: grãos sub-angulosos, cor natural e de interferência amarelo amarronzado, relevo muito alto e granulometria silte grosso.

Minerais opacos: grãos angulosos, com granulometria areia muito fina.

Mica: é incolor sem pleocroísmo (muscovita) ou verde pleocróica (muscovita alterando para clorita), hábito lamelar típico, cor de interferência de segunda e terceira ordem e, por vez, é possível observar clivagem plano-paralela. Alguns grãos de mica estão flexionados entre o cimento carbonático, e também entre grãos de quartzo o que pode indicar compactação diagenética incipiente. A granulometria areia fina a areia média.

Feldspatos: os grãos de microclina são sub-angulosos, e a geminação tartan está bem preservada, em geral. Os grãos de plagioclásio são sub-angulosos e as maclas polissintéticas estão bem preservadas também. Os feldspatos têm granulometria variando de areia muito fina a areia fina.

Quartzo: é incolor, relevo baixo, cor de interferência de primeira ordem. Os grão são sub-angulosos a sub-arredondados e podem ter extinção reta ou ondulante, podem ser límpidos ou com inclusões (vacúolos, minerais opacos e zircão), policristalinos. As características observadas sugerem diferentes fontes para os grão de quartzo. A granulometria do quartzo varia de areia muito fina a areia média.

Os fragmentos líticos são de rochas sedimentares pelíticas e suas característica são descritas a seguir. Os fragmentos são sub-angulosos a sub-arredondados com granulometria variando de areia muito fina. Fragmento lítico constituído por mica incolor, de hábito lamelar, cor de interferencia de terceira ordem orientadas e, por vez, flexionadas. Entre as micas ocorre um material incolor, relevo baixo, cor de interferência de primeira ordem (possivelmente um cimento silicoso).

Arredondamento (quanto à fração granulométrico):

- Fração argila: não é possível observar por meio do microscópio petrográfico.
- Fração silte: os grãos de minerais (olivina, rutilo e zircão) desta fração são angulosos a arredondados.
- Fração areia: os fragmentos líticos e grãos de minerais desta fração são angulosos a sub-arredondados.

Arredondamento (quanto à composição modal):

- Olivina: grão anguloso (hábito bipiramidal parcialmente preservado) e granulometria silte grosso.
- Zircão: grãos arredondados e granulometria silte médio a silte grosso.
- Rutilo: grãos sub-angulosos e granulometria silte grosso.
- Minerais opacos: grãos angulosos e granulometria areia muito fina.

- Mica: grãos angulosos (hábito preservado) e granulometria areia fina a areia média.
- Feldspatos: grãos sub-angulosos e granulometria variando de areia muito fina a areia fina.
- Quartzo: grão são sub-angulosos a sub-arredondados e granulometria variando de areia muito fina a areia média.
- Fragmentos líticos: sub-angulosos a sub-arredondados com granulometria areia muito fina.

Seleção: bem selecionado, haja vista que a maior parte do volume da porção cristalina (arcabouço) da rocha varia de areia muito fina a areia média.

Granulometria (baseado em **Wentworth, 1922**):

- 40% em volume da rocha está na fração argila, que representa o cimento da rocha.
- 3% em volume da rocha está na fração silte, que representa os grão de minerais zircão e rutilo.
- 57% em volume da rocha está na fração areia, que representa o arcabouço da rocha. Este arcabouço inclui fragmentos líticos, e os grãos de minerais da rocha.

Arcabouço Arenoso:

O contato entre os grãos de minerais é principalmente reto, e subordinadamente pontual, quando presente.

Alguns grãos de mica estão flexionados entre grãos de quartzo e também entre o cimento carbonático, o que pode indicar compactação diagenética incipiente.

Foliações: Ausente

Lineações: Ausente

Faturas: Ausentes

Veios: Ausentes

Outras Estruturas: Ausente

Classificação: Areia/Arenito

Com base na classificação de arenitos (**Dott, 1964**) a rocha é um arcósio.