UNIVERSIDADE FEDERAL FLUMINENSE

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA E GEOFÍSICA

POS-GRADUAÇÃO DINÂMICA DOS OCEÂNOS E DA TERRA

TESE DE DOUTORADO

FILIPE VIDAL CUNHA SANTA ROSA SOARES DE OLIVEIRA

IDENTIFICAÇÃO DE FÁCIES ÍGNEAS INTRUSIVAS E EXTRUSIVAS ATRAVÉS DE PERFIS GEOFÍSICOS CONVENCIONAIS A POÇO ABERTO, NAS BACIAS DE SANTOS, PARNAÍBA E PARANÁ

Niterói, RJ

2023

FILIPE VIDAL CUNHA SANTA ROSA SOARES DE OLIVEIRA

IDENTIFICAÇÃO DE FÁCIES ÍGNEAS INTRUSIVAS E EXTRUSIVAS ATRAVÉS DE PERFIS GEOFÍSICOS CONVENCIONAIS A POÇO ABERTO, NAS BACIAS DE SANTOS, PARNAÍBA E PARANÁ

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Dinâmica dos Oceanos e da Terra do Departamento de Geologia e Geofísica da Universidade Federal Fluminense, como requisito parcial à obtenção do título de Doutor em Geologia.

Orientadores:

Prof. Ph.D. ANTONIO FERNANDO MENEZES FREIRE

Drª. ISABELA DE OLIVEIRA CARMO

Niterói, RJ
2023

FICHA CATALOGRÁFICA

Ficha catalográfica automática - SDC/BIG
Gerada com informações fornecidas pelo autor

D278i De Oliveira, FILIPE VIDAL CUNHA SANTA ROSA SOARES
IDENTIFICAÇÃO DE FÁCIES ÍGNEAS INTRUSIVAS E EXTRUSIVAS ATRAVÉS DE PERFIS GEOFÍSICOS CONVENCIONAIS A POÇO ABERTO, NAS BACIAS DE SANTOS, PARNAÍBA E PARANÁ / FILIPE VIDAL CUNHA SANTA ROSA SOARES De Oliveira. - 2023.
182 f.: il.

Orientador: ANTONIO FERNANDO MENEZES FREIRE.
Coorientador: ISABELA DE OLIVEIRA CARMO.
Tese (doutorado)-Universidade Federal Fluminense, Instituto de Geociências, Niterói, 2023.

1. Rochas Ígneas. 2. Perfis Geofísicos. 3. Poços de Petróleo. 4. Petrofísica. 5. Produção intelectual. I. FREIRE, ANTONIO FERNANDO MENEZES, orientador. II. CARMO, ISABELA DE OLIVEIRA, coorientadora. III. Universidade Federal Fluminense. Instituto de Geociências. IV. Título.

CDD - XXX

Bibliotecário responsável: Debora do Nascimento - CRB7/6368

FILIPE VIDAL CUNHA SANTA ROSA SOARES DE OLIVEIRA

IDENTIFICAÇÃO DE FÁCIES ÍGNEAS INTRUSIVAS E EXTRUSIVAS ATRAVÉS DE PERFIS GEOFÍSICOS CONVENCIONAIS A POÇO ABERTO, NAS BACIAS DE SANTOS, PARNAÍBA E PARANÁ

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Dinâmica dos Oceanos e da Terra do Departamento de Geologia e Geofísica da Universidade Federal Fluminense, como requisito parcial à obtenção do título de Doutor em Geologia.

Aprovado em 31 de março de 2023.

BANCA EXAMINADORA:

_____

Prof. Ph.D. Antonio Fernando Menezes Freire – UFF (Orientador)

_____

Drª. Isabela de Oliveira Carmo – PETROBRAS (Coorientadora)

_____

Prof. Dr. Lucas de Magalhães May Rossetti - UFMT

_____

Dr. Roberto Salvador Francisco d'Avila - PETROBRAS

_____

Dr. Joao Marinho de Morais Neto - PETROBRAS

_____

Prof. Dr. Francisco Romério Abrantes Júnior - UFF

_____

Prof. Dr. Cleverson Guizan Silva - UFF

Niterói, RJ

2023

AGRADECIMENTOS

Agradeço inicialmente à Petrobras pelo apoio ao meu projeto de doutorado e pelo incentivo dos meus gestores Pedro Cezar, Bruna Silva, Ana Paula e Lea Pedro; à ANP pela liberação dos dados dos poços que possibilitaram tal estudo; e à Universidade Federal Fluminense (UFF) que aceitou meu projeto e cedeu seu espaço para tal estudo.

Agradeço aos meus orientadores Fernando Freire e Isabela Carmo pela paciência e todo conhecimento que me foi passado, desde experiência até conhecimentos técnicos e morais; ao Bruno Tosta, petrofísico da Petrobras, por toda ajuda relacionada ao entendimentos deste assunto; também aos colegas que me ajudaram durante o processo na UFF, como Bruna Maia, Bruna Silva, Gabriel Marins, Carlos Saraiva, Lídia Calonio, Luíza Ribeiro, Jeniffer Alves, Ramir Pimentel e Ricardo Melo; e a outros professores do projeto Parnaíba que sempre se propuseram a me ajudar quando solicitados, como Cleverson Guizan, Francisco Abrantes e Carla Semiramis.

Por último, mas não menos importante, agradeço a minha família, meu filho Arthur Henrique, minha mãe Rosemar Vidal, meu pai Antonio Cesar e minha esposa Raphaela Cristina, pelo apoio incondicional e por todo tempo que abdiquei deles para este fim.

RESUMO

A identificação correta das rochas ígneas é fundamental durante a perfuração para o sucesso da avaliação inicial do seu papel nos sistemas petrolíferos. Estas rochas apresentam características em perfis geofísicos a poço aberto que são distintas das rochas sedimentares. Após a calibração com dados laboratoriais, propomos métodos para identificar e caracterizar rochas ígneas utilizando perfis geofísicos convencionais. Um dos métodos consiste no cruzamento entre perfis de densidade e fator fotoelétrico para identificar rochas ígneas básicas em seções sedimentares, denominado "feição de Igneabilidade". Esta feição utiliza o perfil de densidade na escala 2,0 a 3,0 g/cm³ na mesma trilha que o perfil de fator fotoelétrico na escala invertida, de 12 a 2 b/e. Então, quando o perfil de densidade está à direita do fator fotoelétrico, denota a presença de rocha ígnea básica. As rochas ígneas ácidas também foram estudadas e caracterizadas por um método complementar, que consiste no cruzamento entre o perfil de raios gama e um fator calculado a partir das curvas de densidade e do fator fotoelétrico. Assim, este método abrange a maioria das variedades de rochas ígneas encontradas nas bacias brasileiras, tais como as bacias de Santos, Parnaíba e Paraná. Além da identificação das rochas ígneas, foi desenvolvido um método para identificar suas variações estruturais e morfológicas, assim como seu ambiente de formação, extrusivo ou intrusivo. Para isso é possível identificar sua composição a partir de perfis de raios gama e pela relação entre densidade e neutrão, pode-se identificar sua estrutura usando o método de empilhamento de eletrofácies, que a partir da repetição de certas eletrofácies é possível caracterizá-la como intrusiva, extrusiva subaérea ou extrusiva subaquosa, e ainda propor as morfologias de lava presentes, como *pillow lavas*, brechas, *pahoehoe* composta, *pahoehoe* inflada ou *rubbly pahoehoe*. Com todo o entendimento de morfologia e faciologia das lavas, foi feita uma avaliação petrofísica com intuito de entender as melhores eletrofácies para seu funcionamento como reservatório não convencional.

Palavra-Chave: perfis geofísicos; rochas ígneas; petrofísica; morfologia de lava.

ABSTRACT

The correct identification of igneous rocks is of fundamental importance during drilling and to the quality of the initial assessment of their role in the petroleum systems. These rocks show characteristics in geophysical well logs that are distinct from those of sedimentary rocks. After calibrating with laboratory data, we propose methods to identify and characterize igneous rocks using basic geophysical logs. This method consists of a crossover between bulk density and photoelectric factor logs to identify basic igneous rocks in sedimentary sections, named "igneability feature". This log feature consists in using the bulk density log on the scale 2.0 to 3.0 g/cm³ on the same track as the photoelectric factor log on the inverted scale, from 12 to 2 b/e. Then, when density log is to the right of the photoelectric factor, it denotes the presence of basic igneous rock. Acid igneous rocks were also studied and characterized by a complementary method, which consist in a crossover between the gamma ray log and a factor calculated from the bulk density and photoelectric factor logs curves. Thus, this method covers most of the varieties of igneous rock found in the Brazilian basins, such as Santos, Parnaíba and Paraná. In addition to the identification of igneous rocks, a method was developed to understand their structural and morphological variations, as well as their formation environment, whether extrusive or intrusive. For this, it is possible to identify its composition from gamma ray well logs and by the relationship between density and neutron logs, to identify its structure using the electrofacies stacking method, which from the repetition of certain electrofacies it is possible to characterize it as intrusive, subaerial extrusive or subaqueous extrusive igneous rocks, and also to propose the lava morphologies present, such as pillow lavas, breccias, compound pahoehoe, sheet pahoehoe or rubbly pahoehoe. With all the understanding of morphology and faciology of the lavas and intrusion, a petrophysical evaluation was done to understand the best electrofacies for its function as an unconventional reservoir.

Keywords: well logs; igneous rocks; petrophysics; lava morfology.

Sumário

1. INTRODUÇÃO 1
2. OBJETIVOS 3
2.1. OBJETIVO PRINCIPAL 3
2.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS 3
3. LOCALIZAÇÃO 4
4. CONTEXTO REGIONAL 7
4.1. BACIA DE SANTOS 7
4.2. BACIA DO PARNAÍBA 8
4.3. BACIA DO PARANÁ 10
5. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA 12
5.1. PERFIS GEOFÍSICOS E O AMBIENTE DE PERFURAÇÃO 12
5.1.1. Perfil de Raios Gama (GR) 15
5.1.2. Perfil de Resistividade (RES) 16
5.1.3. Perfil Sônico (DT) 17
5.1.4. Perfil de Densidade (RHOB) 17
5.1.5. Perfil de Fator Fotoelétrico (PEF) 19
5.1.6. Perfil de Neutrão (NPHI) 20
5.1.7. Perfil Litogeoquímico (ECS) 21
5.1.8. Perfil Ressonância Magnética Nuclear (NMR) 21
5.1.9. Perfis de Imagem acústica e resistiva (IMac; IMres) 22
5.2. ROCHAS ÍGNEAS: CLASSIFICAÇÃO E FÁCIES 23
5.2.1. Classificação das rochas vulcânicas e subvulcânicas 24
5.2.2. Minerais formadores de rochas ígneas e a série de Bowen 28
5.2.3. Rochas ígneas intrusivas 29
5.2.4. Derrames basálticos e suas fácies 32
5.2.5. Classificação das rochas vulcanoclásticas 37
5.3. ROCHAS ÍGNEAS: IDENTIFICAÇÃO USANDO PERFIS GEOFÍSICOS 38
5.3.1. Métodos gráficos para identificação de rochas ígneas 42
5.3.2. Interpretação de rochas ígneas em perfis na bacia do Parnaíba 44
5.3.3. Rochas ígneas da bacia de Santos 46
6. MATERIAIS E MÉTODOS 48
6.1. PERFIS GEOFÍSICOS 50
6.2. DESCRIÇÃO DAS AMOSTRAS 51

6.3. DETALHAMENTO DAS ANÁLISES GERADAS A PARTIR DE AMOSTRAS DE CALHA E AMOSTRAS LATERAIS 51
6.4. SEPARAÇÃO ENTRE ROCHAS ÍGNEAS E ROCHAS SEDIMENTARES 54
6.5. CARACTERIZAÇÃO DAS ROCHAS ÍGNEAS INTRUSIVAS 55
6.6. CARACTERIZAÇÃO DAS MORFOLOGIAS DE LAVAS SUBAÉREAS EM BASALTOS 56
6.7. IDENTIFICAÇÃO DE DERRAMES BASÁLTICOS SUBAQUOSOS 56
7. RESULTADOS 57
7.1. ANÁLISES EM ROCHA 57
7.1.1. Caracterização das rochas ígneas na bacia de Santos 57
7.1.2. Caracterização de rochas ígneas na bacia do Parnaíba 66
7.2. COMPARAÇÃO DOS PERFIS GEOFÍSICOS CONVENCIONAIS COM DADOS DE ROCHA PARA DISCRIMINAÇÃO ENTRE ROCHAS ÍGNEAS E SEDIMENTARES 72
7.2.1. A feição de Igneabilidade 73
7.2.1. O fator de Igneabilidade 80
7.2.2. Feição de Igneabilidade para ígneas ácidas 85
7.2.3. Os perfis de Raios Gama, Densidade e Neutrão nas rochas ígneas 87
7.3. CARACTERIZAÇÃO DAS ÍGNEAS INTRUSIVAS 90
7.3.1. Divisão quanto à feição de Raios Gama 90
7.3.2. Variações nos perfis geofísicos entre as intrusivas 94
7.4. CARACTERIZAÇÃO DAS VULCÂNICAS BÁSICAS NA BACIA DE SANTOS 96
7.4.1. Análise de perfis de Imagem resistiva e acústica 96
7.4.2. Padrão de respostas de perfis geofísicos no poço 1-BRSA-1050-SPS 98
7.4.3. Padrão de respostas de perfis geofísicos no poço 3-BRSA-1343-RJS 102
7.4.4. Padrão de respostas de perfis geofísicos no poço 3-BRSA-1255-RJS 103
7.4.5. Poços com padrão de respostas em perfis análogos ao 1-BRSA-1050-SPS 105
7.4.6. Poços com padrão de respostas em perfis análogos aos poços 3-BRSA-1343-RJS e 3-BRSA-1255-RJS 105
7.5. CARACTERIZAÇÃO DAS ROCHAS ÍGNEAS ÁCIDAS 111
7.5.1. Análise de perfis de Imagem acústica no poço 3-BRSA-755A-RJS 111
7.5.2. Padrão em perfis geofísicos no poço 3-BRSA-755A-RJS 111
7.5.3. Poços com padrão de respostas em perfis análogos ao 3-BRSA-755A-RJS 114
8. DISCUSSÕES 117
8.1. INTERPRETAÇÃO DA COMPOSIÇÃO DAS ROCHAS ÍGNEAS USANDO PERFIS GEOFÍSICOS 117
8.1.1. Falsos positivos na feição de Igneabilidade 117
8.1.2. Falsos negativos em rochas ígneas extrusivas 118

8.1.3. Identificação da rocha vulcânica básicas e suas fácies utilizando a feição de Igneabilidade 119
8.1.4. Critérios para identificação de rochas ígneas 120
8.2. VARIAÇÃO COMPOSICIONAL NAS SOLEIRAS DE DIABÁSIO 123
8.3. DISTINÇÃO ENTRE INTRUSÕES E DERRAMES BÁSICOS 126
8.3.1. Características relacionadas às intrusões 126
8.3.2. Características relacionadas a derrames básicos 126
8.3.3. Distinção entre derrames subaéreos e derrames subaquosos 127
8.4. DISTINÇÃO DAS MORFOLOGIAS DE LAVA EM DERRAMES SUBAÉREOS BÁSICOS 128
8.5. DISTRIBUIÇÃO DE MORFOLOGIAS E ESTRUTURAS EM DERRAMES SUBAQUOSOS 130
8.6. DISTINÇÃO ENTRE ROCHAS ÍGNEAS ÁCIDAS COERENTES E VULCANOCLÁSTICAS.....134
8.7. ALTERAÇÃO DAS ROCHAS ÍGNEAS EM PERFIL 136
8.8. UTILIZAÇÃO DE PERFIS GEOFÍSICOS DE RESISTIVIDADE, SÔNICO E DENSIDADE PARA ENTENDER A ESTRUTURA DA ROCHA ÍGNEA BÁSICA OU ÁCIDA 137
8.9. CONSIDERAÇÕES QUANTO A PETROFÍSICA DAS ROCHAS ÍGNEAS 138
9. CONCLUSÕES 141
10. REFERÊNICAS BIBLIOGRÁFICAS.....143
11. ANEXOS 154
11.1. PETROGRAFIA DAS 37 AMOSTRAS LATERAIS ESTUDADAS, DISCRIMINANDO CLASSIFICAÇÃO MINERALÓGICA, TEXTURA, ESTRUTURA, CRISTALINIDADE, MINERALOGIA E PERCENTUAL DE ALTERAÇÃO. 154
11.2. ELEMENTOS MAIORES DE AMOSTRAS LATERAIS DE NOVE POÇOS ESTUDADOS DA BACIA DE SANTOS. 156
11.3. ARTIGO PUBLICADO NA BRAZILIAN JOURNAL OF GEOPHYSICS. 160

ÍNDICE DE TABELAS

Pág.

Tabela 1: Relação dos poços usados no projeto com a bacia, registrando o tipo de amostra usada para comparar com os perfis e as análises. 49

Tabela 2: Resultados de difração de raios-x das quatro amostras feitos nos métodos de rocha total e argilominerais, indicando os minerais encontrados em cada método. 61

Tabela 3: Resultados de QEMSCAN® de três amostras laterais do poco 1-BRSA-1050-SPS, com a quantificação dos principais minerais encontrados. Minerais não identificados pela biblioteca do QEMSCAN® são denominados como “outros”. 62

Tabela 4: Relação entre falsos positivos e falsos negativos na feição da Igneabilidade para cada tipo de rocha e como identificá-los. *A zona de arrombamento aplica-se a qualquer rocha. 79

Tabela 5: Relação entre os tipos de rochas ígneas apresentadas neste trabalho e como identificá-las a partir da feição de Igneabilidade, DRDN, GR e RES. 85

Tabela 6: Divisão das eletrofácies baseadas nos perfis de GR, RES, RHOB, DT e NPHI. 99

ÍNDICE DE FIGURAS

Pág.

Figura 1: Mapa de localização das três bacias estudadas. Os números representam o agrupamento de poços muito próximos para serem representados nessa escala, listados na tabela a esquerda. 4

Figura 2: Mapa de localização dos poços estudados na bacia de Santos. 5

Figura 3: Mapa de localização dos poços no norte da bacia do Parnaíba, região do Parque dos Gaviões. 6

Figura 4: Esquema apresentando os ambientes de poço, com a zona virgem, a zona invadida e influência do reboco na parede do poço (modificado de Bassiouni, 1994). 13

Figura 5: Variação da pressão que o fluido faz na formação com o aumento da profundidade, devido ao seu peso, em comparação com a pressão de poros e a pressão de fratura (modificado de Zoback, 2007). 13

Figura 6: Esquema da perfuração de um poço com a circulação do fluido de perfuração, que sai pela broca e retorna pelo anular levando o cascalho cortado pela broca, e mostra as variações de calibre do poço ao longo da perfuração (modificado de Ellis & Singer, 2008). 14

Figura 7: Gráfico comparando a resolução vertical com a profundidade de investigação de cada ferramenta a cabo (modificado de Bond et al, 2010). 16

Figura 8: Esquema ilustrando as diferentes intensidades de raios gama e as diferentes interações com o átomo, mostrando o fenômeno gerado por cada uma, absorção fotoelétrica, espalhamento Compton e produção de pares (modificado de Ellis & Singer, 2008). 18

Figura 9: Relação de número atômico dos elementos afetados pelo raio gama e sua intensidade em MeV, que indica qual fenômeno é formado (modificado de Ellis & Singer, 2008). 18

Figura 10: Relação de perda de energia do nêutron com a distância da ferramenta até o mesmo ser absorvido (Nery, 2005). 20

Figura 11: Esquema da ferramenta dentro do poço e o caminho que o nêutron emitido faz na formação até ser capturado (Nery, 2005). 21

Figura 12: Esquema mostrando o ângulo das camadas no poço em comparação com o obtido nos perfis de imagem (modificado de Rider, 2002). 23

Figura 13: Comparação entre os perfis de imagem resistiva e acústica em basalto, e dois modos de apresentação do perfil de imagem acústica, estático e dinâmico, sendo que este apresenta maior variação de tonalidade (modificado de Fornero et al., 2019). 23

Figura 14: Diagrama QAPF para classificação de rochas vulcânicas a partir da mineralogia. Figura modificada de Le Maitre et al. (2002), baseada em Streckeisen (1978). 25

Figura 15: Diagrama TAS para classificação de rochas vulcânicas a partir da composição geoquímica. Figura de Le Maitre *et al.* (2002) baseada em Le Bas *et al.* (1986). 26

Figura 16: Diagrama TAS para classificação de rochas vulcânicas a partir da composição geoquímica (teor de SiO_2 x Na_2O+K_2O) com as curvas que separam diversos tipos de rochas segundo a classificação de Le Maitre et al. (2002) baseado em Le Bas et al. (1986). Figura de Gill (2014) com as curvas X-Z

(vulcânicas gerais) e X-Y (basaltos havaianos) propostas, respectivamente, por Miyashiro (1978) e Macdonald & Katsura (1964). 28

Figura 17: Série de reações de Bowen mostrando as séries descontínua e contínua dos principais minerais em rochas subalcalinas (modificado de Bowen, 1922). 29

Figura 18: Esquema mostrando o sentido de cristalização em uma soleira, da borda para o centro, com sua variação de temperatura e concentração de cristais. Quando há presença de fenocristais ou novo aporte magmático, este processo apresenta uma variação composicional entre topo e base, conforme mostrado nos gráficos de profundidade por percentual de máficos, densidade e MgO (Marsh, 2015). 31

Figura 19: Esquemas mostrando detalhes relacionados às soleiras: A) Borda da soleira com liberação de fluidos afetando a rocha sedimentar encaixante (modificado de Planke et al., 2005); B) Modelo esquemático de uma soleira típica em duas dimensões (modificado de Polteau et al., 2008); C) Modelo esquemático da soleira em três dimensões (modificado de Polteau et al., 2008). 31

Figura 20: Esquemas dos principais formatos de corpos intrusivos, mostrando sua função de interligar os ambientes vulcânico e plutônico e a relação entre diques e soleiras (Jerram, 2011). 32

Figura 21: Gráfico relacionando a variação de viscosidade da lava com a taxa de efusão do vulcão para dividir as diversas morfologias de lava em duas categorias: simples ou compostas (modificado de Walker, 1971). 33

Figura 22: Esquema mostrando a variação morfológica das lavas pahoehoe a partir da variação da taxa de efusão (modificado de Self, 1998). 34

Figura 23: Esquema modificado de Duraiwami et al. (2014) mostrando os diferentes tipos de morfologias de lava e suas classificações segundo Walker (1971). 35

Figura 24: Exemplos dos três principais tipos de lavas subaquosas (modificado de White et al., 2015). 36

Figura 25: a) Lava lobada durante o processo e depois da solidificação; b) Pillow lavas infladas durante o processo e após a solidificação; c) Monte de pillow lavas (modificado de Chadwick et al., 2013). ...36

Figura 26: Ilustração de Umino (2012) mostrando a evolução de uma lava em lençol subaquosa ao chegar a um declive topográfico, formando *pillow lavas* e hialoclastitos devido à quebra da carapaça vítrea. 37

Figura 27: Diagrama ternário para classificação descritiva de rochas vulcanoclásticas conforme Le Maitre et al. (2002) apud Fisher (1966). 38

Figura 28: Perfis esquemáticos que mostram a variação dos perfis em um derrame simples: A) comparação de um derrame simples com as variações dos perfis de RHOB e Vp (modificado de Nelson et al., 2009); B) comparação do tamanho e volume de vesículas preenchidas com argilominerais com os perfis de GR, RES, RHOB e Vp (modificado de Bucker et al., 1998). 40

Figura 29: Exemplos de estruturas observadas com perfis de imagem resistiva e acústica: A) brechas hialoclastíticas e pillow lavas observadas em perfil de imagem resistiva (modificado de Watton et al., 2014); B) basalto vesiculado observado em um perfil de imagem acústica (modificado de Jerram et al., 2019); C) autobrecha basáltica observada em um perfil de imagem acústica (modificado de Jerram et al., 2019). 40

Figura 30: Exemplos de respostas em perfil de rochas ígneas intrusivas: A) um diabásio e sua resposta em Vp, que pode ser associado ao perfil DT, sendo inversamente proporcional (modificado de Planke et al., 1999); B) uma soleira de andesito e suas respostas em perfis de GR e RES (modificado de Spacapan et al., 2019). 41

Figura 31: Crossplots para identificar os tipos de rochas ígneas usando perfis geofísicos: A) GR x Th para separar ígneas básicas, intermediárias e ácidas (modificado de Ran et al., 2014); B) RHOB x NPHI para separas ígneas básicas, intermediárias e ácidas (modificado de Ran et al., 2014); C) GR x Th para separas ígneas basaltos, andesitos, riolito e vulcanoclásticas ácidas (modificado de Liu et al., 2013). 42

Figura 32: Crossplots para identificar o tipo de rocha ígnea usando perfis geofísicos convencionais e litogeoquímico: A) GR x RHOB para separar ígneas basalto, andesito, dacito e riolito, indicando zonas de lava coerente e vulcanoclástica, assim como trends de alteração e fraturamento (modificado de Zou et al., 2013); B) Teores estimados de Si e Al do perfil litogeoquímico usado para separar rochas ígneas ácidas, intermediárias e básicas (modificado de Ran et al., 2014); C) GR x DT para separar ígneas basalto, andesito, dacito e riolito, indicando zonas de lava coerente e vulcanoclásticas, assim como trends de alteração e fraturamento (modificado de Zou et al., 2013); D) Fe x Ti do perfil litogeoquímico para separar rochas ígneas ácidas, intermediárias e básicas (modificado de Ran et al., 2014). 43

Figura 33: Crossplots para identificar o tipo de rocha ígnea usando perfis geofísicos comumente utilizados no Brasil: A) NPHI x RHOB comparando cada tipo de rocha ígnea com os trends característicos dos principais reservatórios sedimentares (Souza-Lima et al., 2006); B) GR x DT indicando as respostas esperadas para cada tipo de rocha ígnea para estes dois perfis (Souza-Lima et al., 2006). 44

Figura 34: Modelos para a formação das trapas na bacia do Parnaíba: A) amalgamento de soleiras; B) expansão lateral (modificado de Miranda et al., 2018). 45

Figura 35: Feições de GR e outros perfis em intrusões na bacia do Parnaíba: a) “feição barriguda”; b) “feição caixote” (Trosdtorf Jr. et al., 2018). 46

Figura 36: Padrão de empilhamento de fácies que definem diferentes tipos morfológicos, reconhecidos por feições texturais e estruturais em perfis de imagem e corroborados por feições petrograficas (modificado de Fornero et al., 2019). 47

Figura 37: Fluxograma da aquisição de dados junto à ANP, para cada bacia estudada, e o processos de avaliação e interpretação destes dados. 48

Figura 38: Processo de preparação das amostras de calha para descrição: A) separação de alíquota para preparação; B) Lavagem com água e detergente neutro; C) Amostra pronta e limpa para ser analisada; D) Estereomicroscópio Binocular - Stemi 508. 51

Figura 39: Processo de preparação das amostras de calha para análise de fluorescência de raios-x: A) Após a amostra secar na estufa a 40°C, é feita a moagem em graal de ágata; B) Utilização de um sample cup para inserir a amostra moída usando o método do pó solto; C) Análise no Malvern Panalytical's EPSILON 1. 53

Figura 40: Processo de preparação das amostras de calha para análise de difração de raios-x: A) Utilização de um sample rolder para inserir a amostra moída em moinho de bolas de tungstênio; C) Análise no D2 Phaser Bruker. 54

Figura 41: Fluxograma mostrando o processo de estudo dos perfis em cada tipo de rocha ígnea e a comparação com as análises laboratoriais. 55

Figura 42: Perfis esquemáticos dos poços estudados na bacia de Santos com as indicações de presença de rochas ígneas a partir de descrição macroscópica de amostras laterais disponibilizadas pela ANP. A profundidade usada é a medida. 58

Figura 43: Fácies basálticas do poço 1-BRSA-1050-SPS: Fotografia do topo das amostras laterais (1ª linha), microfotografia de detalhe da composição e textura de quatro facies basálticas em lâminas petrográficas, com nicol paralelo (2ª linha) e cruzado (3ª linha). A) basalto amigdaloidal com amígdalas preenchidas por clorita/esmectita (6447,6 m); B) basalto amigdaloidal com amígdalas preenchidas por clorita/esmectita (6488,8 m); C) brecha basáltica (6518,0 m); D) basalto porfirítico com matriz maciça (6539,0 m). 59

Figura 44: Fácies basálticas do poço 1-BRSA-1050-SPS: Fotografia do topo das amostras laterais (1ª linha), microfotografia de detalhe da composição e textura de quatro facies basálticas em lâminas petrográficas, com nicol cruzado (2ª linha) e paralelo (3ª linha). A) brecha basáltica referente à profundidade 6577,0 m; B) basalto porfirítico com matriz maciça referente à profundidade 6633,0 m; C) basalto porfirítico com matriz maciça referente à profundidade 6683,0 m; D) basalto porfirítico com matriz maciça referente à profundidade 6715,0 m. 60

Figura 45: Imagem QEMSCAN® de uma amostra muito alterada na profundidade 6488,8 m evidenciando a substituição dos piroxênios por clorita ou outros minerais argilosos, e a alteração do plagioclásio para albita, K-feldspato e illita. 61

Figura 46: Diagrama TAS (Le Maitre et al., 2002) mostrando a classificação das rochas ígneas estudadas a partir de análises geoquímicas em amostras laterais na bacia de Santos, separadas por poço. 62

Figura 47: Crossplots comparando a porosidade medida em laboratório a partir de amostras laterais com alguns perfis geofísicos evidenciam as variações a partir das diferentes fácies vulcânicas: A) NPHI x ϕ; B) RES x ϕ; C) DT x ϕ; D) RHOB x ϕ. 63

Figura 48: Crossplots comparando a permeabilidade medida em laboratório a partir de amostras laterais com alguns perfis geofísicos, evidenciando variações a partir das diferentes fácies vulcânicas: A) GR x k; B) RES x k; C) DT x k; D) RHOB x k. 64

Figura 49: Crossplots comparando dados obtidos em laboratório a partir de amostras laterais com alguns perfis geofísicos, evidenciando variações a partir das diferentes fácies vulcânicas: A) RHOB x DT, para obter os valores de densidade e tempo de trânsito da matriz; B) ϕ_{perfil} x $\phi_{lab.}$, comparação entre porosidade medida em laboratório com a porosidade calculada a partir dos perfis de DT e RHOB, sendo que a calculada a partir do RHOB foi feita a partir de dois métodos, um com a densidade da matriz obtida a partir do gráfico A e outra a partir da densidade da matriz medida em laboratório; C) RHOB x $DEN_{lab.}$, comparação entre a densidade bulk calculada a partir da densidade de matriz e porosidade obtidas em laboratório com o RHOB; D) GR x DEN_{matriz}, comparação entre densidade de matriz medida em laboratório e os valores de GR mostrando um claro trend. 65

Figura 50: Perfil de raios gama de uma soleira do poço 4-OGX-49-MA e fotografia de amostras de calha provenientes de diferentes zonas da soleira: A) zona acima da anomalia de GR, apresentando plagioclásio, piroxênio/anfibólio e olivina; B) zona da "barriga" (anomalia de GR), com plagioclásio e piroxênio; C) zona de predominância dos óxidos, mostrando magnetita octaédrica; D) zona da olivina, mostrando cristal de olivina. 67

Figura 51: Perfil de raios gama de uma soleira do poço 1-OGX-93-MA e fotografia de amostras de calha provenientes de diferentes zonas da soleira: A) topo da soleira, apresentando plagioclásio, piroxênio/anfibólio e olivina; B) meio da soleira, apresentando plagioclásio, piroxênio/anfibólio e olivina. 68

Figura 52: Soleira do poço 3-PGN-5-MA mostrando a “feição barriguda” no perfil de GR e os principais elementos da análise por XRF em amostras de calha. Onde, 1) corresponde a primeira zona, acima da anomalia de GR; 2) a zona da anomalia de GR, onde foi possível observar aumento dos valores de K, P, Rb, Zr, Y e Si; 3) a zona de aumento de Fe e Ti; 4) a zona corresponde ao aumento de Mg, Cr e Ni. ...70

Figura 53: Soleira do poço 1-OGX-93-MA mostrando a “feição caixote” no perfil de GR e os principais elementos da análise por XRF em amostras de calha. 71

Figura 54: Dois difratogramas de raios-x obtidos em amostras de calha do poço 1-OGX-101-MA em uma soleira com a “feição barriguda”. Minerais identificados: plagioclásio, piroxênio, anfibólio, magnetita, olivina e quartzo, sendo o quartzo relacionado ao processo de preparação em graal de ágata ou a fração dos arenitos encaixantes. 72

Figura 55: Três poços que apresentam casos diferentes com da feição de Igneabilidade: A) Poço 1-OGX-110-MA na Bacia do Parnaíba mostrando alguns intervalos de diabásio (vermelho no track 3) intrudidos em arenitos (amarelo no track 3), siltitos (castanho no track 3) e folhelhos (verde no track 3); B) Poço 3-BRSA-1255-RJS na Bacia de Santos mostrando carbonatos Pré-sal (azul claro no track 3) abaixo de uma camada de anidrita (rosa no track 3) com duas ígneas associadas: uma intrusão de diabásio (vermelho no track 3) em rochas carbonáticas (azul escuro no track 3) e basaltos (vermelho escuro no track 3); a anidrita forma um falso negativo na feição de Igneabilidade; C) Poço 1-BRSA-876A-SPS na Bacia de Santos mostrando o contacto entre uma diabásio (vermelho no track 3) e a halita de Formação Ariri (branco no track 3). 76

Figura 56: Três poços que apresentam casos diferentes com a feição de Igneabilidade: A) Poço 1-OGX-93-MA na Bacia do Parnaíba mostrando alguns intervalos de diabásio (verde no track 3) intrudido em folhelhos geradores (branco no track 3) da Formação Pimenteiras. B) Poço 3-BRSA-1305A-RJS na Bacia de Santos mostrando um diabásio (vermelho no track 3) intrudido em carbonatos do Pré-sal (azul claro no track 3) formando uma zona metamórfica de contato gradacional em perfis de poços (azul escuro no track 3), acima das demais litologias, uma anidrita (rosa no track 3); c) Poço 1-SJ-1-PR na Bacia do Paraná mostrando soleiras de diabásio (1 e 2 em vermelho no track 3) e riolito (3 em laranja no track 3) numa seção sedimentar indiferenciada (branco no track 3), além de possíveis diques de diabásio (4 e 5 em vermelho no track 3). 77

Figura 57: Dois poços que apresentam casos diferentes de falsos positivos da feição de Igneabilidade: A) Poço 1-OGX-110-MA na Bacia do Parnaíba mostrando um diabásio (vermelho no track 3) intrudido numa seção sedimentar composta por folhelhos (verde no track 3), carbonatos (azul no track 3) e anidrita (rosa no track 3); B) Poço 3-BRSA-1305A-RJS na Bacia de Santos mostrando carbonatos do Pré-sal (azul claro no track 3) com uma zona de arrombamento (breakouts) evidenciada pelo perfil de calibre do poço. 78

Figura 58: Três poços que apresentam casos diferentes da feição de Igneabilidade em sequências basálticas: A Poço 3-BRSA-1343-RJS, na Bacia de Santos, mostra basaltos (castanho-avermelhado no track 3) intercalados com sedimentos (castanho no track 3), ambos abaixo do carbonato (azul no track 3) e folhelho (verde no track 3) ; B) Poço 3-BRSA-1050-SPS, na Bacia de Santos, mostra basaltos

(castanho-avermelhado no track 3) subaéreos (de acordo com Fornero et al., 2019) intercalado com siltitos (castanho no track 3) e carbonato (azul no track 3); C) Poço 3-ELPS-8-PR, na Bacia do Paraná, mostra basaltos (castanho-avermelhado no track 3) da formação Serra Geral sobre arenitos eólicos (amarelo no track 3) da formação Botucatu. 81

Figura 59: Dois crossplot de frequência mostrando o comportamento padrão das rochas ígneas ácidas e básicas: A) Crossplot entre GR e Ig indicando zonas específicas para os dois tipos de vulcânicas; B) Crossplot entre RES e Ig mostrando uma tendência de variação de Ig em função da resistividade nas rochas ígneas básicas. As cores dos pontos indicam a frequência. 82

Figura 60: Dois crossplot de frequência relacionando Ig com outros perfis de poços em rochas ígneas básicas: A) Relaciona o Ig e o DT, indicando uma tendência de variação entre eles; B) Relaciona o Ig com a porosidade de argila da RMN, indicando também uma tendência entre eles. 83

Figura 61: Dois Crossplot de frequência, onde os pontos vermelhos indicam uma maior concentração destes e os azuis indicam uma menor concentração: A) Crossplot RHOB x NPHI mostrando as linhas de variação de porosidade de arenito, calcário e dolomito, com duas nuvens de pontos distintas, a superior relacionada com as vulcânicas ácidas e a inferior relacionada com as vulcânicas básicas; B) Crossplot DRDN (calculado de acordo com Freire et al., 2019) por Ig mostrando que as vulcânicas ácidas têm Ig positivo e uma variação entre RHOB e NPHI semelhante a um arenito, enquanto as vulcânicas básicas têm Ig negativo e DRDN positivo, semelhante aos folhelhos.....84

Figura 62: Dois poços com presença de rochas vulcânicas ácidas: A) Poço 7-LL-15D-RJS mostrando uma intercalação de basaltos (vermelho no track 3) e riolitos (laranja no track 3) abaixo de uma seção de carbonatos (branco no track 3); B) Poço 3-BRSA-755A-RJS mostrando uma intercalação de vulcânicas ácidas com variação composicional de riolito (laranja no track 3) a dacito (castanho claro no track 3), abaixo de uma seção de carbonato (branco no track 3). 86

Figura 63: Quatro crossplots comparando o GR com dados de análise química em amostras laterais de rochas ígneas em diferentes poços: A) Crossplot SiO_2 x GR, relacionando o aumento do GR com o aumento de acidez da rocha; B) Crossplot CaO x GR, relacionando o aumento do GR com a diminuição de CaO na rocha; C) Crossplot MgO x GR, relacionando o aumento do GR com a diminuição de MgO na rocha; D) Crossplot Zr x GR, relacionando aumento do GR com o aumento de Zr na rocha. 88

Figura 64: Quatro crossplots comparando o DRDN com dados de análise química em amostras laterais de rochas ígneas em diferentes poços: A) Crossplot SiO_2 x DRDN, relacionando a diminuição do DRDN com o aumento de acidez da rocha; B) Crossplot CaO x DRDN, relacionando o aumento do DRDN com o aumento de CaO na rocha; C) Crossplot MgO x DRDN, relacionando o aumento do DRDN com o aumento de MgO na rocha; D) Crossplot $Fe_2O_3^{[t]}$ x DRDN, relacionando aumento do DRDN com o aumento de $Fe_2O_3^{[t]}$ na rocha. 89

Figura 65: Quatro poços com soleiras que apresentam as feições “barriguda” ou “caixote”: A) Poço 3-ELPS-7-PR na bacia do Paraná com uma soleira de diabásio apresentando uma “feição barriguda” sutil no perfil de GR; B) Poço 3-ELPS-8-PR na bacia do Paraná com uma soleira de diabásio apresentando uma “feição barriguda” no perfil de GR; C) Poço 1-MC-1-RS na bacia do Paraná com uma soleira de diabásio apresentando uma “feição caixote” no perfil de GR; D) Poço 3-PGN-5-MA na bacia do Parnaíba com 3 soleiras (1, 2 e 4) e um dique (3) de diabásio apresentando “feição barriguda” (4) e “feição caixote” (1, 2 e 3) no perfil de GR.....91

Figura 66: Quatro poços com soleiras que apresentam as feições “barriguda” ou “caixote” ou “barriguda invertida”: A) Poço 3-BRSA-1322-RJS na bacia de Santos com uma soleira de diabásio apresentando uma “feição caixote” no perfil de GR; B) Poço 3-BRSA-1305A-RJS na bacia de Santos com uma soleira de diabásio apresentando uma “feição barriguda invertida” no perfil de GR; C) Poço 3-BRSA-1255-RJS na bacia de Santos com uma soleira de diabásio apresentando uma “feição barriguda invertida” no perfil de GR; D) Poço 1-OGX-101-MA na bacia do Parnaíba com uma soleiras de diabásio apresentando a “feição barriguda” no perfil de GR, para ser usada como exemplo comparativo. 92

Figura 67: Relações entre espessura e GR médio das intrusões para cada feição de GR e bacia: A) Variação da espessura das intrusões com o GR médio para as feições “Caixote”, “Barriguda” e “Barriguda invertida” em cada bacia; B) Variação da espessura das intrusões com a profundidade de ocorrência para as feições “Caixote”, “Barriguda” e “Barriguda invertida” em cada bacia; C) GR médio das soleiras em ordem decrescente para as feições “Caixote”, “Barriguda” e “Barriguda invertida”; D) espessura das soleiras em ordem decrescente para as feições “Caixote”, “Barriguda” e “Barriguda invertida”. 93

Figura 68: Histogramas dos perfis de GR, RHOB e DT nos diabásios: A) Histograma do GR em diabásios na bacia de Santos com uma mediana de 26 gAPI e um desvio padrão de 9 gAPI; B) Histograma do RHOB em diabásios na bacia de Santos com uma mediana de 2,87 g/cm³ e um desvio padrão de 0,06 g/cm³; C) Histograma do DT em diabásios na bacia de Santos com uma mediana de 50 µs/ft e um desvio padrão de 4 µs/ft; D) Histograma do GR em diabásios com “feição Barriguda” na bacia do Parnaíba com uma mediana de 25 gAPI e um desvio padrão de 11 gAPI; E) Histograma do RHOB em diabásios com “feição Barriguda” na bacia do Parnaíba com uma mediana de 2,96 g/cm³ e um desvio padrão de 0,06 g/cm³; F) Histograma do DT em diabásios com “feição Barriguda” na bacia do Parnaíba com uma mediana de 49 µs/ft e um desvio padrão de 3 µs/ft; G) Histograma do GR em diabásios com “feição Caixote” na bacia do Parnaíba com uma mediana de 17 gAPI e um desvio padrão de 3 gAPI; H) Histograma do RHOB em diabásios com “feição Caixote” na bacia do Parnaíba com uma mediana de 3,03 g/cm³ e um desvio padrão de 0,09 g/cm³; I) Histograma do DT em diabásios com “feição Caixote” na bacia do Parnaíba com uma mediana de 47 µs/ft e um desvio padrão de 1 µs/ft. 95

Figura 69: Crossplot em frequência de pontos entre GR e RHOB e histogramas de cada perfil de todas as intrusões de diabásio estudadas na bacia do Parnaíba, mostrando a bimodalidade dos dados. 96

Figura 70: Separação das duas fácies (PL e Br) usando perfis de imagem acústica ao longo da seção de basaltos no poço 3-BRSA-1343-RJS e seus principais exemplos no perfil. 97

Figura 71: Identificação de duas fácies (PL e Br) através de perfis de imagem acústica ao longo da seção de basaltos no poço 3-BRSA-1255-RJS e seus principais exemplos no perfil. 98

Figura 72: Intervalo 6370/6850 m do poço 1-BRSA-1050-SPS com todos os perfis utilizados, as amostras laterais com lâminas petrográficas e as eletrofácies E1, E2, E3, E4 e E5. As litofácies maciça (1); amigdaloidal (2); lobular (3); autobrecha (4); e as fraturadas (5) interpretadas com base em perfis de imagem descritos por Forneiro et al. (2019) e os tipos de morfologia de lava interpretadas de acordo com o empilhamento destas litofácies. 101

Figura 73: Intervalo 5524/5598 m do poço 3-BRSA-1343-RJS com todos os perfis utilizados, as amostras laterais, as eletrofácies E6, E7 e E8 e as fácies obtidas a partir do perfil de imagem acústica Br e PL na seção de basaltos. 103

Figura 74: Intervalo 5574/5743 m do poço 3-BRSA-1255-RJS com todos os perfis utilizados, as amostras laterais, as eletrofácies E6, E7 e E9 e as fácies obtidas a partir do perfil de imagem acústica Br e PL na seção de basaltos. 104

Figura 75: Intervalo 6185/6529 m do poço 3-BRSA-957-SCS (Bacia de Santos) mostrando a relação de eletrofácies e fácies obtida a partir da descrição macroscópica das amostras laterais com dois exemplos de estruturas brechada, amigdaloidal e maciça. 106

Figura 76: Intervalo 6185/6529 m do poço 3-BRSA-957-SCS (Bacia de Santos) mostrando a relação de eletrofácies e fácies obtida a partir da descrição macroscópica das amostras laterais com os perfis de GR, RES, DT, RHOB e NPHI. 107

Figura 77: Intervalo 880/1365 m do poço 3-ELPS-7-PR (Bacia do Paraná) mostrando a relação de eletrofácies e os perfis de GR, RES, DT, RHOB e NPHI. 108

Figura 78: Intervalo 6290/6385 m do poço 3-BRSA-1216DA-SPS mostrando a relação de eletrofácies e os perfis de GR, RES, DT, RHOB e NPHI. 109

Figura 79: Intervalo 6265/6345 m do poço 3-BRSA-1290-SPS mostrando a relação de eletrofácies e os perfis de GR, RES, DT, RHOB e NPHI. 110

Figura 80: Quatro fácies identificadas em perfis de imagem acústica (VS, M, VC e iMVS) ao longo da seção de ígneas ácidas no poço 3-BRSA-755A-RJS e seus principais exemplos no perfil.....112

Figura 81: Intervalo 5255/5495 m do poço 3-BRSA-755A-RJS mostrando a relação de eletrofácies com as fácies obtidas por perfil de imagem acústica e os perfis de GR, RES, DT, RHOB e NPHI. 113

Figura 82: Intervalo 5065/5585 m do poço 7-LL-11-RJS mostrando a relação de eletrofácies com as descrições das amostras laterais, sua classificação geoquímica e os perfis de GR, RES, DT, RHOB e NPHI. 115

Figura 83: Poços na bacia do Paraná mostrando a relação de eletrofácies com os perfis de GR, RES, DT, RHOB e NPHI: A) 1-ES-1-RS; B) 1-MC-1-RS. 116

Figura 84: Crossplots para distinguir as rochas ígneas encontradas nos poços deste trabalho e rochas sedimentares: A) DRDN x Ig; B) DRDN x GR. 122

Figura 85: Crossplot entre RES e GR mostrando uma boa separação entre variações texturais e morfológicas das diferentes rochas ígneas estudadas no presente trabalho ao comparar estes dois perfis. 124

Figura 86: Proposta de padrão de resposta para as morfologias de lava basáltica subaérea sem alteração, fraturas ou presença de amígdalas preenchidas por minerais radioativos, baseada em basaltos das formações Camboriú e Serra Geral em poços da bacia de Santos e Paraná, respectivamente. 131

Figura 87: Comparação entre feições no perfil de imagem propostas por Watton et al. (2014) para pillow lavas e brechas (A) e as encontradas nos poços 3-BRSA-1343-RJS e 3-BRSA-1255-RJS (B). 133

Figura 88: Comparação entre feições no perfil de imagem em rochas ácidas propostas por Ran et al. (2014) para fácies maciça, vesicular e vulcanoclásticas com as do poço 3-BRSA-755A-RJS. 135

Figura 89: [A] A relação entre RHOB x RES, do poco 1-BRSA-1050-SPS, mostra as diferentes tendências para litofácies alteradas e sem alteração, em basaltos maciços. [B] Intervalo 7 com baixa RES e altos

valores de NPHI é definido como uma zona alterada enquanto o intervalo 9 é sem alteração; [C] A relação NPHI x RHOB mostra a tendência empírica de alteração relativo ao aumento de clorita na rocha, em comparação com amostras sem alteração. A densidade e as respostas de neutrões para minerais específicos são também traçadas de acordo com o padrão da LOG INTERPRETATION CHARTS (Schlumberger, 2013). 137

LISTA DE ABREVIATURAS

Anf	Anfibólio
COT	Carbono orgânico total
Diagrama QAPF	Diagrama quartzo alcali-feldspato plagioclásio feldspatóide
DRDN	Distância entre as curvas de RHOB e NPHI
DRHO	Correção do perfil densidade
DRX	Difração de raios-x
DT	Perfil sônico compressional
ECS	Perfil litogeoquímico (*Elemental Capture Spectroscopy Sonde*)
Fm.	Formação
FRX	Fluorescência de raios-x
GR	Perfil de raios gama
ICP-MS	*Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*
ICP-OES	*Inductively Coupled Plasma Optical Emission Spectrometry*
IH	Índice de hidrogênio
IMac	Perfil de imagem acústica
IMres	Perfil de imagem resistiva
ma	Milhões de anos
Mag	Magnetita
Mb.	Membro
NMR	Perfil de ressonância nuclear magnética
NMR-CB	Porosidade de argila do NMR
NMR-FF	Porosidade livre do NMR
NPHI	Perfil de porosidade neutrônica (neutrão)
Oli	Olivina
PEF	Perfil de fator fotoelétrico
Plag	Plagioclásio
PX	Piroxênio
PX/Anf	Piroxênio ou anfibólio
QEMSCAN	*Quantitative evaluation of minerals by scanning electron microscopy*
RES	Perfil de resistividade
RHOB	Perfil de densidade
Vp	Perfil de velocidade da onda sísmica compressional

1. INTRODUÇÃO

As rochas ígneas podem se enquadrar em diversas posições no sistema petrolífero, como selo, reservatório, trapa ou fornecedora de calor para geração (Jerram, 2015). Por isso a identificação e a caracterização destas podem ser estratégicas para o desenvolvimento de um campo de petróleo (Penna *et al.*, 2019). O melhor entendimento dos processos magmáticos nas bacias petrolíferas pode conduzir novas formas de exploração de hidrocarbonetos, ou até propiciar a exploração em bacias onde até o momento não era possível (Thomaz-Filho *et al.*, 2008).

Diversos autores já utilizaram perfis para distinguir rochas ígneas básicas de ácidas (Millward *et al*., 2002; Souza-Lima *et al*., 2006; Zou *et al*., 2013; Liu *et al*., 2013; Ran *et al*., 2014; Jerram *et al*., 2019), ou para identificar intrusões de diabásio (Planke *et al*., 1999; Jerram *et al.*, 2019; Spacapan *et al*., 2019) e até variações faciológicas em derrames basálticos (Planke, 1994; Bücker *et al.*, 1998; Nelson *et al*., 2009; Nelson *et al*., 2015; Jerram *et al*., 2019). Dentre estes, muito já foi estudado sobre derrames basálticos subaéreos, principalmente relacionados a *pahoehoe* (Planke, 1994; Bücker *et al.*, 1998; Nelson *et al*., 2009; Nelson *et al*., 2015; Jerram *et al*., 2019). Como os basaltos subaquosos ainda não são bem entendidos com relação às respostas em perfil, existem apenas alguns estudos pontuais (Brewer, *et al*., 1998; Nelson *et al*., 2009; Zou *et al*., 2013; Watton *et al*., 2014).

No Brasil, o magmatismo atingiu diversas bacias *onshore* ou *offshore*, relacionado à separação entre América do Sul e África (Thomaz-Filho *et al.*, 2008), sendo predominantemente de carácter básico, composto por intrusões de diabásio e derrames basálticos (Thomaz-Filho *et al.*, 2008). Eventualmente estas rochas podem ser reservatórios de petróleo, devido ao seu intenso padrão de fraturamento ou grau de vesiculação, como os basaltos da Formação Cabiúnas na bacia de Campos (Mizusaki *et al.*, 2008), como selo para um reservatório, como na bacia do Parnaíba (Miranda *et al.*, 2018), ou como fonte térmica para a geração de gás, nas bacias de Neuquén e Parnaíba (Rodrigues, 1995; Spacapan *et al.*, 2019; Miranda *et al.*, 2018).

O período de maior magmatismo nas bacias brasileiras foi o Eocretáceo (Thomaz-Filho *et al.*, 2008), onde houve os grandes derrames basálticos da Formação Serra Geral na bacia do Paraná, e seus derrames correlatos nas bacias de Santos (Formação Camboriú) e de

Campos (Formação Cabiúnas), sendo considerados o embasamento econômico dessas bacias (Moreira *et al.*, 2007; Winter *et al.*, 2007; Thomaz-Filho *et al.*, 2008; Alves *et al.*, 2022).

No mundo, o primeiro reservatório de petróleo em rochas ígneas foi descoberto em 1887, na bacia da California. Até hoje o número de descobertas em reservatórios vulcânicos só cresce, destacando Japão, Estados Unidos, Venezuela, Cuba e China como principais descobridores (Ran *et al.*, 2014). Na América do Sul ainda pode-se destacar os campos de Badejo e Linguado na bacia de Campos no Brasil e na bacia de Tacutu na Guiana, ambos compostos por basaltos fraturados, e alguns diabásios fraturados portadores de petróleo na bacia de Neuquén, na Argentina (Mizusaki *et al*, 2008; Spacapan *et al*., 2019; Marins *et al*., 2022).

Apesar da importância das vulcânicas para a exploração de petróleo no Brasil e no mundo, a caracterização destas rochas e suas fácies usando perfis ainda é um desafio (Fornero *et al.*, 2019), sendo necessário a coleta de amostras laterais para sua correta caracterização após a perfuração. Segundo Zou *et al.* (2013) e Ran *et al.* (2014), a caracterização destas rochas deve ser feita preferencialmente por perfis litogeoquímicos e perfis de imagem, podendo ser inferida por perfis convencionais.

Foi possível entender as respostas dos perfis geofísicos convencionais ao passarem por ígneas intrusivas ou pelas principais morfologias de rochas vulcânicas, sendo possível identificar suas variações composicionais, o ambiente de formação e algumas características faciológicas. Isso possibilitou distinguir ígneas básicas de ígneas ácidas, identificar se estas são intrusivas ou extrusivas, e, se forem extrusivas, identificar suas fácies predominantes, permitindo remontar as morfologias subaéreas, ou a predominância de brechas ou *pillow lavas* em derrames subaquosos, assim como identificar zonas com presença de rochas vulcanoclásticas.

2. OBJETIVOS

2.1. OBJETIVO PRINCIPAL

Este trabalho objetiva a estruturação de um método complementar para a identificação e a caracterização de rochas ígneas, utilizando perfis a poço aberto, durante ou após a perfilagem. Para isso, foi utilizado uma compilação de metodologias já existentes, tendo sido proposto neste trabalho uma metodologia mais completa e robusta, buscando uma distinção entre rochas ígneas e rochas sedimentares, principalmente no caso de basaltos e laminitos ou carbonatos escuros, quando descritos em amostras de calha.

2.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS

Promover um entendimento detalhado de rochas ígneas presentes em poços, classificando-a e diferenciando seu caráter extrusivo ou intrusivo, além de distinguir entre rochas básicas, intermediárias e ácidas.

Identificar fácies ígneas extrusivas, distinguindo as fácies maciças, brechadas, vesiculadas e lobadas, dentre outras; sugerindo qual o tipo de derrame ocorrido: *pahoehoe* composta, *pahoehoe* inflada, *rubbly pahoehoe*, *a'a*, hialoclastitos/*pillow* brechas ou *pillow lavas*.

Realizar uma caracterização petrofísica básica quanto à porosidade destas fácies. O intuito é sugerir feições de perfil que possam ser relacionadas à possíveis fácies reservatório que a sequência basáltica possa ter.

Criar um fluxo de trabalho para identificar e classificar rochas ígneas, perfuradas e perfiladas em poços de petróleo, com potencial para reservatórios não convencionais. Isto poderá significar um potencial incremento nos volumes de óleo recuperáveis e o entendimento da funcionalidade de cada rocha ígnea no sistema petrolífero, conferindo maior robustez ao processo exploratório.

3. LOCALIZAÇÃO

Trinta e seis poços estudados estão distribuídos nas bacias de Santos, Parnaíba e Paraná, abrangendo os estados de Rio de Janeiro, São Paulo, Paraná, Santa Catarina, Rio Grande do Sul e Maranhão (Figura 1). Todos os poços situados da bacia de Santos foram perfurados em mar (*offshore*), muitos em águas ultra profundas (lâmina d'água maior que 1500 m), enquanto os poços localizados nas bacias do Parnaíba e Paraná foram perfurados em terra (*onshore*).

1	
3-PGN-5-MA	4-OGX-49-MA
3-PGN-14-MA	1-OGX-93-MA
1-OGX-122-MA	1-OGX-101-MA
1-OGX-110-MA	1-OGX-118-MA

2	
3-BRSA-1255-RJS	4-BRSA-1346-RJS
3-BRSA-1305A-RJS	1-BRSA-886-RJS
3-BRSA-1322-RJS	3-BRSA-1267A-RJS
3-BRSA-1343-RJ	

3	
3-BRSA-755A-RJS	8-LL-14D-RJS
7-LL-15D-RJS	7-LL-11-RJS
7-LL-28D-RJS	

4	
1-BRSA-876A-SPS	1-BRSA-1063-SPS
3-BRSA-1216DA-SPS	3-BRSA-1290-SPS
4-BRSA-971B-SPS	

5	
1-BRSA-1050-SPS	3-BRSA-957-SCS

6	
1-ELPS-4-PR	3-ELPS-7-PR
3-ELPS-8-PR	

7	
1-ES-1-RS	1-ES-2-RS
1-MC-1-RS	

8	
1-GP-1-PR	3-COST-2-PR

9	
1-SJ-1-PR	

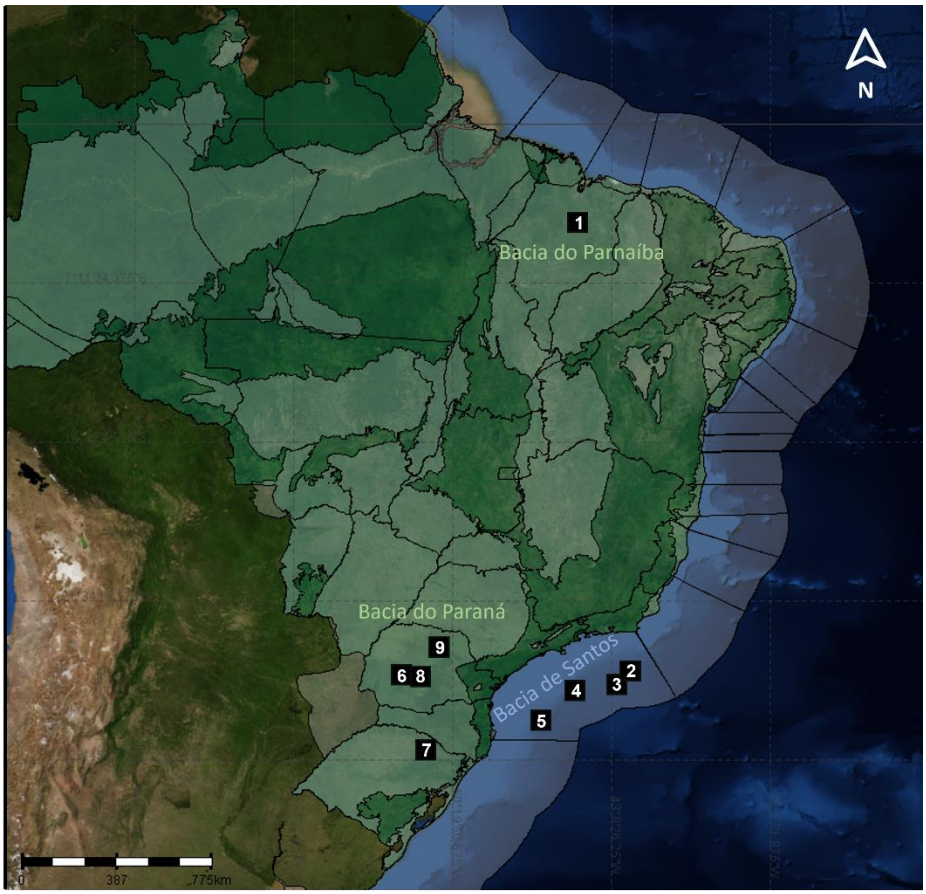


Figura 1: Mapa de localização das três bacias estudadas. Os números representam o agrupamento de poços muito próximos para serem representados nessa escala, listados na tabela a esquerda.

Na bacia de Santos foram selecionados cinco poços no campo de Lula (3-BRSA-755A-RJS; 7-LL-11-RJS; 7-LL-15D-RJS; 8-LL-14D-RJS; e 7-LL-28D-RJS), seis poços na área de Libra e no campo de Mero (3-BRSA-1255-RJS; 3-BRSA-1305A-RJS; 3-BRSA-1322-RJS; 3-BRSA-1343-RJS; 4-BRSA-1346-RJS; e 3-BRSA-1267A-RJS), três no campo de Bacalhau (3-BRSA-1216DA-SPS; 3-BRSA-1290-SPS; e 4-BRSA-971B-SPS) e mais cinco poços exploratórios espalhados pela bacia

(3-BRSA-957-SCS; 1-BRSA-1063-SPS; 1-BRSA-1050-SPS; 4-BRSA-876A-SPS; e 1-BRSA-886-SPS), conforme apresentado na Figura 2.

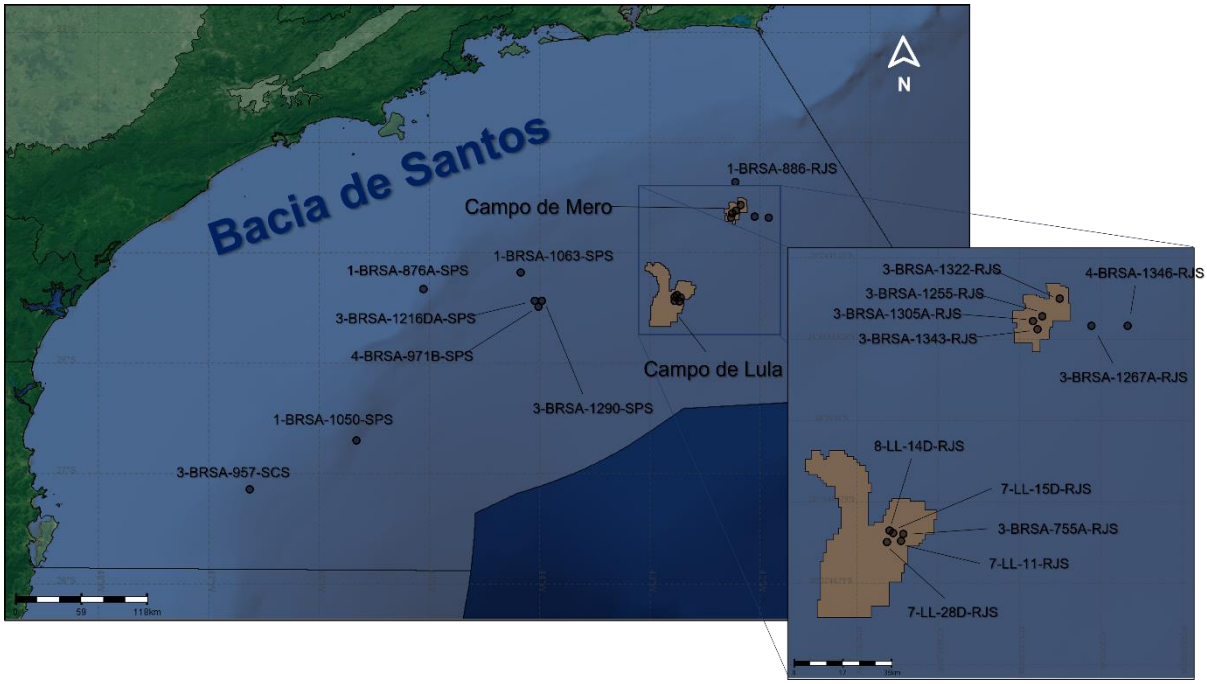


Figura 2: Mapa de localização dos poços estudados na bacia de Santos.

Na bacia do Parnaíba foram selecionados oito poços na região do Parque dos Gaviões e suas proximidades, sendo eles o 1-OGX-118-MA, o 3-PGN-5-MA, o 4-PGN-14-MA, o 1-OGX-110-MA, o 4-OGX49-MA, o 1-OGX-101-MA, o 1-OGX-122-MA e o 1-OGX-93-MA, conforme apresentado na Figura 3.

Na bacia do Paraná foram estudados nove poços distribuídos entre os estados do Paraná e Rio Grande do Sul, sendo eles 1-ELPS-4-PR, 3-ELPS-7-PR, 3-ELPS-8-PR, 1-ES-1-RS, 1-ES-2-RS, 1-MC-1-RS, 1-GP-1-PR, 3-COST-2-PR e 1-SJ-1-PR, conforme mostra a Figura 1.

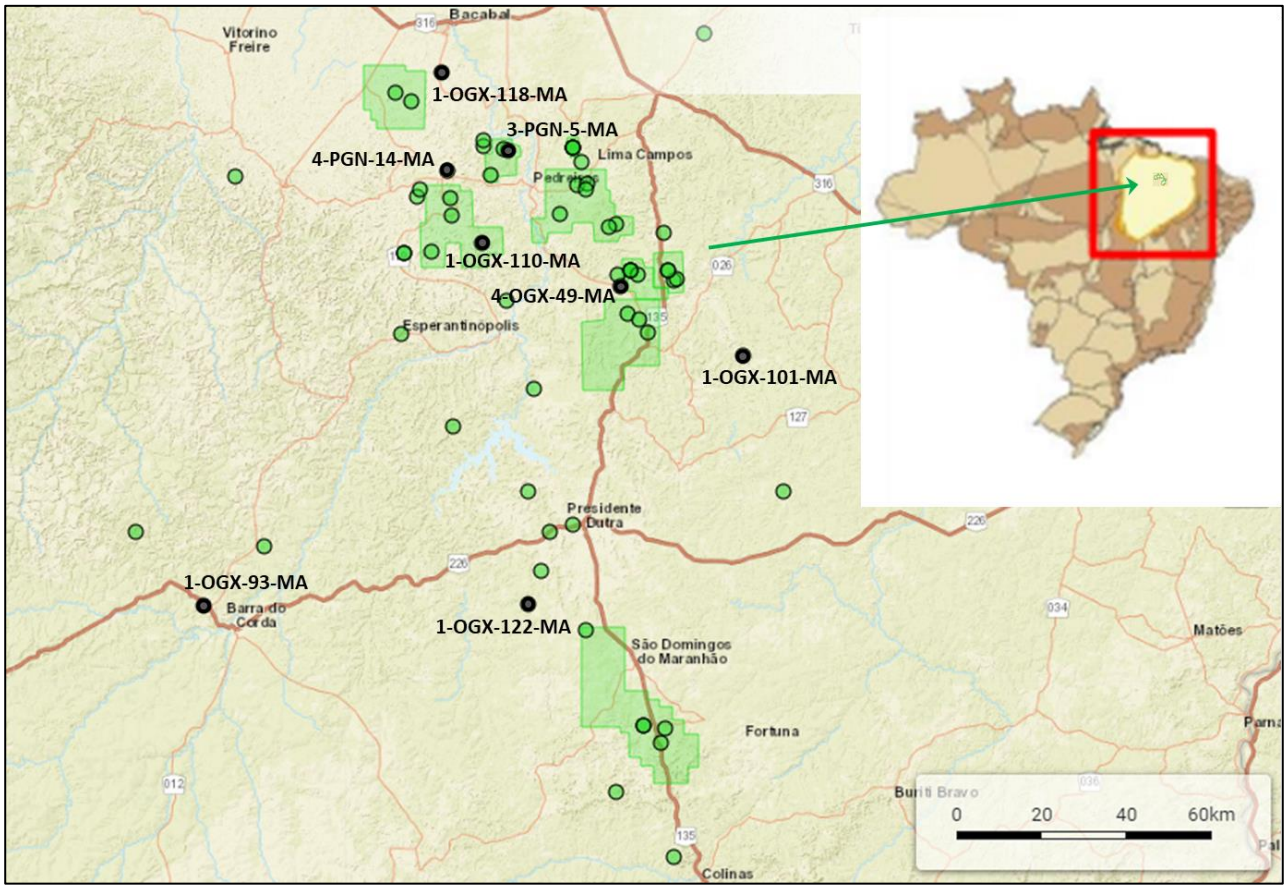


Figura 3: Mapa de localização dos poços no norte da bacia do Parnaíba, região do Parque dos Gaviões.

4. CONTEXTO REGIONAL

As três bacias estudadas (Santos, Paraná e Parnaíba) foram formadas em distintos contextos geológicos. A bacia de Santos é do tipo rifte, relacionada ao sistema de riftes mesozoicos continentais do sul-sudeste do Brasil que deu origem à abertura do oceano Atlântico (Almeida *et al*., 2000; Mohriak *et al*., 2003; Moreira *et al.*, 2007; Riccomini *et al.*, 2012), enquanto as bacias do Paraná e Parnaíba são do tipo intracratônica e possuem registros das eras Paleozoica e Mesozoica (Milani & Ramos, 1998; Moreira *et al.*, 2007; Vaz *et al.*, 2007; Caputo & Santos, 2020), formadas sobre o substrato continental com a subsidência ligada ao final do Ciclo Brasiliano (Zalán *et al*., 1990; Vaz et al., 2007). As três bacias estudadas apresentam derrames basálticos e intrusões de diabásio (Thomaz-Filho et al., 2008), os quais serão detalhadas mais à frente.

4.1. BACIA DE SANTOS

A bacia de Santos possui sua gênese ligada à quebra do paleocontinente Gondwana e consequente formação do Oceano Atlântico no início do período Cretáceo (Almeida *et al*., 2000; Mohriak *et al*., 2003; Milani *et al*., 2007; Riccomini *et al.,* 2012). A sequência sedimentar dessas bacias é dividida em quatro estágios: Pré-rifte (continental), Rifte (lago), Proto-oceânico (golfo) e Drifte (oceano) (Riccomini *et al.,* 2012; Leite *et al*., 2020; Gomes *et al*., 2020). No estágio "golfo" depositou-se os evaporitos que separam os depósitos sedimentares em duas grandes seções sedimentares: Pré-sal e Pós-sal (Moreira *et al*., 2007; Pietzsch *et al*., 2019; Gomes *et al*., 2020).

O foco deste trabalho é a seção Pré-sal da bacia de Santos, devido a presença de rochas ígneas intrusivas e extrusivas com mais perfis geofísicos disponíveis (Moreira *et al.*, 2007; Thomaz-Filho *et al.*, 2008; Penna *et al.*, 2019). A mesma é composta por quatro formações conhecidas: a Formação Camboriú, composta principalmente por basaltos, sendo considerada o embasamento econômico da bacia (Moreira *et al.*, 2007; Thomaz-Filho *et al.*, 2008); Formação Piçarras, composta principalmente por conglomerados e arenitos relacionados ao início da seção rifte (Moreira *et al.*, 2007); Formação Itapema, composta por calcirruditos constituídos por fragmentos de conchas de bivalvos, e folhelhos escuros ricos em matéria orgânica (Moreira *et al.*, 2007; Chinelatto *et al.*, 2020; Rocha *et al.*, 2021; Oliveira *et al.*, 2021);

e a Formação Barra Velha, composta por carbonatos relacionados a lagos alcalinos (Pietzsch *et al.*, 2020; Herlinger Jr. *et al.*, 2020), apresentando esferulitos, *shrubs* e argilas magnesianas (Gomes *et al.*, 2020), podendo apresentar zonas de dolomitização ou silicificação (Wright & Barnett, 2020; Herlinger Jr. *et al.*, 2020; Satorato *et al.*, 2020).

O maior evento vulcânico da bacia de Santos é representado por basaltos extrusivos da Formação Camboriú, de idade Cretáceo Inferior (≅130 ma, segundo Moreira *et al*., 2007), que é correlata à Formação Serra Geral da bacia de Paraná e à Formação Cabiúnas na bacia de Campos (Mizusaki *et al.,* 1992; Peate, 1997; Moreira *et al.*, 2007; Thomaz-Filho *et al.*, 2008) e considerados como o embasamento econômico da bacia, compondo a seção Pré-rifte (Moreira *et al.*, 2007). Outros dois eventos magmáticos ocorrem na seção Rifte e são representados por uma sequência de basaltos na seção rifte (121 a 130 ma, segundo Moreira *et al*., 2007) e outro na porção inferior do Pós-rifte (118 ma, segundo Moreira *et al*., 2007). Na seção Pós-sal, ocorrem diversos eventos magmáticos, em menores proporções em relação à seção Pré-sal, que se formaram durante os períodos Albiano, Santoniano, Maastrichtiano, Paleoceno e Eoceno (Oreiro *et al*., 2008; Moreira *et al.,* 2007).

Diversas intrusões de diabásio são encontradas em poços perfurados no Pré-sal, relacionadas a eventos vulcânicos do Cretáceo Superior (Thomaz-Filho *et al.*, 2008; Penna *et al.*, 2019). Essas intrusivas foram estudadas em poços do campo de Mero, apresentando uma assinatura alcalina, compostos principalmente por plagioclásio, augita e olivina, e com idades entre o Campaniano e o Santoniano (Mizusaki *et al*., 1992; Penna *et al.*, 2019).

4.2. BACIA DO PARNAÍBA

A bacia do Parnaíba é composta por uma sucessão de rochas sedimentares e magmáticas divididas em cinco supersequências (Vaz *et al.*, 2007): 1) Siluriana, associada a um ciclo transgressivo-regressivo completo e é caracterizado pela deposição alternada e variada de sedimentos continentais e de ambiente marinho raso (Caputo, 1984; Vaz *et al.*, 2007); 2) Mesodevoniana-Eocarbonífera, representa um sistema deposicional marinho raso, sendo a mais importante em termos de sistema petrolífero, pois abriga as rochas reservatório e geradoras mais importantes para a bacia (Caputo, 1984; Vaz *et al.*, 2007; Vetorazzi, 2012).; 3) Neocarbonífera-Eotriássica, depositada em um período de intensa desertificação na bacia

(Caputo, 1984; Góes e Feijó, 1994; Vaz *et al.*, 2007); 4) Jurássica, relacionada a paleodepressões continentais provocadas pelo peso dos derrames basálticos da Formação Mosquito, formando ambientes lacustres com alguma contribuição fluvio-eólica, em clima semiárido a árido (Vaz *et al.*, 2007); 5) Cretácea, que refere-se à fase rifte e consequente separação do Gondwana (Vaz *et al.*, 2007).

As rochas ígneas desta bacia ocorrem em duas unidades estratigráficas, divididas segundo sua assinatura geoquímica e idade isotópica (K-Ar e Ar-Ar), forma geométrica e área de ocorrência (Miranda *et al*., 2018): a Formação Mosquito, composta por basaltos e diabásios do Eojurássico; e a Formação Sardinha, composta por basaltos e diabásios do Eocretáceo (Oliveira & Mohriak., 2003; Vaz *et al*., 2007; Thomaz-Filho *et al*., 2008).

A Formação Mosquito representa o evento magmático do Eojurássico associado ao tectonismo que ocasionou a ruptura do Pangea e o consequente rifteamento do Atlântico Central, inserido na Província Magmática do Atlântico Central (Marzoli *et al.*, 1999; Ernesto *et al*., 2003; Merle *et al.*, 2011), apresentando correlação cronoestratigráfica com as soleiras de diabásio das bacias do Solimões e Amazonas (Thomaz Filho *et al.*,2008; Zalán, 2004). Seus derrames basálticos ocorrem mais frequentemente na porção centro-oeste da Bacia do Parnaíba (Góes & Feijó, 1994), compostos por rocha com granulação fina e matriz composta por plagioclásio, piroxênio (augita e pigeonita), óxidos de Fe-Ti (magnetita e ilmenita), vidro vulcânico com vesículas/amígdalas preenchidas com calcita, quartzo ou zeólitas. Apatita e pirita ocorrem minoritariamente e os raros feldspatos alcalinos indicam um tardio estágio de cristalização (Oliveira *et al.*, 2018). Dados geoquímicos indicam que essas rochas são toleíticas de alto ou baixo titânio, que consistem, respectivamente, em basaltos ricos em olivina/hiperstênio (silicato de magnésio e ferro) e basaltos ricos em quartzo/hiperstênio normativos (Oliveira *et al.*, 2018).

A Formação Sardinha representa o evento magmático mais novo nesta bacia, sendo sua formação relacionada à fragmentação do Gondwana que culminou na abertura do oceano Atlântico Sul (Oliveira & Mohriak., 2003; Vaz *et al.*, 2007). Essas rochas são crono-correlatas aos derrames da Formação Serra Geral, na Bacia do Paraná (Thomaz Filho *et al.*, 2008). Essas rochas são porfiríticas e apresentam como mineralogia principal olivina, augita, plagioclásio,

clinopiroxênio e óxidos de Fe-Ti; geoquimicamente é dividida em rochas toleíticas de alto-Ti, baixo-Ti e alcalinas (Oliveira & Mohriak., 2003).

As rochas ígneas intrusivas ocorrem na forma de diques e soleiras principalmente na Sequência Mesodevoniana-Eocarbonífera, mas também ocorrem na Sequência Siluriana e são raros na Sequência Neocarbonífera-Eotriássica (Vaz *et al.*, 2007). Essas intrusões contribuem para o sistema petrolífero, pois funcionam como geradoras de calor quando suas encaixantes são os folhelhos ricos em matéria orgânica da Formação Pimenteiras, ou funcionam como rocha selante, quando ficam acima dos reservatórios de gás na Formação Poti. (Trosdtorf Junior *et al*., 2014, 2018; Miranda *et al.*, 2018).

4.3. BACIA DO PARANÁ

A bacia do Paraná é uma grande região sedimentar no continente sul-americano, com cerca de 1,5 milhões de km², englobando parte do Brasil, Paraguai, Uruguai e Argentina (Milani *et al.*, 2007). Evoluiu durante as eras Paleozoica e Mesozoica, entre o Neo-ordoviciano e o Neocretáceo (Milani & Ramos, 1998), subdivididas em seis supersequências: Rio Ivaí; Paraná; Gondwana I; Gondwana II; Gondwana III; e Bauru (Milani *et al.*, 1997 *apud* Milani, 2004).

Entre a deposição de suas rochas sedimentares ocorreu um dos maiores magmatismos fissurais do mundo, em termo de volume e área, a Formação Serra Geral que é referente a Província Ígnea Paraná-Etendeka, estendendo-se entre América do Sul e África (Rossetti *et al.*, 2014; Rossetti *et al.*, 2018). Este evento ocorreu no Eocretáceo, apresentando seu auge entre 135 e 132 ma, segundo datações pelos métodos $^{40}Ar/^{39}Ar$ e U/Pb (Thiede & Vasconcelos, 2010; Gomes & Vasconcelos, 2021) gerando rochas vulcânicas com composições que variam de basalto a andesito-basalto e, em menor escala, vulcânicas félsicas que variam de riolito a riodacito (Peate *et al*., 1992; Peate 1997; Waichel *et al*., 2012; Rossetti *et al*., 2014; Lima *et al*., 2018).

Os derrames vulcânicos estão posicionados estratigraficamente sobre os arenitos eólicos da Formação Botucatu (Milani & Ramos, 1998; Milani & Zalán, 1999; Waichel *et al.*, 2012; Famelli *et al.*, 2021). Corpos ígneos intrusivos ocorrem nas formações mais antigas, na forma de diques e soleiras (Peate, 1997; Marques & Ernesto, 2004; Souza, 2004). Quando as rochas encaixantes são folhelhos da Formação Irati, um sistema petrolífero foi constatado,

com a geração de petróleo na bacia devido ao efeito térmico destas intrusões nestes folhelhos com alto teor de COT (Carbono orgânico total - Souza, 2004; Thomaz Filho *et al*., 2008; Dos Anjos & Guimarães, 2008).

A caracterização do potencial petrolífero da bacia do Paraná é importante, devido à uma possível correlação dessas formações subjacentes à Formação Serra Geral com as unidades deposicionais que podem existir abaixo da Formação Camboriú (atual embasamento econômico da bacia), na bacia de Santos, onde a janela de geração de óleo e gás permitiriam a geração e posterior acumulação nos arenitos eólicos acima, gerando um possível novo *play* abaixo do Pré-sal (Zalán, 2016).

5. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

O presente trabalho apresenta uma relação sólida entre os perfis geofísicos e as rochas ígneas e suas fácies. Este capítulo apresenta um resumo sobre o ambiente de poço, com destaque para cada tipo de perfil geofísico utilizado, além da classificação das rochas ígneas e suas variações faciológicas.

5.1. PERFIS GEOFÍSICOS E O AMBIENTE DE PERFURAÇÃO

Os perfis geofísicos são adquiridos nos poços com objetivo de obter informações indiretas sobre a formação geológica, seja durante ou após a perfuração do poço (Rider, 2002; Ellis & Singer, 2008). Quando adquiridos durante a perfuração são chamados de *Logging While Drilling* (LWD), e esse tipo de aquisição consiste em uma ferramenta que funciona com transmissão de dados em tempo real através do fluido de perfuração, porém em um conturbado ambiente de perfuração, com alta rotação da broca. Estas ferramentas também armazenam essas informações em sua memória, o que elimina as interferências da transmissão pelo fluido de perfuração (Rider, 2002). Quando estes perfis são adquiridos após a perfuração do poço, ou da fase do poço, utiliza-se um sistema de cabos independentes do sistema de perfuração, chamado de *Wireline* (perfilagem a cabo - Figura 4). Esse tipo de aquisição consiste em utilizar uma ferramenta onde os dados são adquiridos e transmitidos em tempo real via cabo, com uma qualidade superior ao LWD, pois não há mais o ambiente conturbado que existe durante a perfuração (Ellis & Singer, 2008).

Durante a perfuração do poço existe uma variação da pressão estática da formação, que aumenta proporcionalmente à variação de profundidade; por esse motivo o poço deve ser perfurado por fases, para o efetivo controle desta pressão estática (Bowers, 2002; Zoback, 2007). Dentro do poço circula um fluido de perfuração que faz uma contrapressão na parede do poço, denominada pressão hidrostática (Growcock & Harvey, 2005). No entanto, não é possível variar a pressão hidrostática em função de uma grande janela de pressão estática (da formação), por isso a necessidade de isolar com revestimento os trechos já perfurados, evitando que a pressão hidrostática necessária para compensar o fundo do poço seja exagerada nas partes iniciais do mesmo cause fraturas (Rocha & Azevedo, 2019; Zoback, 2007 - Figura 5).

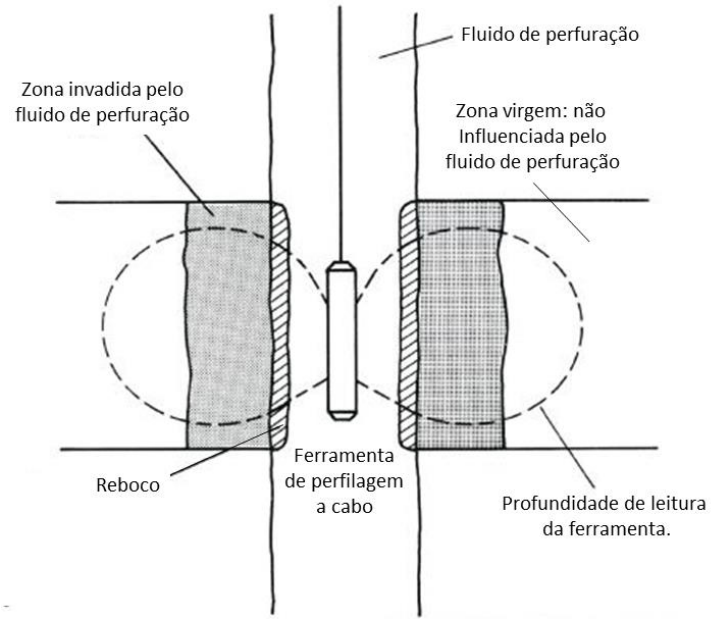


Figura 4: Esquema apresentando os ambientes de poço, com a zona virgem, a zona invadida e influência do reboco na parede do poço (modificado de Bassiouni, 1994).

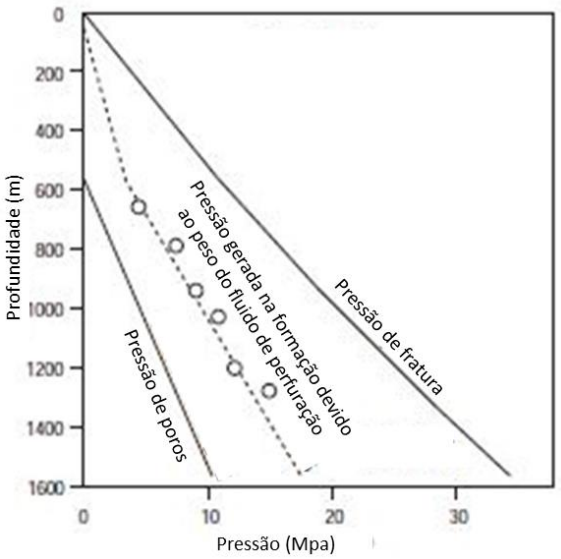


Figura 5: Variação da pressão que o fluido faz na formação com o aumento da profundidade, devido ao seu peso, em comparação com a pressão de poros e a pressão de fratura (modificado de Zoback, 2007).

Os fluidos de perfuração têm um papel fundamental, pois são utilizados para remover cascalhos da perfuração, estabilizar a parede do poço, resfriar a broca, entre outras funções (Growcock & Harvey, 2005). Estes podem possuir diversas composições (Growcock & Harvey, 2005), no entanto os poços utilizados no presente trabalho utilizaram apenas fluidos a base de água ou fluido a base de óleo. Os fluidos são misturas de partes sólidas e parte líquida,

onde essa parte líquida pode ser a base de água ou de óleo (ou outros, não abordados); as partes sólidas possuem diversas funções como viscosificantes, inibidores de hidratação de argila, emulsionantes, alcalinizantes, adensantes, entre outros, sendo compostas principalmente por goma xantana, bentonita, cloretos de sódio e potássio, aminas, cal hidratada, soda cáustica, baritina, carbonato de cálcio, entre outros (Growcock & Harvey, 2005; Rocha *et al.*, 2006).

O fluido de perfuração interage com a rocha e pode interferir na resposta de algumas ferramentas, por isso a importância de considerá-lo quando é feita a interpretação litológica usando perfis geofísicos. Considerar o calibre do poço também é importante, pois muitas ferramentas têm suas leituras afetadas pelas irregularidades da parede do poço, conforme mostra o esquema na Figura 6 (Rider, 2002; Ellis & Singer, 2008).

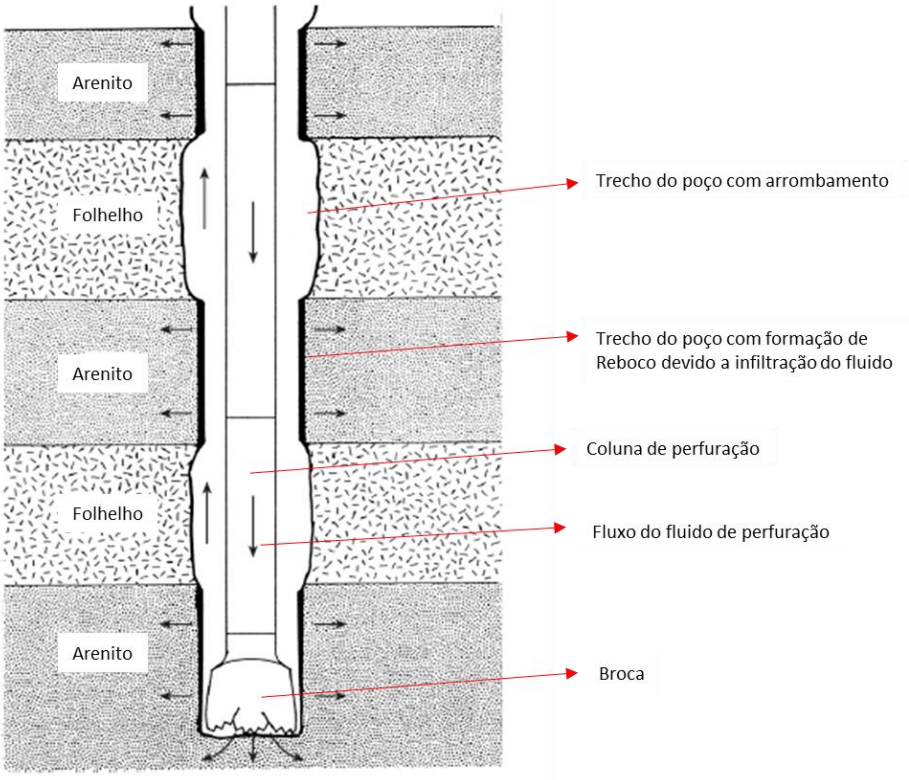


Figura 6: Esquema da perfuração de um poço com a circulação do fluido de perfuração, que sai pela broca e retorna pelo anular levando o cascalho cortado pela broca, e mostra as variações de calibre do poço ao longo da perfuração (modificado de Ellis & Singer, 2008).

Diversas correções ambientais são feitas após a aquisição dos dados de perfilagem, devido à variação da leitura de cada ferramenta, em detrimento da variação de salinidade do fluido de perfuração, da temperatura e, principalmente, do diâmetro do poço (Rider, 2002;

Ellis & Singer, 2008). Essas correções básicas são feitas para cada perfil, individualmente utilizando *chartbooks* previamente desenvolvidos por cada companhia de serviço para cada ferramenta (*Log Interpretation charts;* Schlumberger, 2013).

Os perfis geofísicos básicos que normalmente são adquiridos em poços exploratórios e de desenvolvimento são: raios gama (GR), resistividade (RES), sônico (DT), densidade (RHOB), fator fotoelétrico (PEF) e neutrão (NPHI). Podendo também serem adquiridos alguns denominados especiais, como os perfis de imagem acústica (IMac) e resistiva (IMres), litogeoquímico (ECS) e ressonância nuclear magnética (NMR).

5.1.1. Perfil de Raios Gama (GR)

O perfil de raios gama mede a radioatividade natural da rocha, emitida através dos raios gama dos elementos U^{238}, Th^{232} e K^{40}. A unidade de medida é em API (*American Petroleum Institute*) e, na ferramenta de raios gama espectral, pode ser convertida para concentrações de U, Th e K (Nery, 2005; Ellis & Singer, 2008).

A ferramenta de raios gama convencional fornece apenas o valor em gAPI total, sendo a mais comumente utilizada. A ferramenta de raios gama espectral fornece o conteúdo de U, Th e K obtido através de um sistema de equações aplicados aos registros de múltiplas janelas de energia, que registram o conteúdo de U e Th, além de ^{40}K, e este é recalculado para o conteúdo de K total a partir da proporção padrão deste isótopo (Bassiouni, 1994; Ellis & Singer, 2008).

Esta ferramenta corre centralizada e sua leitura alcança 50cm de diâmetro da formação, com resolução vertical de 30cm (Figura 7 - Bond *et al*, 2010), e o perfil gerado pode ser impactado principalmente pela presença de elementos pesados no fluido de perfuração ou presença de revestimento e/ou cimento entre a ferramenta e a rocha; em ambos os casos a medida será atenuada (Nery, 2005). As correções ambientais são feitas pela companhia de serviço, como peso do fluido de perfuração (considerando o conteúdo de KCl no fluido) e, principalmente, diâmetro do poço (*Log Interpretation charts* Schlumberger, 2013).

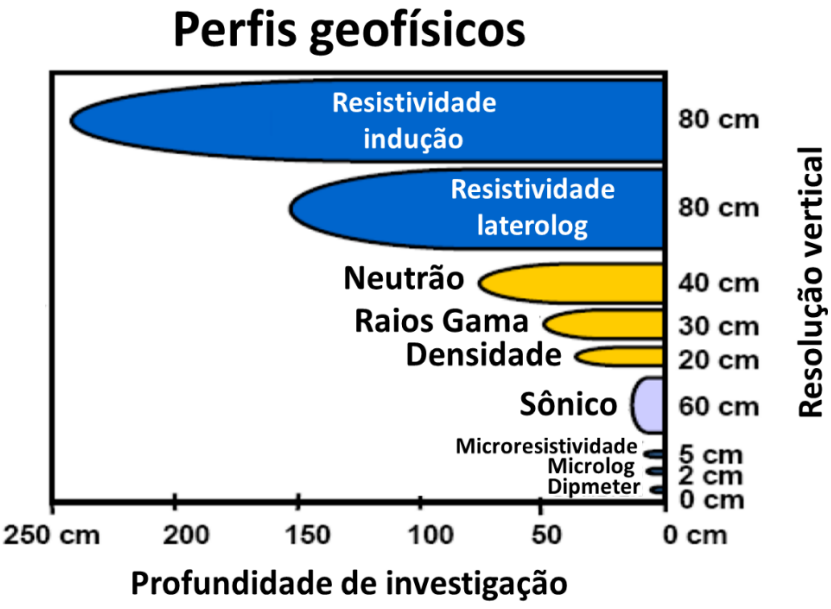


Figura 7: Gráfico comparando a resolução vertical com a profundidade de investigação de cada ferramenta a cabo (modificado de Bond *et al*, 2010).

5.1.2. Perfil de Resistividade (RES)

O perfil de resistividade pode ser gerado por dois tipos de ferramentas: a Laterolog, que mede diretamente a resistividade na rocha; e a de Indução, que mede a condutividade da rocha a partir de um campo magnético (Rider, 2002).

O perfil de resistividade Laterolog utiliza a Lei de Ohm para calcular a resistência da rocha em Ωm com uma diferença de potencial e uma corrente provocados pela ferramenta (Ellis & Singer, 2008). A porosidade impacta diretamente na resistividade, por controlar a quantidade de fluido condutivo na formação (considerando a presença de água salgada), assim como a presença de fluidos resistivos, como óleo, gás ou água doce que tendem a aumentar a resistividade (Rider, 2002; Ellis & Singer, 2008).

Alguns fatores ambientais influenciam na resistividade, como o diâmetro do poço, a salinidade da água da formação ou do fluido de perfuração, a temperatura do poço, e a presença de minerais condutivos que podem até descaracterizar reservatórios de petróleo, como argilas, óxidos e sulfetos (Rider, 2002; Ellis & Singer, 2008). Correções relativas a

diâmetro do poço e salinidade do fluido de perfuração são feitas pela companhia de perfilagem.

Em poços onde se faz o uso de fluido de perfuração base óleo, é necessário utilizar a ferramenta de Indução. O resultado é similar por fornecer a resistividade da formação, porém o princípio físico é diferente (Rider, 2002). No caso da aquisição por indução, um campo magnético induz a corrente elétrica direto na formação, sem a necessidade de passar pelo fluido de perfuração para chegar até a rocha (Rider, 2002; Ellis & Singer, 2008). Ambas as ferramentas apresentam uma resolução vertical de 80cm e podem atingir diferentes profundidades de investigação, sendo que a Indução pode investigar mais profundo, até 250cm como mostra a Figura 7 (Ellis & Singer, 2008; Bond *et al*, 2010).

5.1.3. Perfil Sônico (DT)

Os perfis acústicos são gerados a partir da propagação de ondas sísmicas na rocha com objetivo de medir o tempo de trânsito da onda acústica, sendo possível estimar através destas respostas à porosidade, identificar zonas fraturadas e correlacionar os dados de poço com a sísmica (Rider, 2002; Ellis & Singer, 2008). As principais ondas utilizadas são as ondas P e S, para gerarem respectivamente os tempos de trânsito das ondas compressional e cisalhante em μs/ft (microssegundos por pé). Ambas são proporcionais ao inverso das velocidades sísmicas, Vp e Vs respectivamente (Ellis & Singer, 2008).

Um menor tempo de trânsito indica uma rocha com matriz mais rígida e com menor porosidade, o que possibilita a inferência do grau de compactação da rocha, assim como o tipo de fluido contido em seus poros (Rider, 2002). O tempo de trânsito da onda compressional (DTP) é o mais utilizado, pois se propaga em todos os meios, sendo afetada principalmente por aumento de porosidade e pelo tipo de porosidade (Rider, 2002).

5.1.4. Perfil de Densidade (RHOB)

O perfil de densidade é gerado por uma ferramenta que utiliza uma fonte radioativa de Cs^{137} com 662 keV, provocando o fenômeno de espalhamento Compton (Figura 8 e Figura 9). Os raios gama emitidos pela fonte interagem com os elétrons dos átomos na rocha, ejetando-

os e perdendo energia na forma de raios gama. Estes raios gama são lidos pela ferramenta que calcula a densidade *bulk* da rocha a partir da detecção destes raios (Rider, 2002; Ellis & Singer, 2008).

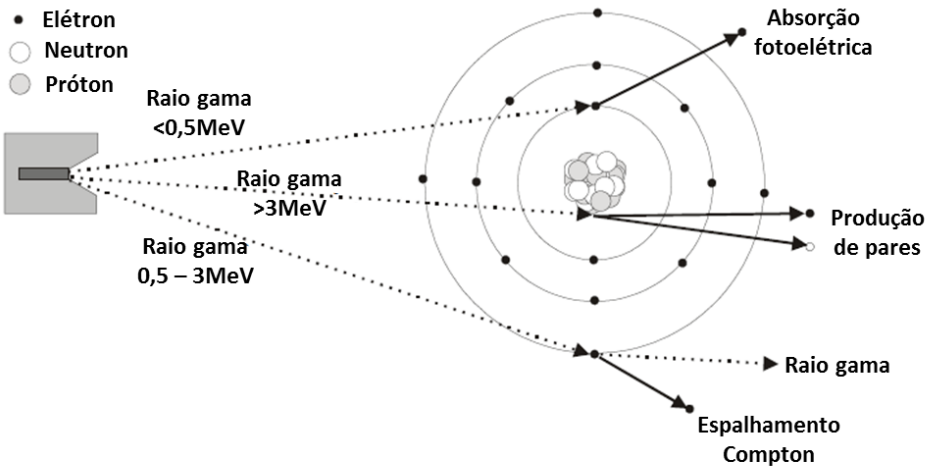


Figura 8: Esquema ilustrando as diferentes intensidades de raios gama e as diferentes interações com o átomo, mostrando o fenômeno gerado por cada uma, absorção fotoelétrica, espalhamento Compton e produção de pares (modificado de Ellis & Singer, 2008).

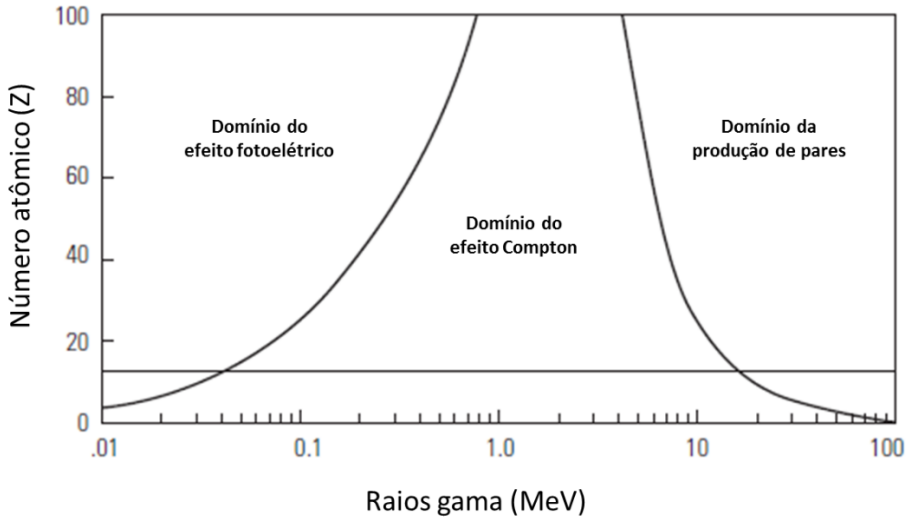


Figura 9: Relação de número atômico dos elementos afetados pelo raio gama e sua intensidade em MeV, que indica qual fenômeno é formado (modificado de Ellis & Singer, 2008).

Esta ferramenta corre junto à parede do poço e é muito sensível a imperfeições e arrombamentos, possui uma resolução vertical de 20cm e uma profundidade de investigação em torno de 40cm (Figura 7). Por isso, é importante utilizá-lo junto a um perfil de calibre do

poço para evitar falsas interpretações (Bond *et al*, 2010). Essas imperfeições na parede do poço fazem com que a ferramenta leia o fluido de perfuração como uma zona porosa junto a rocha, gerando uma densidade aparente bem menor em trechos arrombados. Esse problema é corrigido, mas é importante analisar o perfil de densidade em conjunto com perfil DRHO, que representa o quanto de correção foi necessário naquele trecho analisado, evitando de utilizar as seções com muita correção (Ellis & Singer, 2008).

5.1.5. Perfil de Fator Fotoelétrico (PEF)

O perfil fotoelétrico é gerado pela mesma ferramenta que gera o perfil de densidade e utiliza uma fonte radioativa de Cs^{137}, através da região de domínio do fenômeno de absorção fotoelétrica (Figura 8). Os raios gamas emitidos pela ferramenta, agora com energia abaixo de 500keV (Figura 9), interagem com os elétrons, mas devido à baixa energia acabam sendo absorvidos, gerando raios-x característicos que são proporcionais ao número atômico do elemento químico (Rider, 2002; Ellis & Singer, 2008).

O perfil fotoelétrico indica um valor em barns/elétron (b/e) proporcional ao número atômico médio dos elementos presentes na rocha, pois ele tende a apresentar baixa influência do fluido presente nos poros da rocha, devido a sua dificuldade de ler elementos com baixo número atômico (Ellis & Singer, 2008), como H, C, O e N. Assim ele funciona como um excelente complemento para caracterizar os tipos de rochas presentes no poço (De Oliveira *et al.*, 2018).

A ferramenta que gera esse perfil é muito sensível a imperfeições e arrombamentos na parede do poço, possui uma resolução vertical de 20cm e uma profundidade de investigação em torno de 15cm (Figura 7). Por isso é importante utilizá-la junto a um perfil de calibre do poço para evitar falsas interpretações (Bond *et al*, 2010), devido à grande influência sofrida pela presença de baritina (possui Pef=267) presente no fluido de perfuração, que afeta a leitura nas zonas de arrombamento (Rider, 2002; De Oliveira *et al.*, 2018).

5.1.6. Perfil de Neutrão (NPHI)

O perfil de porosidade neutrônica é gerado por uma ferramenta que utiliza uma fonte radioativa formada por Ra^{226}, Pl^{239} e Am^{241} ligados ao elemento Be, onde as partículas α geradas por esses elementos radioativos reagem com o Be gerando um átomo de C e um nêutron excedente (Nery, 2005). Esse nêutron vai entrar na formação rochosa e reagir com os átomos de acordo com o tamanho do núcleo de cada um (Ellis & Singer, 2008). Ao atingirem o nível de energia termal ou epitermal (Figura 10), dependendo da ferramenta usada, eles são absorvidos devido à perda de energia (Figura 11), assim liberam uma energia γ (gama) que é característica para cada elemento químico (Ellis & Singer, 2008). Os núcleos menores, como os do hidrogênio, necessitam de muitas colisões antes de absorverem o nêutron, afastando-se muito do receptor da ferramenta antes de atingirem o nível de energia necessário para serem detectados (Rider, 2002; Nery, 2005). Essa ausência de detecção é considerada para o cálculo do índice de hidrogênio (IH), que depois é recalculado para porosidade em calcários (em unidade de porosidade ou %), ou seja, quanto menor a contagem do receptor, maior a porosidade, sempre considerando uma matriz carbonática para a rocha (Rider, 2002; Nery, 2005; Ellis & Singer, 2008). No entanto, pode-se também calcular o IH para outros elementos que o absorvem mais distante da fonte, como Cd, B, Cl, Gd e Ba (Nery, 2005; Ellis & Singer, 2008), o que pode falsear a porosidade.

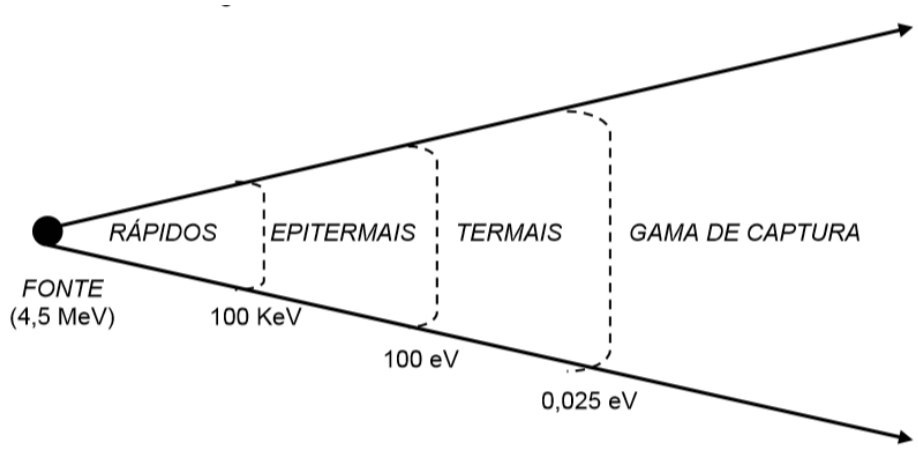


Figura 10: Relação de perda de energia do nêutron com a distância da ferramenta até o mesmo ser absorvido (Nery, 2005).

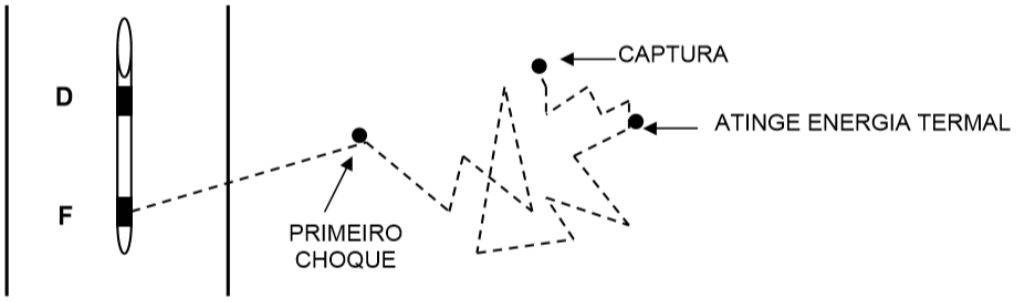


Figura 11: Esquema da ferramenta dentro do poço e o caminho que o nêutron emitido faz na formação até ser capturado (Nery, 2005).

Esta ferramenta corre junto à parede do poço e é sensível a imperfeições e arrombamentos, possui uma resolução vertical de 40cm e uma profundidade de investigação em torno de 75cm (Figura 7). Ao utilizá-la, é importante considerar o perfil de calibre do poço para evitar falsas interpretações (Bond *et al*, 2010).

5.1.7. Perfil Litogeoquímico (ECS)

O perfil litogeoquímico é gerado pelo mesmo princípio do perfil de porosidade neutrônica; mas diferentemente desse, ele identifica as diferenças no espectro de raios gama devolvidos devido à absorção, e a partir disso vai quantificar o percentual de cada elemento químico na rocha (Rider, 2002; Ellis & Singer, 2008).

A ferramenta gera um espectro de energia gama com a contribuição de todos os elementos presentes na rocha. Para obter os valores percentuais em massa de cada elemento, é necessário um sistema de equações para realizar a desconvolução, utilizando os espectros elementares como referência. Esses pesos matemáticos são denominados *relative yields* e isolam os sinais referentes à rocha, dos sinais do fluido, gerando resultados em frações mássicas denominados *dry weight* (Ellis & Singer, 2008; Galford *et al.*, 2009).

5.1.8. Perfil Ressonância Magnética Nuclear (NMR)

O perfil de ressonância magnética nuclear (NMR) em poços é fundamentado na aplicação de campos magnéticos permanentes e variáveis que visam manipular e avaliar o efeito da magnetização nos *spins* de hidrogênio dos fluidos contidos nas rochas, gerando uma

gama de medidas tais como: Indice de Hidrogênio (IH), relaxação longitudinal (T1), relaxação transversal (T2) entre outras (Ellis & Singer, 2008).

Em uma medida de NMR, a porosidade total é diretamente proporcional a amplitude medida pela ferramenta, sendo esta sua medida mais fundamental. Porosidades parciais como porosidade fluido livre (NMR-FF), porosidade capilar (NMR-BF) e a porosidade de argila (NMR-CB) podem ser obtidas em função da aplicação de cortes aos tempos de relaxação, normalmente associados ao tamanho dos poros; sendo importante ressaltar que os tempos de corte podem variar consideravelmente para os diferentes tipos de rocha (Ellis & Singer, 2008).

Nas rochas ígneas, em função de possibilidade de ocorrência de minerais ferromagnéticos, as medidas de T1 e T2 tendem a ficar alteradas, o que pode gerar valores de porosidades total e parciais irreais. Neste caso, para aumentar a confiabilidade das medidas de porosidade, estudos comparativos com resultados de petrofísica laboratorial e eventualmente estudos de susceptibilidade magnética devem ser considerados (Mao, 2015; Feizhou *et al*., 2016; Tan *et al*., 2022).

5.1.9. Perfis de Imagem acústica e resistiva (IMac; IMres)

Os perfis de imagem são caracterizados por fazerem a leitura de diversos pontos na horizontal, no entorno da circunferência do poço, gerando assim uma imagem em função do perfil lido (Figura 12), que podem ser uma imagem resistiva ou uma imagem acústica (Rider, 2002). Com essas ferramentas é possível observar, pela variação de resistividade ou tempo de trânsito da onda acústica, fraturas, porosidade vugular e variações composicionais nas camadas, sendo possível medir os ângulos desses acamamentos e das fraturas (Zemanek *et al.*, 1970).

O perfil de imagem resistiva é obtido por ferramentas que fazem a leitura da resistividade da rocha através de *pads* (braços da ferramenta que encostam na parede do poço que podem ter diversos sensores para efetuar a medida (Rider, 2002), e as zonas pelas quais os *pads* não passam geram “buracos” na aquisição (Schlumberger, 2013), conforme mostrado na Figura 13.

O perfil de imagem acústica é obtido a partir de ferramentas que emitem uma onda acústica e fazem a leitura do tempo de trânsito desta na formação, utilizando um transdutor rotativo que gera uma densa matriz de pontos por profundidade de aquisição (Rider, 2002), gerando uma imagem sem buracos, diferente da imagem resistiva (Figura 13).

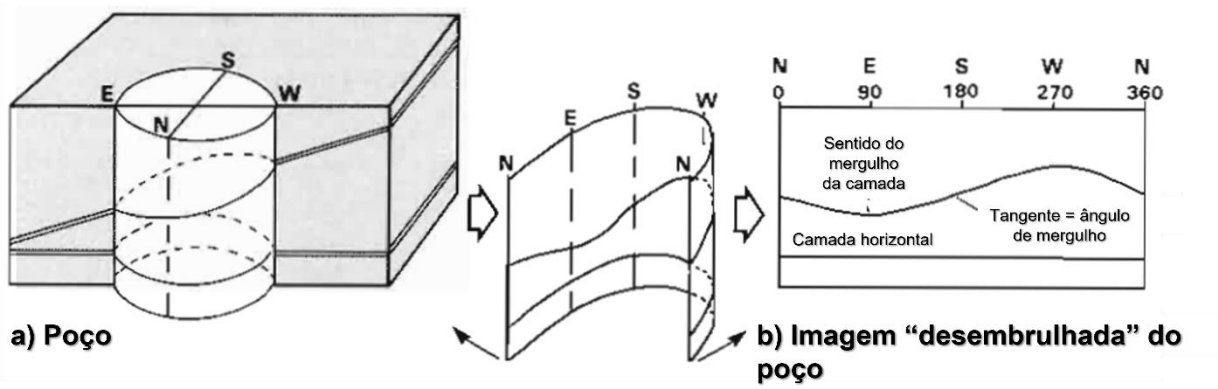


Figura 12: Esquema mostrando o ângulo das camadas no poço em comparação com o obtido nos perfis de imagem (modificado de Rider, 2002).

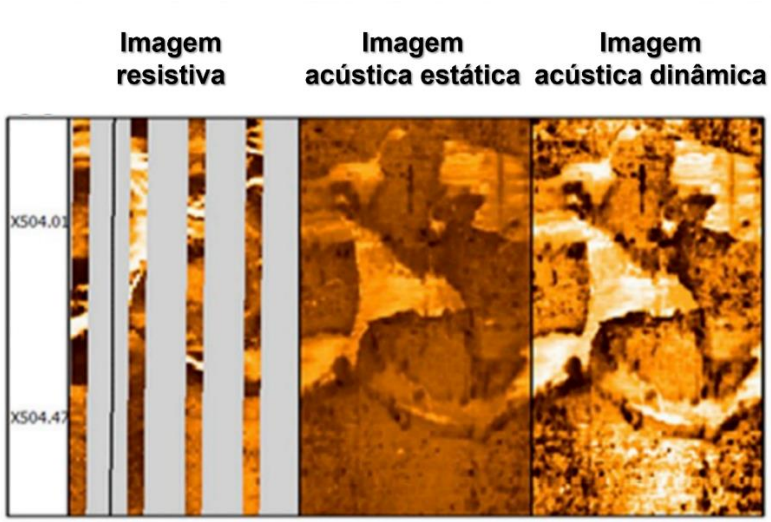


Figura 13: Comparação entre os perfis de imagem resistiva e acústica em basalto, e dois modos de apresentação do perfil de imagem acústica, estático e dinâmico, sendo que este apresenta maior variação de tonalidade (modificado de Fornero *et al.*, 2019).

5.2. ROCHAS ÍGNEAS: CLASSIFICAÇÃO E FÁCIES

As rochas ígneas podem ser classificadas, segundo Gill (2010) como plutônicas, subvulcânicas (ambas intrusivas) e vulcânicas (extrusivas), estas últimas sendo divididas em coerentes e vulcanoclásticas. Como neste trabalho o objetivo é o reconhecimento dos tipos de rochas em perfis geofísicos de poços, foi resumida a classificação dos tipos que comumente ocorrem no contexto de bacias sedimentares.

5.2.1. Classificação das rochas vulcânicas e subvulcânicas

As rochas ígneas podem ser classificadas segundo sua textura, tamanho dos cristais, composição mineralógica e composição química (Le Maitre *et al*., 2002; Gill, 2010). Em relação a sua textura, ela reflete o modo como as rochas se cristalizaram (McPhie, 1993). O tamanho dos cristais é importante para a classificação das rochas, devendo ser divididos da seguinte forma: cristais grossos, são aqueles que podem ser distintos a olho nu, ou seja, maiores que 3mm e comumente associados a rochas ígneas plutônicas; cristais médios, são aqueles com tamanhos entre 1mm e 3mm, sendo mais comum em rochas ígneas subvulcânicas; cristais finos, são aqueles menores que 1mm, normalmente encontrados em rochas ígneas vulcânicas (Le Maitre *et al*., 2002; Gill, 2010).

As rochas vulcânicas são definidas como rochas com textura afanítica (cristais menores que 1mm) nos quais a maioria dos cristais não podem ser observados a olho nu, devido ao rápido resfriamento do magma (Gill, 2010). Alguns minerais formadores de rocha são considerados máficos e outros félsicos, e a partir da quantidade de minerais máficos na rocha (denominado índice de cor) pode-se classificá-la como félsica, máfica e ultramáfica (Gill, 2010); no entanto Le Maitre *et al.* (2002) indicam a utilização de uma classificação mais detalhada (Hololeucocrática, Leucocrática, Mesocrática, Melanocrática ou Holomelanocrática).

Uma classificação similar ainda pode ser feita utilizando um parâmetro geoquímico, a partir do percentual de SiO_2 da rocha em massa, sendo mais usual para rochas vulcânicas devido à dificuldade de estimar a proporção entre os minerais félsicos e máficos. Tal classificação divide as rochas em quatro grupos: ácidas, intermediárias, básicas e ultrabásicas (Figura 15 - Le Maitre *et al.*, 2002; Gill, 2010).

Quando a rocha vulcânica sofre rápido resfriamento, pode acontecer que parte dos elementos químicos que compõe o magma não consigam formar cristais, ficando então na forma de vidro vulcânico. Nesses casos a rocha pode ser classificada, segundo Le Maitre *et al.* (2002), quanto ao teor de vidro nela contido: rocha ígnea contendo vidro (até 20% de vidro); rocha ígnea rica em vidro (entre 20 e 50%); ou rocha ígnea vítrea (contendo mais de 50% de vidro).

As classificações segundo a composição mineralógica ou composição química foram criadas com objetivo de nomear os tipos de rochas, sendo que deve ser feito preferencialmente com base nos minerais que as compõe, utilizando-se a composição química quando o tamanho dos cristais ou a presença de vidro vulcânico não permitirem isso (Le Maitre *et al*., 2002). Quando possível a utilização da classificação mineralógica, deve ser feita pelo diagrama QAPF (Streckeisen, 1978 - Figura 14), o qual determina uma classificação preliminar da rocha vulcânica de acordo com a presença dos minerais qualificadores: quartzo (Q), álcali-feldspato (A), plagioclásio (P) e feldspatóide (F). Quando o tamanho dos cristais não possibilita a classificação mineralógica, é necessário recorrer à geoquímica utilizando-se o diagrama TAS (total alkali – sílica diagram / Le Bas *et al*., 1986) que classifica as rochas vulcânicas a partir de sua concentração de SiO_2 e da soma entre a concentração de K_2O e Na_2O, todos em massa (Figura 15 - Le Maitre *et al*., 2002).

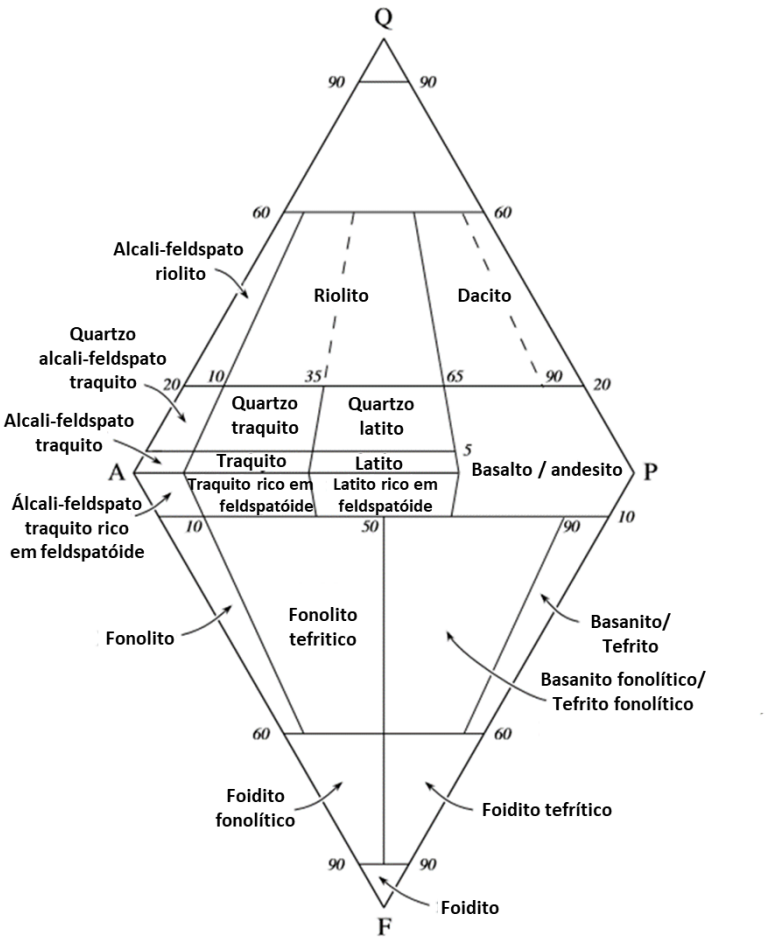
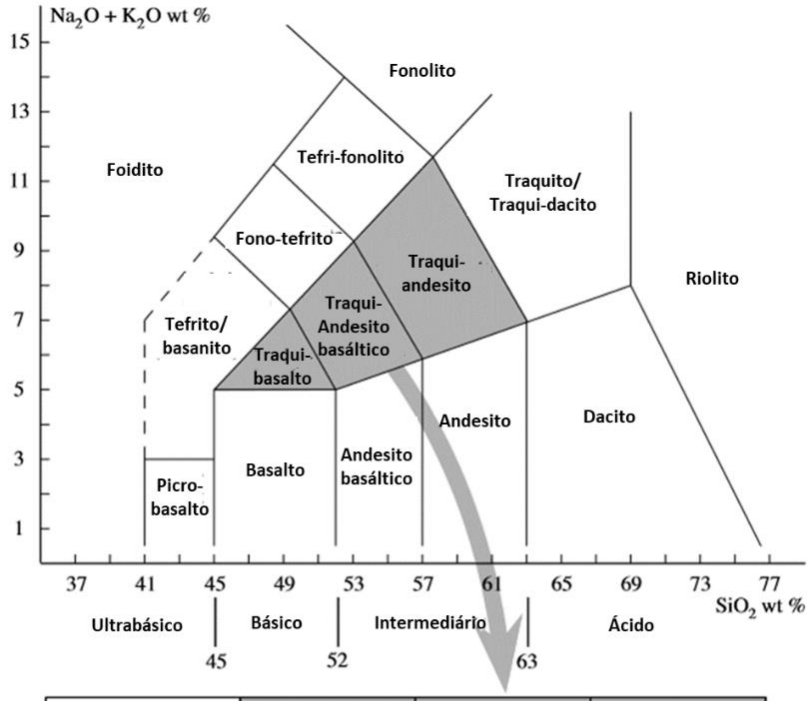


Figura 14: Diagrama QAPF para classificação de rochas vulcânicas a partir da mineralogia. Figura modificada de Le Maitre *et al.* (2002), baseada em Streckeisen (1978).



Subdivisão adicional dos campos sombreados	Traqui-basalto	Traqui-andesito basáltico	Traqui-andesito
$Na_2O - 2.0 \geq K_2O$	Hawaiito	Mugearito	Bemoreíto
$Na_2O - 2.0 < K_2O$	Traqui-basalto potássico	Shoshonito	Latito

Figura 15: Diagrama TAS para classificação de rochas vulcânicas a partir da composição geoquímica. Figura de Le Maitre *et al.* (2002) baseada em Le Bas *et al.* (1986).

5.2.1.1. Rochas vulcânicas básicas

Esse grupo é representado principalmente por basaltos, e é definido como rocha de granulação fina composta essencialmente por plagioclásio cálcico e piroxênio augita, podendo conter olivina e apatita (Gill, 2010; Le Maitre *et al.*, 2002).

Os basaltos podem ser divididos quimicamente como basaltos subalcalinos ou alcalinos (Gill, 2010). Em ambiente subvulcânico rochas com a mesma composição mineralógica e química geralmente apresentam granulação média e são denominados diabásios (Le Maitre *et al.*, 2002).

5.2.1.2. Rochas vulcânicas e subvulcânicas, intermediárias e ácidas

Esses dois grupos são de rochas ígneas com teores de SiO_2 mais elevados que os basaltos; entre 52% e 63% para as rochas intermediárias; enquanto os magmas ácidos, com teores de SiO_2 acima de 63% (Gill, 2010). O mais alto teor de SiO_2 confere a rochas intermediárias e ácidas maior viscosidade que os basaltos, e por isto é comum que seus derrames sejam associados a erupções explosivas que geram facies piroclásticas (Gill, 2010).

Os andesitos são caracterizados pela presença de plagioclásio (bytonita-andesina) e dois minerais máficos (piroxênio, anfibólio e/ou olivina), sendo muito comum a presença de fenocristais (Gill, 2010).

Os dacitos e os riolitos são rochas ácidas com mais de 20% de quartzo e presença de feldspatos, sendo os dacitos mais ricos em plagioclásio sódico e os riolitos mais rico em álcali-feldspato. Riolitos apresentam frequentemente a presença de fenocristais e de matriz vítrea (Gill, 2010). Apesar da alta viscosidade deste magma, os derrames podem ocorrer e formam domos sobre o próprio duto, diferente dos andesitos e basaltos que escorrem lateralmente. Esses domos podem ter várias fases com laminações internas e graus diferentes de vesicularidades, apresentando o topo espinhoso ou brechado (Gill, 2010). No entanto, o mais comum nestes tipos de magma são erupções explosivas devido à alta concentração de voláteis, originando cinzas vulcânicas e depósitos piroclásticos (Gill, 2010).

5.2.1.3. Rochas vulcânicas alcalinas

As rochas vulcânicas alcalinas são definidas por sua composição mineralógica e química, sendo composta, na maioria dos casos, por minerais pobres em sílica e ricos em sódio e potássio, que refletem na química da rocha. No diagrama TAS são representadas acima das linhas divisórias X-Y e X-Z (Figura 16), onde os valores acima destas correspondem a rochas com maior teor de álcalis, ou seja, a somatória K_2O+Na_2O. Essas rochas podem ter teores variados de SiO_2, variando de ultramáfica a félsica, mas sempre possuindo déficit em SiO_2, levando a cristalização de diferentes minerais, empobrecidos em sílica, como feldspatóides, clinopiroxênio sódico e/ou anfibólio sódico (Gill, 2010; Le Maitre et al., 2002).

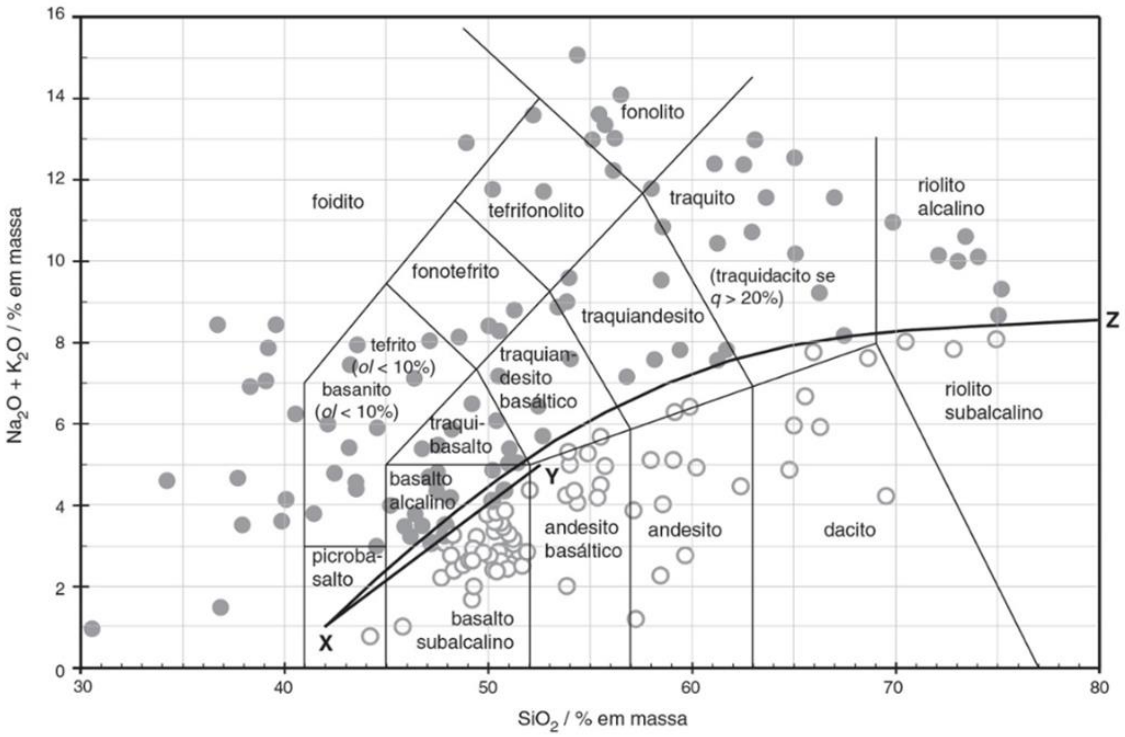


Figura 16: Diagrama TAS para classificação de rochas vulcânicas a partir da composição geoquímica (teor de SiO_2 x Na_2O+K_2O) com as curvas que separam diversos tipos de rochas segundo a classificação de Le Maitre *et al*. (2002) baseado em Le Bas *et al*. (1986). Figura de Gill (2014) com as curvas X-Z (vulcânicas gerais) e X-Y (basaltos havaianos) propostas, respectivamente, por Miyashiro (1978) e Macdonald & Katsura (1964).

5.2.2. Minerais formadores de rochas ígneas e a série de Bowen

As rochas ígneas são nomeadas de acordo com sua mineralogia (Le Maitre *et al.*, 2002), sendo que esses minerais e suas relações trazem importantes informações do contexto petrológico da rocha, pois apresentam diferentes condições de temperatura e pressão para a cristalização (Sial & McReath, 1984).

A série de reações de Bowen (Figura 17) mostra que os minerais se cristalizam em distintas temperaturas, sendo inicialmente divididos em duas séries: contínua e descontínua (Bowen, 1922; Gill, 2010; Jerram, 2011). Segundo Bowen (1922), a série contínua de reações inicia a 1450°C com a cristalização de plagioclásio cálcico (anortita), onde essa cristalização vai assimilando cada vez mais sódio (Na) e diminuindo a concentração de cálcio (Ca) e alumínio (Al) até ficar rico em plagioclásio sódico (albita).

A série contínua foi caracterizada como a cristalização de minerais que são substituídos por outros com a diminuição de temperatura e mudança na composição do magma (Gill, 2010), iniciando com a cristalização da olivina magnesiana (forsterita) a 1557°C (Bowen, 1922).

Conforme a temperatura do magma diminui e vai ficando mais pobre em magnésio (Mg), inicia-se a cristalização de ortopiroxênio. Esse processo se repete com a cristalização subsequente de clinopiroxênio, anfibólio e biotita (Bowen, 1922; Gill, 2010).

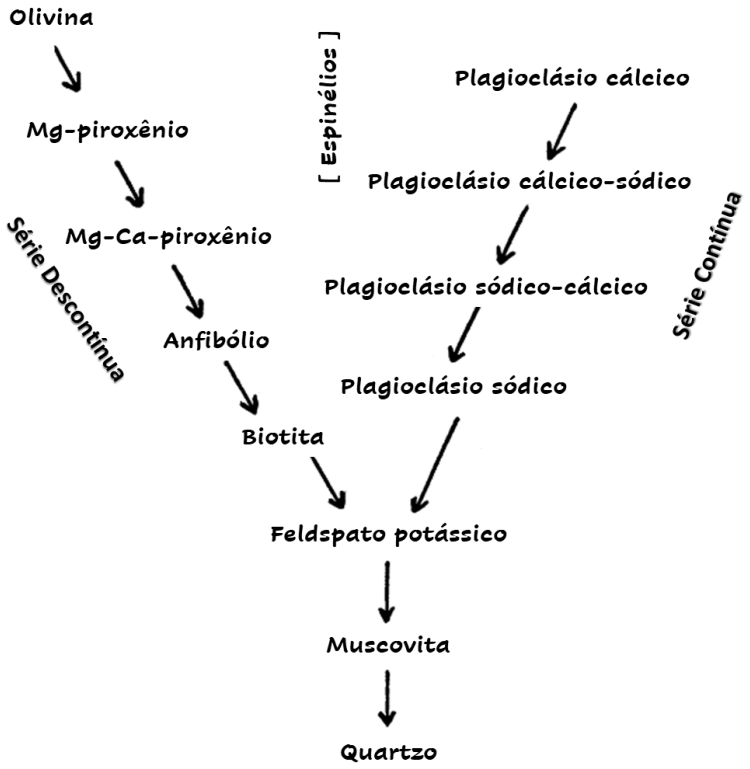


Figura 17: Série de reações de Bowen mostrando as séries descontínua e contínua dos principais minerais em rochas subalcalinas (modificado de Bowen, 1922).

A porção final da cristalização da rocha ocorre após a finalização das duas séries, com a cristalização de feldspato potássico (aumentando o teor de K na rocha), quartzo e muscovita (Bowen, 1922; Gill, 2010; Jerram, 2011). Assim, em cada fase mineral que se cristaliza, é possível observar o enriquecimento da rocha ou do magma em determinados elementos, possibilitando a reconstrução petrogenética a partir de análises químicas (Sial & McReath, 1984; Gill, 2010).

5.2.3. Rochas ígneas intrusivas

As rochas intrusivas subvulcânicas comumente apresentam uma mineralogia em tamanhos mais finos que as rochas intrusivas plutônicas e mais grossos que as rochas vulcânicas (Gill, 2010). Quando apresenta composição máfica é representado pelo termo

diabásio, sendo definido por Le Maitre *et al.* (2002) como uma rocha com tamanho de cristais intermediário entre basalto e gabro, também podendo ser chamado de microgabro ou dolerito.

O ambiente subvulcânico apresenta diversas formas de intrusão, sendo mais comuns as soleiras e diques (Jerram, 2011). Os diques são caracterizados por serem corpos intrusivos discordantes à estratificação encaixante com alguma angulação, sendo muitas vezes subvertical, caracterizados como uma zona de transporte do magma (Jerram, 2011; Marsh, 2015). Enquanto as soleiras são corpos intrusivos tabulares horizontais ou sub-horizontais concordantes com a estratificação encaixante, caracterizadas como uma zona de acumulação de magma, e assim como os diques, são associados com o sistema alimentador vulcânico (Jerram, 2011; Marsh, 2015).

Durante a cristalização do magma, os primeiros cristais formados começam a formar uma malha denominada *mush* que impede que eles decantem devido a diferença de densidade com o magma, mesmo que ele esteja estagnado em uma soleira (Marsh, 2015). Entretanto, se esse magma for alocado com fenocristais ou haja um novo pulso magmático após o início da cristalização, os cristais previamente formados sofrem o processo de decantação, formando uma diferença composicional entre o topo e a base da soleira, como aumento de minerais máficos, densidade ou Mg na base (Figura 18) relacionado a maior quantidade de Olivina magnesiana ou ortopiroxênio (Marsh, 2015). Esse processo de cristalização, quando não há decantação dos cristais previamente formados, se inicia da borda para o centro, possibilitando um acúmulo de minerais de mais baixa temperatura na porção central da soleira (Marsh, 2015).

Quanto ao formato destes corpos ígneos intrusivos, as soleiras apresentam mais comumente um formato de pires ou prato (Figura 19A e Figura 19B - Polteau *et al.*, 2008), onde em suas bordas (também chamadas de asas) há um escape de fluidos que comumente alteram as rochas sedimentares acima (Figura 19C - Planke *et al.*, 2005). Essas estruturas de soleiras são interligadas por diques ou enxames de diques, sendo essa estrutura a responsável por ligar o ambiente plutônico ao ambiente vulcânico (Figura 20 - Jerram, 2011).

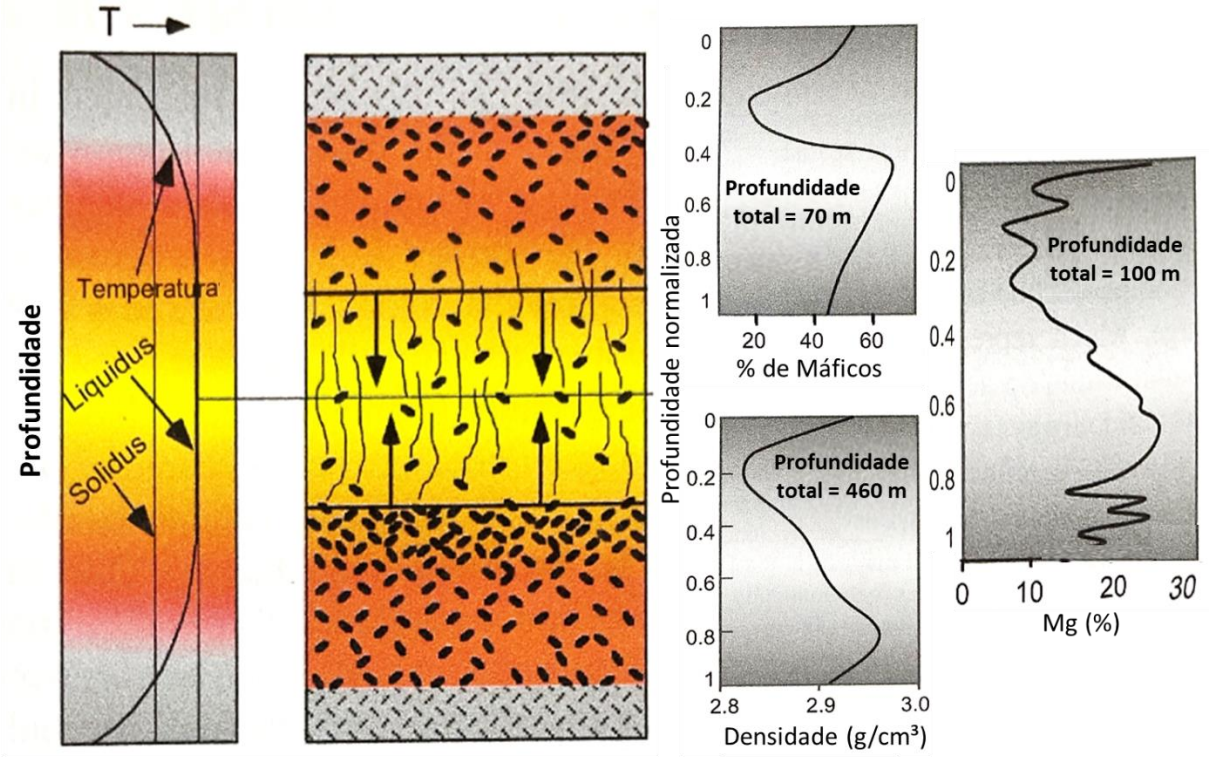


Figura 18: Esquema mostrando o sentido de cristalização em uma soleira, da borda para o centro, com sua variação de temperatura e concentração de cristais. Quando há presença de fenocristais ou novo aporte magmático, este processo apresenta uma variação composicional entre topo e base, conforme mostrado nos gráficos de profundidade por percentual de máficos, densidade e MgO (Marsh, 2015).

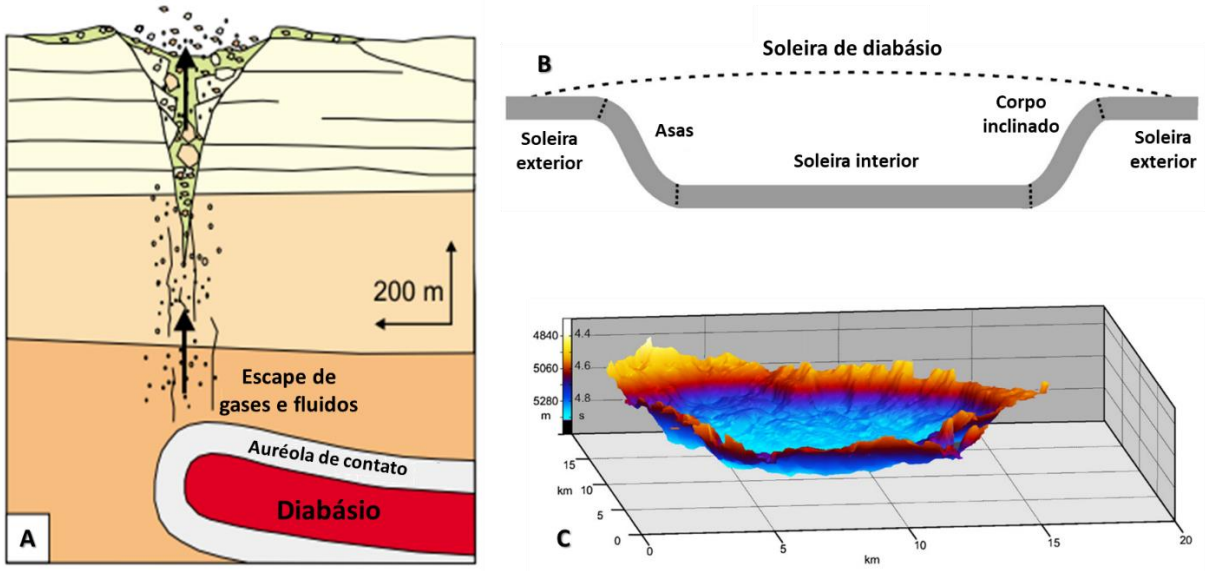


Figura 19: Esquemas mostrando detalhes relacionados às soleiras: A) Borda da soleira com liberação de fluidos afetando a rocha sedimentar encaixante (modificado de Planke *et al.*, 2005); B) Modelo esquemático de uma soleira típica em duas dimensões (modificado de Polteau *et al.*, 2008); C) Modelo esquemático da soleira em três dimensões (modificado de Polteau *et al.*, 2008).

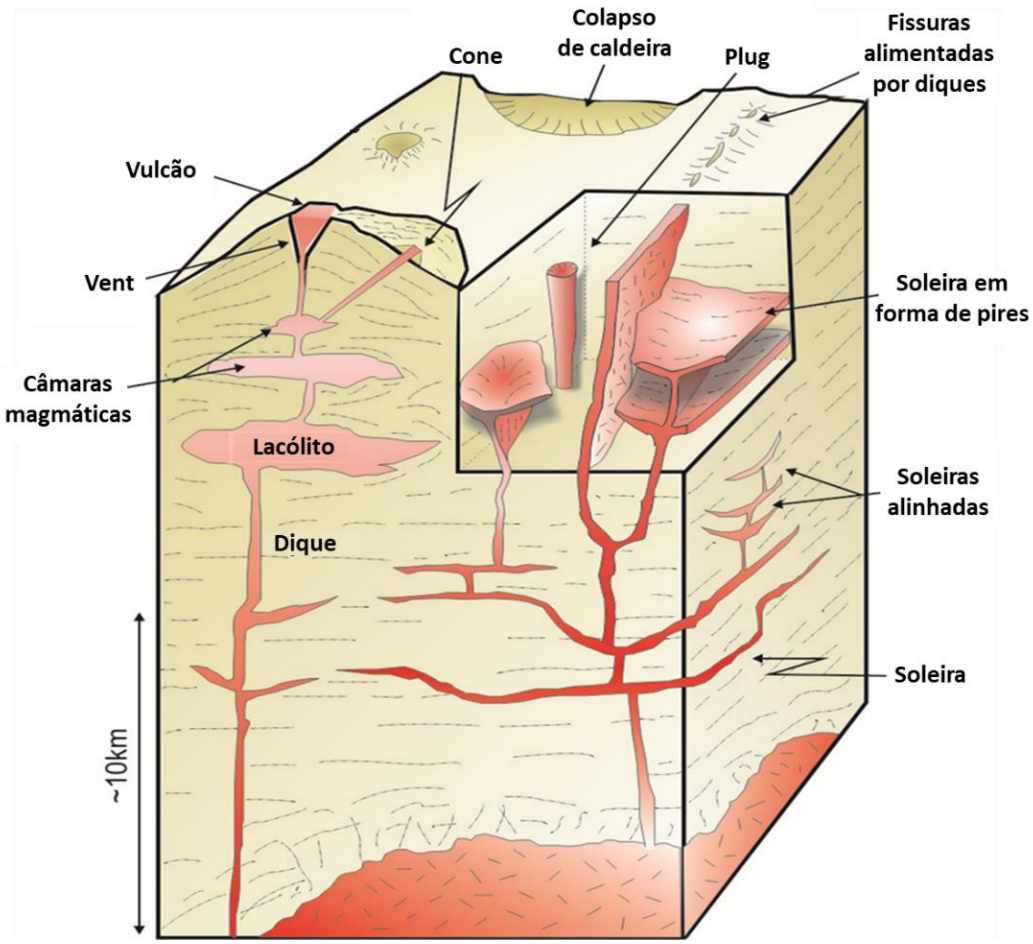


Figura 20: Esquemas dos principais formatos de corpos intrusivos, mostrando sua função de interligar os ambientes vulcânico e plutônico e a relação entre diques e soleiras (Jerram, 2011).

5.2.4. Derrames basálticos e suas fácies

Os magmas basálticos são caracterizados por baixa viscosidade e baixo teor de gases dissolvidos, quando comparados com magmas mais evoluídos como andesíticos ou riolíticos (Fisher & Schmincke, 1984). Os derrames basálticos costumam ser fissurais ou com erupções efusivas, podendo mais raramente ser explosivos, mas sempre de baixa explosividade como os vulcões estrombolianos (Gill, 2014).

Tais derrames geram diversas fácies ígneas de acordo com alguns fatores externos, como fluido presente em superfície (ar ou água) a declividade do terreno, a profundidade da lâmina d'agua, a viscosidade do magma e a taxa de efusão (Walker, 1971; Umino, 2012). A depender do ambiente em que a lava é expelida, são geradas diferentes morfologias e estruturas de derrame, por isso vamos tratá-los em dois conjuntos separados: os derrames subaéreos e os derrames subaquosos.

5.2.4.1. Derrames subaéreos

Estes derrames caracterizam-se pelo contato do magma com o ar criando uma fina crosta de vidro, que isola o magma, ainda líquido (Duraiswami *et al.*, 2014). Esse processo pode dar origem a várias morfologias, tais como *pahoehoe* composta, *pahoehoe* inflada, *rubbly pahoehoe* e *a'a* (Macdonald, 1953; Walker, 1971; Duraiswami *et al.*, 2014). Lavas compostas (pahoehoe) são lobos compostos, isolados por uma película exterior vítrea e um interior cristalino com estrutura vesicular ou amigdaloidal (Macdonald, 1953), enquanto que as lavas simples (*pahoehoe* infladas, *rubbly pahoehoe* e *a'a*) são caracterizadas por um núcleo maciço espesso e um topo vesicular (*pahoehoe* inflada) ou topo brechado (*rubbly pahoehoe* e *a'a*), com as lavas *a'a* podendo apresentar brechas na base (Macdonald, 1953; Walker, 1971; Duraiswami *et al.*, 2003; Duraiswami *et al.*, 2008; Duraiswami *et al.*, 2014).

Segundo Walker (1971) essas morfologias podem ser subdivididas em dois grupos, compostas e simples. As lavas compostas são geradas com taxas de efusão e viscosidade mais baixas, sendo caracterizadas por diversos lolos entre 5cm e 10m amalgamados horizontalmente e verticalmente. As lavas simples não são divididas em lóbulos, sendo volumes espessos que representam um único evento, e são caracterizadas como a evolução das lavas compostas, representando aumento da taxa de efusão e/ou da viscosidade da lava (Figura 21).

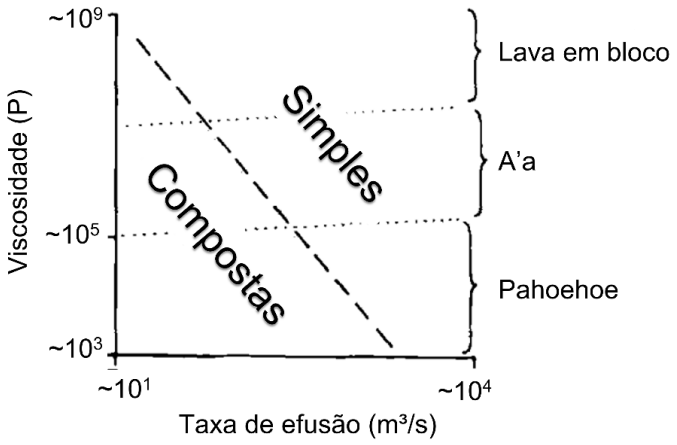


Figura 21: Gráfico relacionando a variação de viscosidade da lava com a taxa de efusão do vulcão para dividir as diversas morfologias de lava em duas categorias: simples ou compostas (modificado de Walker, 1971).

As lavas *pahoehoe* foram definidas por Macdonald (1953) como lavas que apresentam uma película externa vítrea em formato liso ou rugoso e seu interior cristalino com estrutura vesiculada ou amigdaloidal. Enquanto as lavas *a'a* foram descritas como superfícies espinhosa, sendo uma transição para as lavas em bloco, que apresentam sua superfície blocada devido a fragmentação mecânica.

Self (1998) propõe diversas variações morfológicas nas *pahoehoe* a partir de variações nas taxas de efusão, sugerindo que podem formar *pahoehoe* compostas, *hummocky pahoehoe* ou *pahoehoe* infladas (*sheet pahoehoe*), conforme apresentada na Figura 22. Posteriormente, Duraiwami *et al.* (2014) associa essas variações de pahoehoe a morfologias transicionais, como *slabby* e *rubbly pahoehoe*, e as morfologias *a'a*, gerando um padrão de variação morfológica para as lavas que variam em função da viscosidade, da taxa de efusão e da declividade do terreno, conforme mostra a Figura 23.

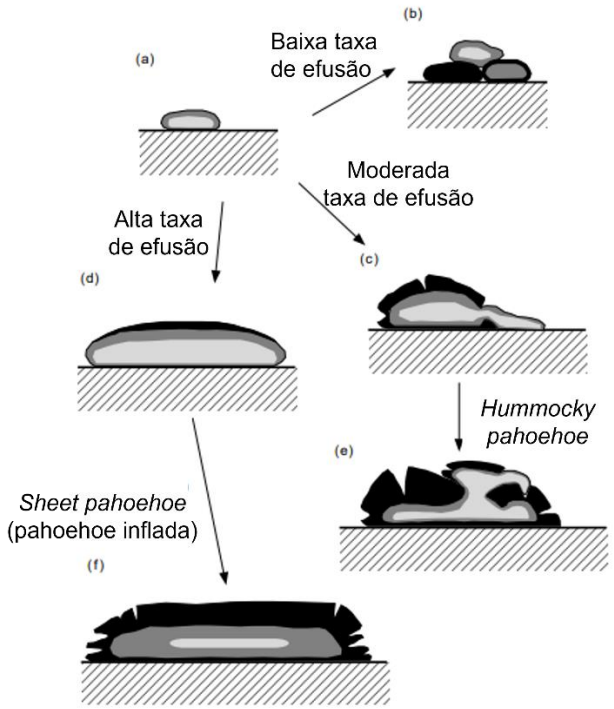


Figura 22: Esquema mostrando a variação morfológica das lavas pahoehoe a partir da variação da taxa de efusão (modificado de Self, 1998).

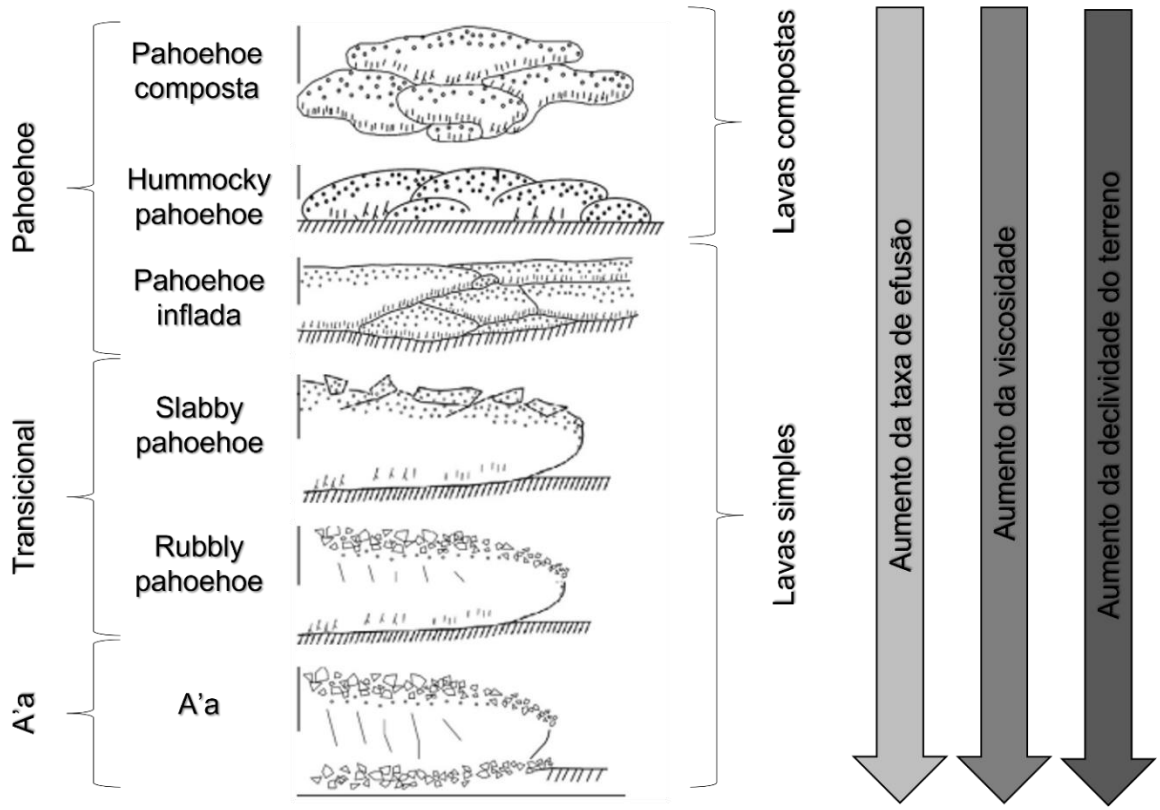


Figura 23: Esquema modificado de Duraiwami *et al.* (2014) mostrando os diferentes tipos de morfologias de lava e suas classificações segundo Walker (1971).

5.2.4.2. Derrames subaquosos

Os derrames subaquosos são caracterizados por um rápido resfriamento devido ao contato da lava com a água, gerando formas e fácies bem diferentes dos derrames subaéreos (Gill, 2014). Esse choque térmico gera vidro vulcânico, que é instável em superfície e rapidamente se altera para palagonita, esmectita e illita (Watton *et al.*, 2013 e 2014). No entanto, estes derrames podem apresentar diversas morfologias, que dependem da taxa de efusão, da viscosidade da lava e da topografia (Umino, 2012).

Derrames em lençol, lobados e *pillows* são os três principais tipos de lavas submarinas (White *et al.*, 2015; Figura 24). Os derrames em lençol, ou tabulares, são relacionados a taxas de efusão mais altas (Watton, 2013; White *et al.*, 2015), tipicamente relacionados a zonas próximas a fonte magmática e topograficamente restritas ou canalizadas (White *et al.*, 2015). As *pillow* lavas são as morfologias de lava mais abundantes da superfície da Terra (White *et al.*, 2015), sendo relacionadas a um tipo de lava composta (Walker, 1971) e caracterizadas por abundante presença de vidro vulcânico na sua parte externa, vesículas (ou amígdalas) e

fraturas radiais, além de cristais diminutos e vidro vulcânico no seu interior (Macdonald, 1953). Esta morfologia está associada a baixas taxas de efusão e comumente forma montes empilhados (Chadwick *et al.*, 2013; Chadwick *et al.*, 2016), podendo ganhar formas mais alongadas em regiões com maior declividade (White *et al.*, 2015) ou apresentar sedimentos e hialoclastitos em seus interstícios (Walker, 1992). Quando a taxa de efusão que produz as *pillows lavas* aumenta, estas tendem a inflar e formar uma morfologia lobada, sendo que estas estruturas tendem a desabar posteriormente (Chadwick *et al.*, 2013; White *et al.*, 2015; Chadwick *et al.*, 2016 - Figura 25).

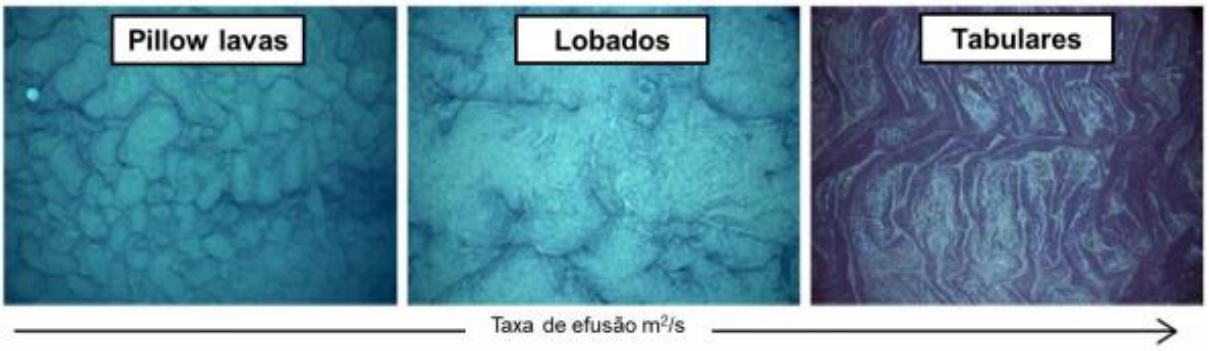


Figura 24: Exemplos dos três principais tipos de lavas subaquosas (modificado de White *et al.,* 2015).

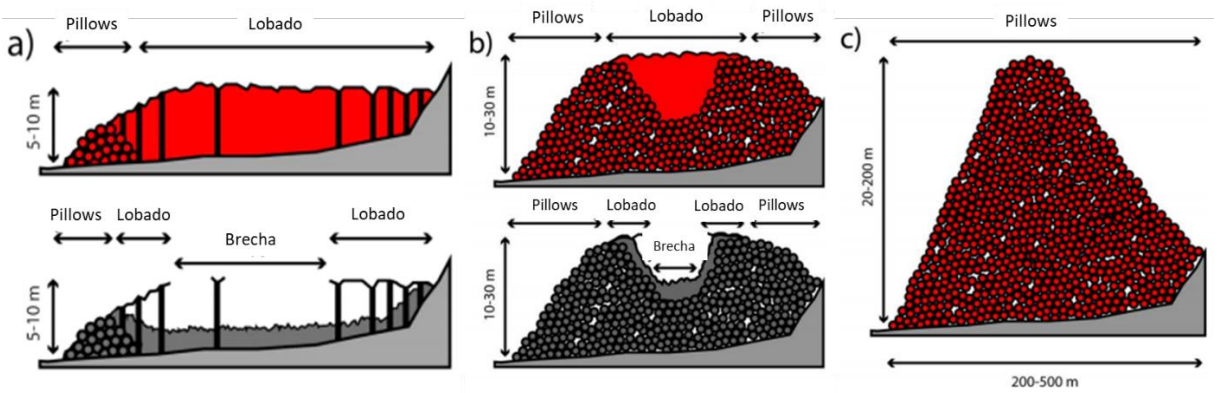


Figura 25: a) Lava lobada durante o processo e depois da solidificação; b) *Pillow lavas* infladas durante o processo e após a solidificação; c) Monte de *pillow lavas* (modificado de Chadwick *et al.,* 2013).

Os hialoclastitos são depósitos clásticos vítreos formados por fragmentação não explosiva por resfriamento rápido (White *et al.*, 2015), a partir do contato da lava com a água ou com o gelo, que forma uma brecha composta de vidro vulcânico, fragmentos ígneos, fases argilosas alteradas (palagonita, esmectita e illita) e zeólitas (Watton *et al.*, 2013; 2014). Estas rochas podem ser formadas, principalmente, em duas ocasiões: quando a lava subaérea

encontra um corpo aquoso; ou por fragmentação durante formação de *pillow* lavas, sendo que estes comumente formam depósitos denominados *pillow* brechas, pois apresentam pedaços de *pillows* junto a si (White *et al.*, 2015) relacionados à declividade do terreno (Umino, 2012 – Figura 26).

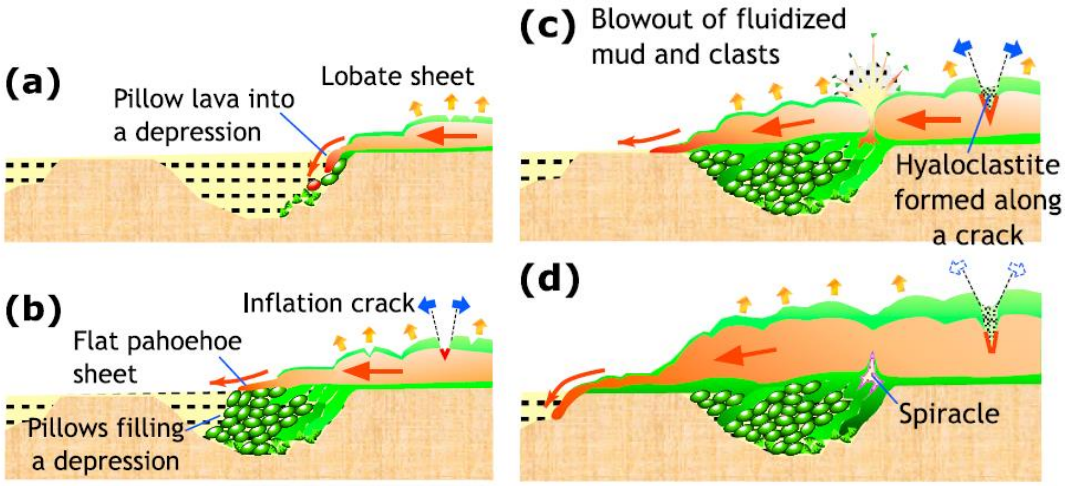


Figura 26: Ilustração de Umino (2012) mostrando a evolução de uma lava em lençol subaquosa ao chegar a um declive topográfico, formando *pillow lavas* e hialoclastitos devido à quebra da carapaça vítrea.

5.2.5. Classificação das rochas vulcanoclásticas

Rochas vulcanoclásticas são aquelas formadas por fragmentação das rochas vulcânicas, e podem ser classificadas de forma descritiva ou por conotação genética. A classificação descritiva considera sua composição com relação aos três principais tamanhos dos clastos: cinza vulcânica (até 2mm), *lapili* (entre 2mm e 6,4cm) e bombas ou blocos (maior que 6,4cm), segundo Le Maitre *et al*. (2002); e o nome da rocha considera diferentes proporções destes tamanhos de fragmentos conforme classificação apresentada em diagrama ternário (Figura 27 - Le Maitre et al., 2002). A classificação genética apresenta dois grupos: autoclásticas e piroclásticas. As rochas autoclásticas são aquelas formadas por fragmentação mecânica do fluxo de lava, como o topo de uma lava simples (com estrutura *a'a* ou *rubbly*). As rochas piroclásticas são oriundas de processos explosivos, e são subdivididas segundo o tipo de transporte que sofreram: os depósitos piroclásticos são aqueles transportados por fluxo de massa, os depósitos de surge envolvem transporte trativo, e os depósitos de queda são aqueles que sofreram transporte por suspensão (Fisher & Schmincke, 1984).

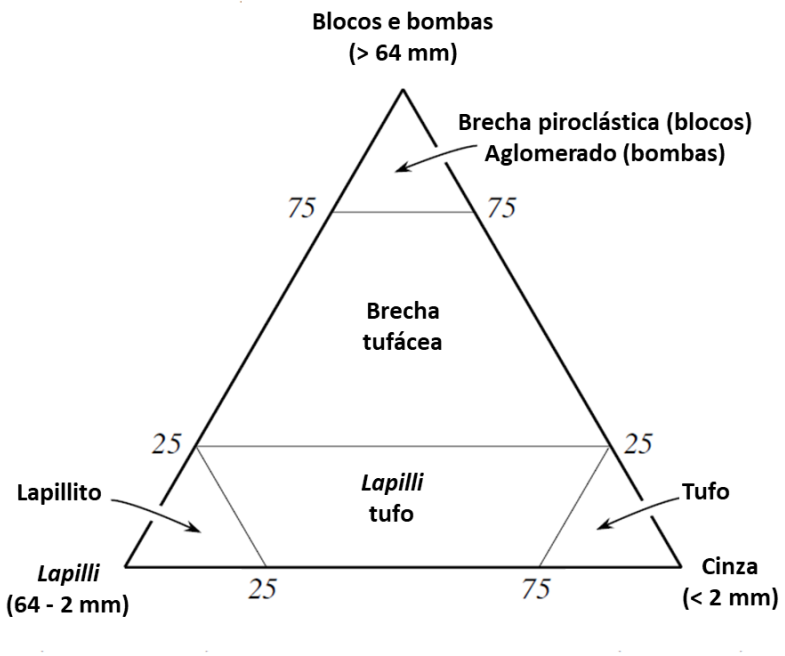


Figura 27: Diagrama ternário para classificação descritiva de rochas vulcanoclásticas conforme Le Maitre *et al.* (2002) *apud* Fisher (1966).

5.3. ROCHAS ÍGNEAS: IDENTIFICAÇÃO USANDO PERFIS GEOFÍSICOS

As rochas vulcânicas possuem maior complexidade composicional, textural e estrutural, quando comparadas com as rochas sedimentares (Ran *et al.*, 2014). Por esse motivo, identificá-las e caracterizá-las usando perfis geofísicos é um desafio que tem sido suplantado a partir de perfis convencionais (GR, RES, DT, RHOB e NPHI), perfil litogeoquímico (ECS) e perfis de imagem (IMac e IMres) (Planke, 1994; Brewer, *et al.*, 1998; Bücker *et al.*, 1998; Millward *et al.*, 2002; Nelson *et al.*, 2009; Zou *et al*., 2013; Liu *et al.*, 2013; Ran *et al.*, 2014; Watton *et al.*, 2014; Nelson *et al.*, 2015; Jerram *et al.*, 2019; Fornero *et al.*, 2019).

Rochas de composição básica, intermediária e ácida podem ser diferenciadas por perfis de GR, RES, DT e RHOB, os quais indicam, indiretamente, a variação composicional das rochas. As rochas ígneas básicas apresentam valores mais baixos de GR e DT, e valores mais altos de RES, RHOB e NPHI, quando comparados com rochas ígneas ácidas, sendo que as intermediárias apresentam valores entre ambas (Zou *et al.*, 2013; Ran *et al.*, 2014).

O perfil de GR está relacionado, indiretamente, ao conteúdo de SiO_2 da rocha ígnea (Millward *et al*., 2002; Jerram *et al*., 2019). O potássio (K) reflete o conteúdo de K-feldspato, o urânio (U) refere-se à quantidade de matéria orgânica, e o tório (Th) está associado à

quantidade de argilominerais (Quirein *et al*., 1982; Hurst, 1990; Ran *et al*., 2014), embora também seja um indicador da composição química da rocha por ser um elemento incompatível e com maior concentração em magmas mais evoluídos (Millward *et al*., 2002). Entretanto, rochas ígneas com alteração de baixa temperatura apresentam valores de GR mais altos que rochas ígneas de mesma composição sem alteração, devido à presença de esmectita e celadonita que resultam no aumento de Th e K (Planke, 1994; Brewer, *et al*., 1998; Bücker *et al*., 1998).

Os perfis de RHOB e DT apresentam variações entre rochas ígneas básicas e ácidas, sendo que as básicas, quando maciças e sem alterações, apresentam maiores valores de RHOB e menores valores de DT do que as ácidas (Zou *et al*., 2013; Ran *et al*., 2014). Entretanto, processos de alteração para argilominerais em rochas básicas provoca um aumento dos valores de DT e um decréscimo de RHOB e RES (Planke, 1994; Brewer, *et al.*, 1998; Bücker *et al.*, 1998; Jerram *et al.*, 2019).

Rochas vulcanoclásticas apresentam baixa RES, enquanto rochas maciças possuem alta RES (Liu *et al.*, 2013). Outros fatores que provocam a diminuição dos perfis de RES e RHOB, além de valores mais altos de DT, é o aumento do volume de vesículas na rocha (Figura 28A - Planke, 1994; Bücker *et al.*, 1998; Nelson *et al.*, 2009; Nelson *et al.*, 2015; Jerram *et al.*, 2019) ou a presença de brechas (Brewer, *et al.*, 1998; Zou *et al.*, 2013). O aumento do GR indica a presença de minerais hidratados preenchendo as vesículas em basaltos (Figura 28B), como esmectita, montmorilonita, celadonita, zeólitas ou calcedônia (Bücker *et al.*, 1998), enquanto esse mesmo aumento de GR associado a um padrão serrilhado são característicos de brechas basálticas, devido a presença de minerais hidratados e condutivos (Brewer, *et al.*, 1998).

A textura e a estrutura da rocha são melhor caracterizadas usando perfis de imagem acústica e resistiva (Liu *et al.*, 2013; Ran *et al.*, 2014), sendo possível distinguir zonas com derrames tabulares, *pillow lavas* ou com brechas (Figura 29A - Brewer, *et al.*, 1998; Watton *et al.*, 2014). Em derrames tabulares, também é possível separar lavas *pahoehoe* compostas das infladas, a partir da identificação de estruturas maciça ou vesiculada (Figura 29B - Ran *et al.*, 2014; Jerram *et al.*, 2019), assim como identificar fácies brechadas e relacioná-las a lavas *a'a* ou *rubbly pahoehoe* (Figura 29C) pelo empilhamento de fácies (Fornero *et al.*, 2019; Jerram *et al.*, 2019).

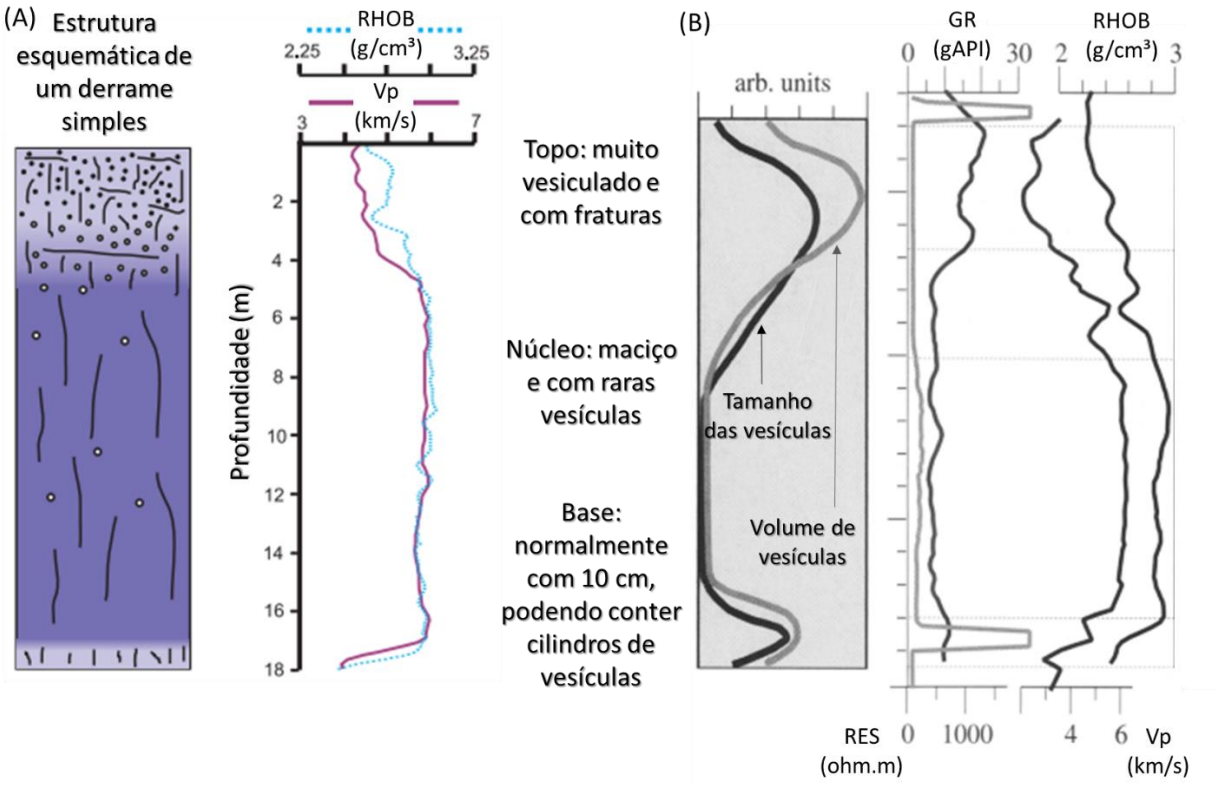


Figura 28: Perfis esquemáticos que mostram a variação dos perfis em um derrame simples: A) comparação de um derrame simples com as variações dos perfis de RHOB e Vp (modificado de Nelson *et al.*, 2009); B) comparação do tamanho e volume de vesículas preenchidas com argilominerais com os perfis de GR, RES, RHOB e Vp (modificado de Bucker *et al.*, 1998).

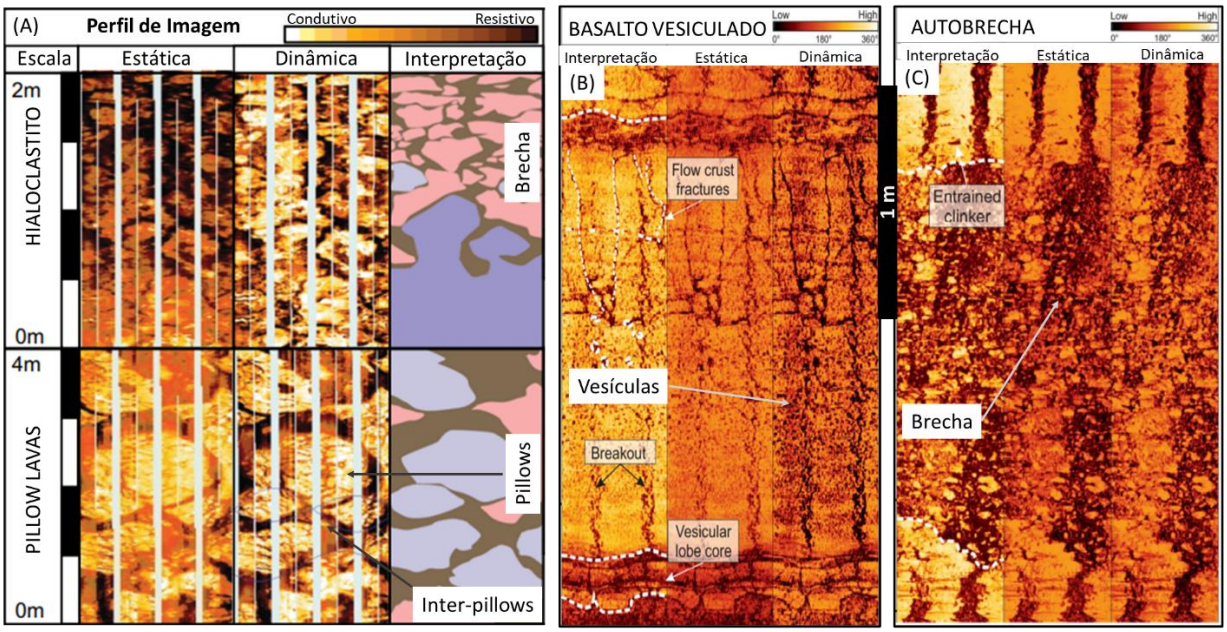


Figura 29: Exemplos de estruturas observadas com perfis de imagem resistiva e acústica: A) brechas hialoclastíticas e *pillow lavas* observadas em perfil de imagem resistiva (modificado de Watton *et al.,* 2014); B) basalto vesiculado observado em um perfil de imagem acústica (modificado de Jerram *et al.,* 2019); C) autobrecha basáltica observada em um perfil de imagem acústica (modificado de Jerram *et al.,* 2019).

Em derrames subaquosos, o perfil de imagem mostra feições arredondadas de alta RES e baixo DT com fraturas radiais, quando mostram *pillow lavas*, apresentando ainda o material *inter-pillow* com baixa RES e alto DT. Ou as brechas com formas mais angulosas com baixa RES e alto DT, podendo ser relacionadas a *pillow* brechas ou hialoclastitos (Brewer, *et al.*, 1998; Nelson *et al.*, 2009). Segundo Brewer *et al.* (1998), a relação entre as resistividades rasa e profunda também auxiliam na separação entre brechas e *pillow lavas*, pois as *pillows* comumente apresentam um padrão mais horizontalizado, proporcionando que a resistividade rasa apresente valores mais altos que a profunda, enquanto as brechas apresentam valores iguais entre si.

As feições de perfis descritas acima são relacionadas ao padrão de empilhamento de fácies nas rochas vulcânicas (Planke, 1994; Bücker *et al.*, 1998; Nelson *et al.*, 2009; Nelson *et al.*, 2015), enquanto nas rochas ígneas intrusivas são maciças e apresentam altos valores de RES e baixos valores de DT (Figura 30 - Planke *et al.*, 1999; Jerram *et al.*, 2019; Spacapan *et al.*, 2019), comumente sujeitas a arrombamento de poço durante a perfuração (Jerram *et al.*, 2019).

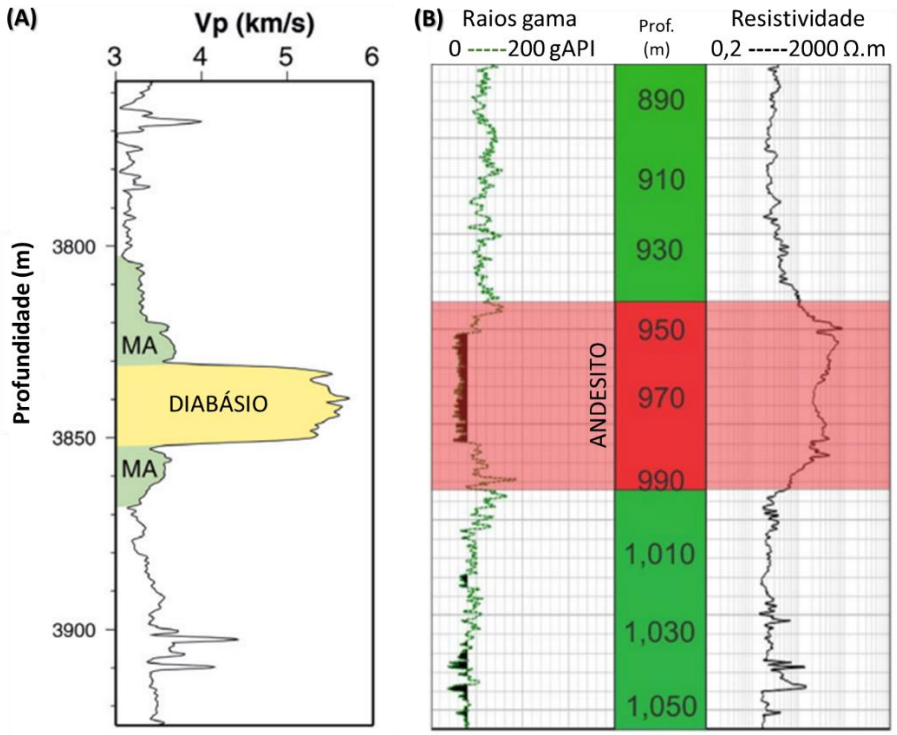


Figura 30: Exemplos de respostas em perfil de rochas ígneas intrusivas: A) um diabásio e sua resposta em Vp, que pode ser associado ao perfil DT, sendo inversamente proporcional (modificado de Planke *et al.,* 1999); B) uma soleira de andesito e suas respostas em perfis de GR e RES (modificado de Spacapan *et al.,* 2019).

5.3.1. Métodos gráficos para identificação de rochas ígneas

Uma grande variedade de rochas ígneas pode ser diferenciada pela combinação de perfis geofísicos como GR, RHOB e NPHI (Ran *et al.*, 2014), por isso alguns métodos gráficos são utilizados para distinguir essas rochas de forma simplificada, usando-se *crossplots* que relacionam dois destes perfis. O *crossplot* GR x Th separa as ígneas em basaltos, andesitos e riolito (Figura 31A), segundo Ran *et al.* (2014), sendo que Liu *et al.* (2013) ainda o utiliza para separar os traquitos (figura 31C). A relação entre RHOB e NPHI também é indicado por Ran *et al.* (2014) para separar rochas ácidas, intermediárias e básicas (Figura 31B).

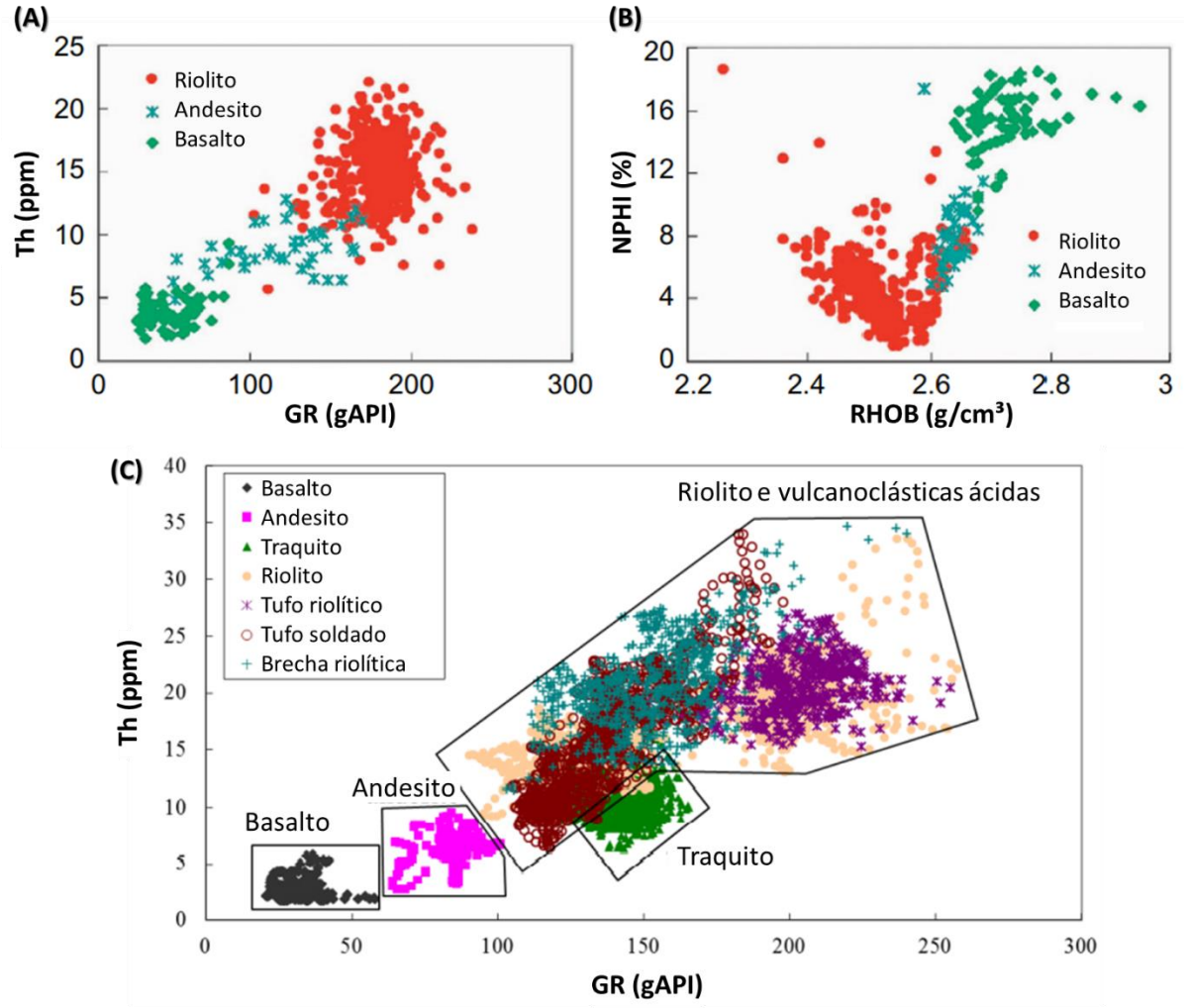


Figura 31: *Crossplots* para identificar os tipos de rochas ígneas usando perfis geofísicos: A) GR x Th para separar ígneas básicas, intermediárias e ácidas (modificado de Ran *et al.,* 2014); B) RHOB x NPHI para separas ígneas básicas, intermediárias e ácidas (modificado de Ran *et al.,* 2014); C) GR x Th para separas ígneas basaltos, andesitos, riolito e vulcanoclásticas ácidas (modificado de Liu *et al.,* 2013).

Alguns *crossplots* associam um perfil que responde mais à composição da rocha e outro que responde principalmente à sua estrutura, como os GR x RHOB (Figura 32A) e GR x DT (Figura 32C), que separam riolito, dacito, andesito e basalto, indicando zonas para estruturas maciça e vulcanoclástica e *trends* de alteração e fraturamento destas rochas (Zou *et al.*, 2013). Entretanto, segundo Ran *et al.* (2014) o melhor perfil para indicar o tipo de rocha ígnea, sem uma análise laboratorial, seria o perfil litogeoquímico. Com os dados deste perfil pode-se utilizar o diagrama TAS a partir dos elementos Si, K e Na, ou usar crossplots como Al x Si (Figura 32B) e Fe x Ti (Figura 32D), para separar rochas ácidas, intermediárias e básicas (Ran *et al.*, 2014).

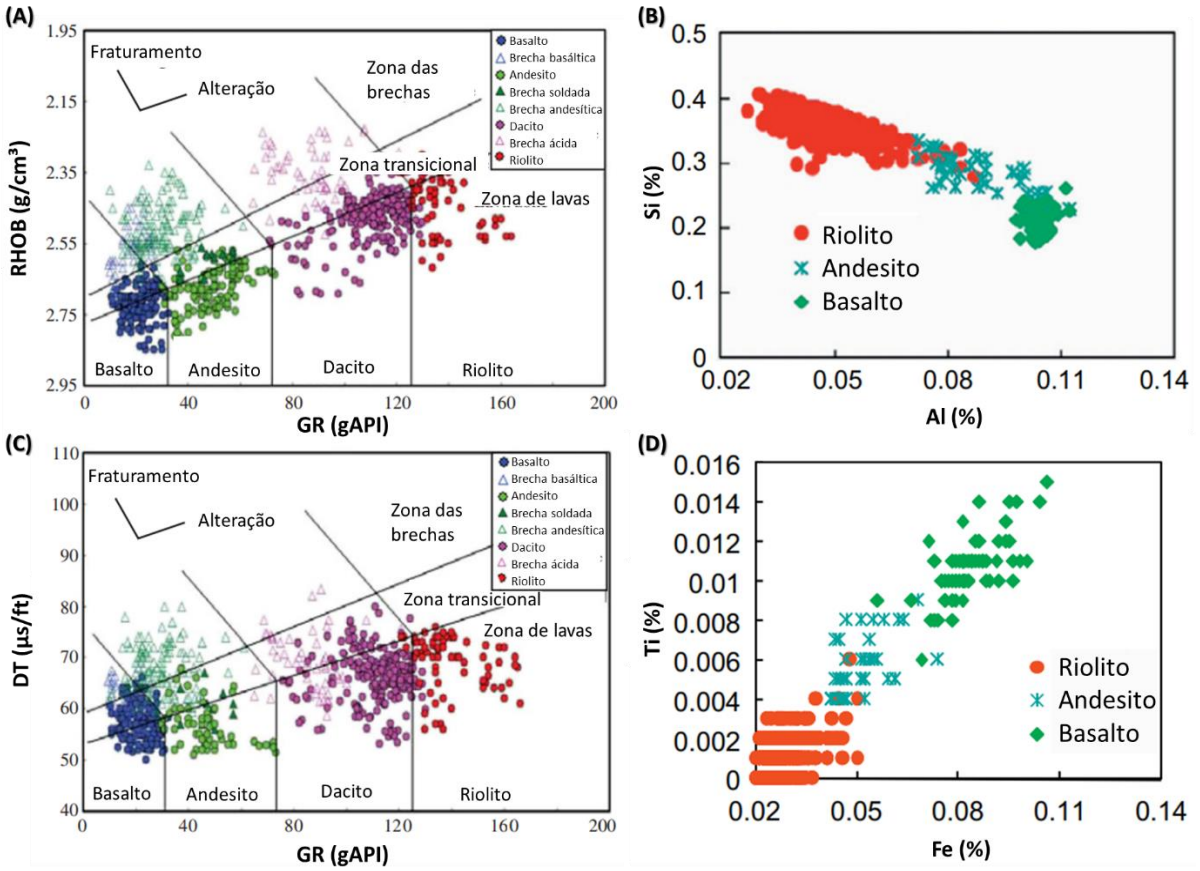


Figura 32: *Crossplots* para identificar o tipo de rocha ígnea usando perfis geofísicos convencionais e litogeoquímico: A) GR x RHOB para separar ígneas basalto, andesito, dacito e riolito, indicando zonas de lava coerente e vulcanoclástica, assim como *trends* de alteração e fraturamento (modificado de Zou *et al.,* 2013); B) Teores estimados de Si e Al do perfil litogeoquímico usado para separar rochas ígneas ácidas, intermediárias e básicas (modificado de Ran *et al.,* 2014); C) GR x DT para separar ígneas basalto, andesito, dacito e riolito, indicando zonas de lava coerente e vulcanoclásticas, assim como *trends* de alteração e fraturamento (modificado de Zou *et al.,* 2013); D) Fe x Ti do perfil litogeoquímico para separar rochas ígneas ácidas, intermediárias e básicas (modificado de Ran *et al.,* 2014).

Souza-Lima *et al.* (2006) propõe comparações entre petrografia e respostas em perfis geofísicos que indicam que as rochas ácidas possuem maiores valores de GR que rochas básicas, assim como as respostas de DT e RES variam nos basaltos, principalmente relacionados a presença de vesículas na rocha, que provoca queda de RES e aumento do DT (Figura 33B). No *crossplot* NPHI x RHOB, pode-se observar que os diabásios se concentram abaixo do *trend* da dolomita, com baixos valores de NPHI e altos valores de RHOB, enquanto os basaltos e andesitos tendem a se alinharem com esse *trend*. Os traquitos se alinham com o *trend* da calcita (CAL) e as púmices ficam no *trend* do arenito (ARN; Figura 33A).

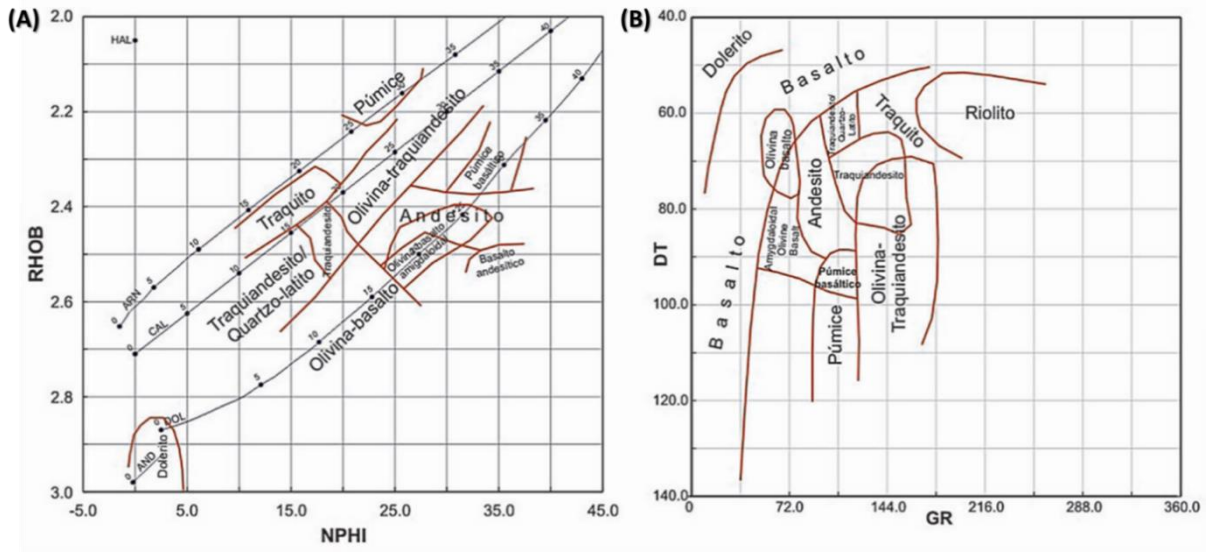


Figura 33: *Crossplots* para identificar o tipo de rocha ígnea usando perfis geofísicos comumente utilizados no Brasil: A) NPHI x RHOB comparando cada tipo de rocha ígnea com os *trends* característicos dos principais reservatórios sedimentares (Souza-Lima *et al.,* 2006); B) GR x DT indicando as respostas esperadas para cada tipo de rocha ígnea para estes dois perfis (Souza-Lima *et al.,* 2006).

5.3.2. Interpretação de rochas ígneas em perfis na bacia do Parnaíba

O sistema petrolífero da bacia do Parnaíba é atípico, com os diabásios apresentando função de fornecedora de calor para geração de petróleo, selo e trapa gerada pelo amalgamento de soleiras ou por sua extensão lateral (Figura 34 - Miranda *et al.*, 2018). Estas rochas são relacionadas a dois eventos magmáticos toleíticos, englobados na Formação Mosquito do Jurássico Inferior e na Formação Sardinha do Cretáceo Inferior, ambas constituídas por basaltos e diabásios (Góes & Feijó, 1994; Vaz *et al*., 2007; Thomaz Filho *et al*., 2008; Miranda *et al.*, 2018; Oliveira *et al.*, 2018).

Em perfis geofísicos, estas intrusões, independentes de suas idades, apresentam feições de GR características denominadas “feição barriguda” e “feição caixote” (Figura 35), terminologia utilizada informalmente na Petrobras e relacionadas ao modo de colocação do corpo ígneo (conf. Mariela Martins, *apud* Trosdtorf Jr. *et al*., 2014). A “feição barriguda” é relacionada apenas à soleiras e apresenta um alto valor de GR no terço superior do corpo ígneo, com valores entre 13 e 100 gAPI. Os altos valores de GR refletem uma composição mais rica em K e Th nesta porção da soleira, associada à cristalização mais rápida nas bordas das intrusões, que possibilita um acúmulo de voláteis no terço superior do corpo (Trosdtorf Jr. *et al*., 2014; Trosdtorf Jr. *et al*., 2018). Entretanto, Imbuzeiro (2021) observa que essa feição ocorre apenas em algumas soleiras e que estaria relacionada a uma cristalização fracionada, apresentando uma base rica em olivina ou ortopiroxênio e a porção de alto GR estaria relacionada à porção final da cristalização, rico em elementos incompatíveis. A “feição caixote” é relacionada a diques ou a porções distais das soleiras e não apresenta variação nos valores de GR (Trosdtorf Jr. *et al*., 2014). Entretanto, pode estar relacionado também a soleiras que não sofreram recarga magmática ou que o magma foi alocado sem fenocristais (Imbuzeiro, 2021).

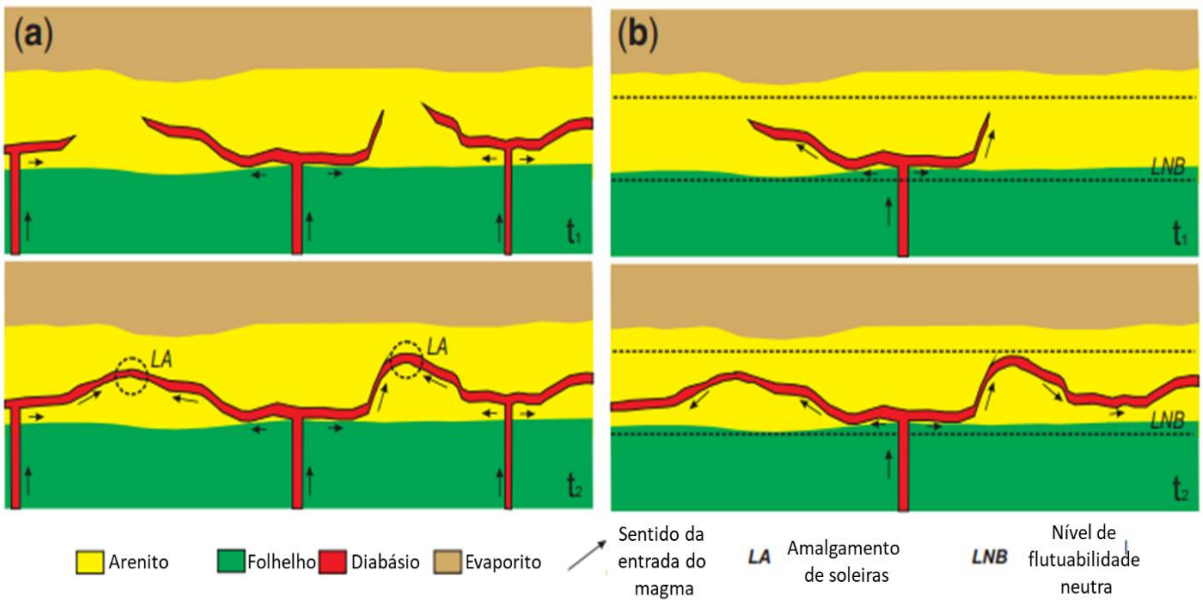


Figura 34: Modelos para a formação das trapas na bacia do Parnaíba: A) amalgamento de soleiras; B) expansão lateral (modificado de Miranda *et al.,* 2018).

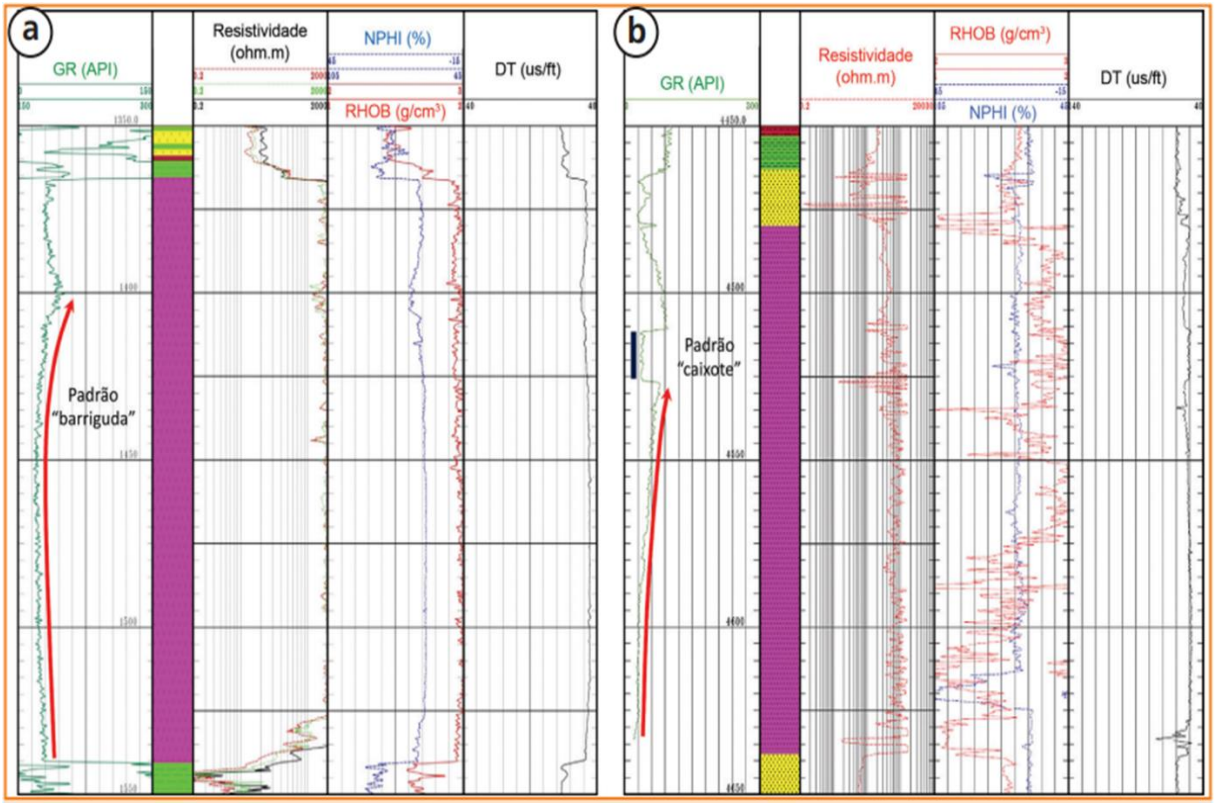


Figura 35: Feições de GR e outros perfis em intrusões na bacia do Parnaíba: a) "feição barriguda"; b) "feição caixote" (Trosdtorf Jr. *et al.,* 2018).

5.3.3. Rochas ígneas da bacia de Santos

As bacias marginais do Sudeste brasileiro apresentam três eventos vulcânicos principais: do Eocretáceo, representado pela Formação Camboriú, correlata à Formação Serra Geral; o do Neocretáceo, básico-alcalino; e o do Eoceno, de natureza alcalina e reconhecido na região do Alto de Cabo Frio (Mizusaki *et al*., 2002; Thomaz Filho *et al*., 2008; Oreiro *et al*., 2008).

No campo de Mero, observam-se dois conjuntos principais de rochas ígneas: basaltos toleíticos extrusivos, normalmente em ambientes subaquosos; e diabásios alcalinos intrusivos, comumente na forma de soleiras abaixo da base da Formação Ariri. (Penna *et al*., 2019). Esses dois conjuntos são distintos por diferentes valores de impedância, mostrando que as rochas ígneas extrusivas apresentam maior variação textural com alterações e fraturamentos (Penna *et al*., 2019).

Na porção sul da Bacia de Santos (Figura 2), o poço 1-BRSA-1050-SPS encontrou uma sequência vulcânica relacionada à Formação Camboriú logo abaixo da Formação Ariri. (Fornero *et al*., 2019). Essa sequência foi estudada por perfis de imagem acústica e resistiva,

petrografia e análises químicas em amostras laterais, que a caracterizam como basaltos subaéreos que apresentam morfologias de lava, como *pahoehoe* inflada, *pahoehoe* composta, *rubbly pahoehoe* e *slabby pahoehoe* (Fornero *et al*., 2019). A partir dos perfis de imagem foi possível identificar cinco facies: 1) zona vesicular/amigdaloidal; 2) zona de autobrechas; 3) zona maciça; 4) zona de entablamento (fraturada); e 5) zona com fraturas colunares (Figura 36); o empilhamento dessas fácies permitiu a identificação de diferentes morfologias de lava (Fornero *et al*., 2019).

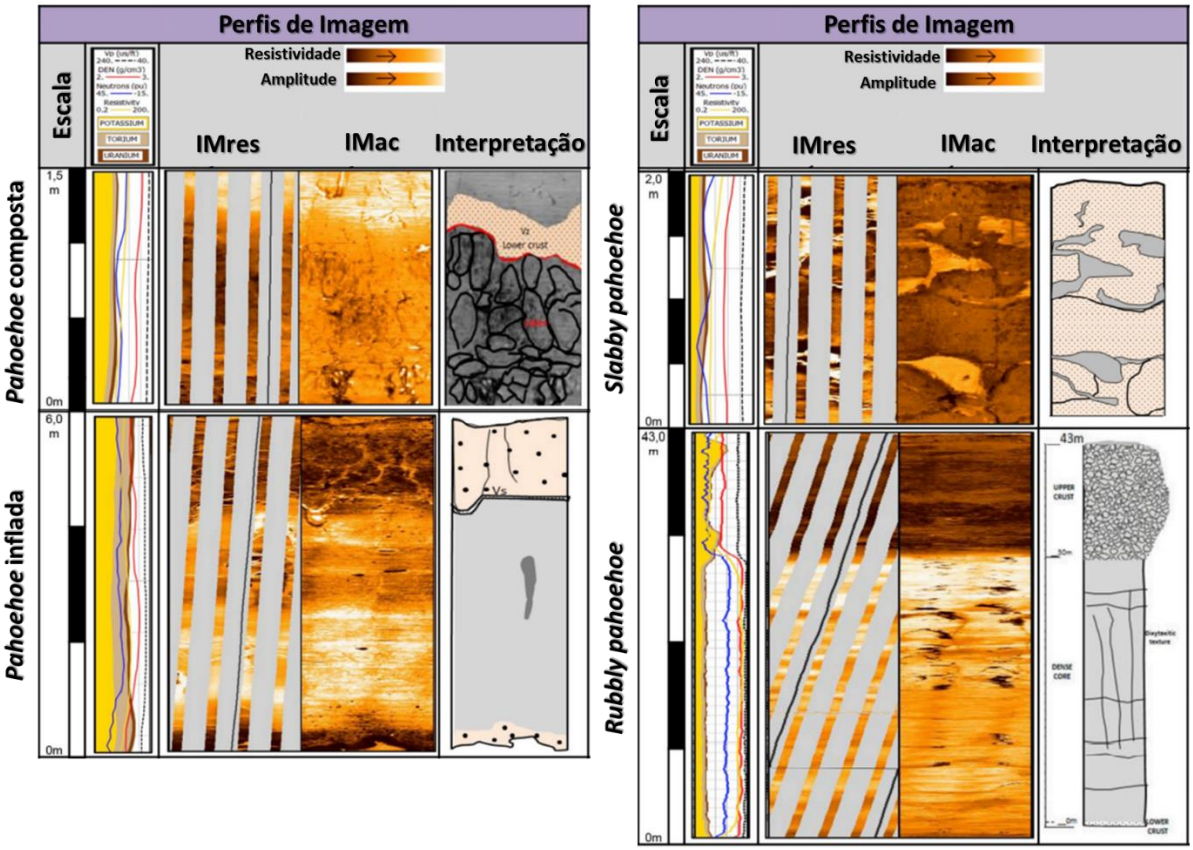


Figura 36: Padrão de empilhamento de fácies que definem diferentes tipos morfológicos, reconhecidos por feições texturais e estruturais em perfis de imagem e corroborados por feições petrográficas (modificado de Fornero *et al*., 2019).

6. MATERIAIS E MÉTODOS

O método utilizado no presente trabalho consiste na avaliação e interpretação dos perfis geofísicos de poço em intervalos com rochas ígneas. Foram analisados diversos poços nas bacias de Santos, Parnaíba e Paraná, e posterior comparação com perfis de imagem e amostras de calha ou laterais para discriminar os tipos de rochas ígneas e sua faciologia.

O trabalho foi realizado em 36 poços, sendo 19 na bacia de Santos, 8 na bacia do Parnaíba e 9 na bacia do Paraná. Estas etapas dependeram da disponibilidade dos dados em cada poço (Tabela 1) e o processo foi realizado conforme critérios apresentados na Figura 37.

Em poços na bacia de Santos, os padrões em perfis também foram comparados com análises geoquímicas e descrições petrográficas macroscópicas e microscópicas em amostras laterais, cedidas pela ANP. Na bacia do Parnaíba foram disponibilizados amostras de calha e dados geoquímicos para o estudo, e foram adquiridas análises de fluorescência e difração de raios-x para comparar as variações dos perfis com a química e a mineralogia da rocha (Tabela 1 e Figura 37). Na bacia do Paraná poucos dados foram disponibilizados, por isso os perfis foram comparados com identificações e descrições fornecidas (Tabela 1 e Figura 37) no Perfil Composto da ANP (Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis).

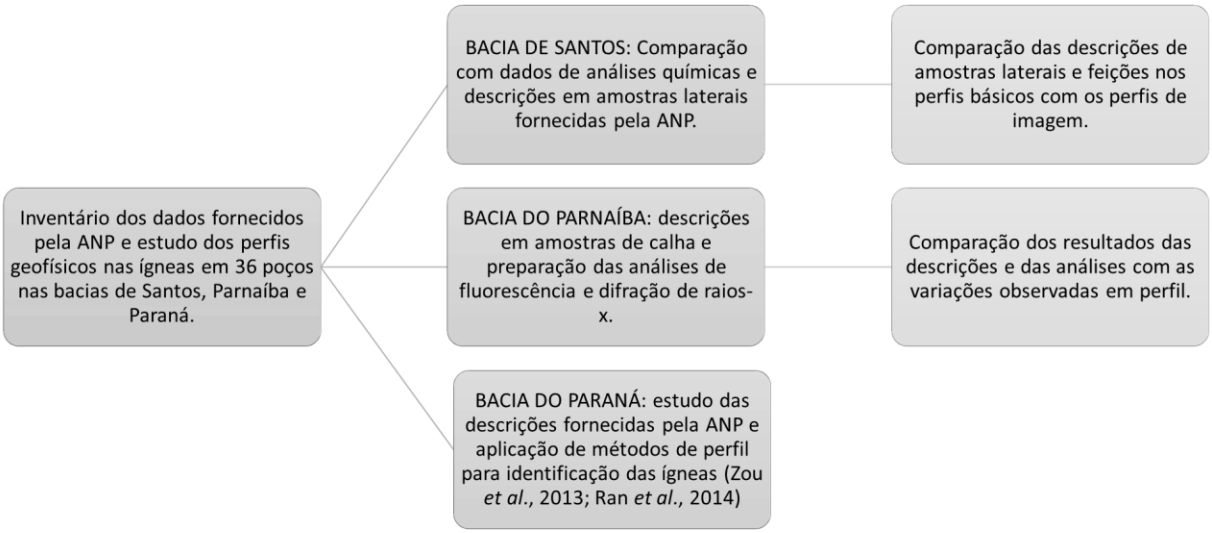


Figura 37: Fluxograma da aquisição de dados junto à ANP, para cada bacia estudada, e o processos de avaliação e interpretação destes dados.

Tabela 1: Relação dos poços usados no projeto com a bacia, registrando o tipo de amostra usada para comparar com os perfis e as análises.

Poços	Bacias	Amostras utilizadas	Análises laboratoriais fornecidas pela ANP	Análises laboratoriais geradas em amostras de calha	Análises em perfis geofísicos especiais de poços
8-LL-14D-RJS	Bacia de Santos	Amostra lateral	-	-	Perfil geoquímico e de imagem
7-LL-15D-RJS	Bacia de Santos	Amostra lateral	Análise geoquímica	-	Perfil geoquímico e de imagem
7-LL-11-RJS	Bacia de Santos	Amostra lateral	Análise geoquímica e petrofísica	-	Perfil geoquímico e de imagem
7-LL-28D-RJS	Bacia de Santos	Amostra lateral	Análise petrofísica	-	Perfil geoquímico e de imagem
3-BRSA-755A-RJS	Bacia de Santos	Amostra lateral	Análise geoquímica e petrofísica	-	-
3-BRSA-1255-RJS	Bacia de Santos	Amostra lateral	Análise geoquímica e petrofísica	-	Perfil geoquímico e de imagem
3-BRSA-1305A-RJS	Bacia de Santos	Amostra lateral	Análise petrofísica	-	Perfil geoquímico e de imagem
3-BRSA-1322-RJS	Bacia de Santos	Amostra lateral	-	-	Perfil geoquímico e de imagem
3-BRSA-1343-RJS	Bacia de Santos	Amostra lateral	Análise petrofísica	-	Perfil geoquímico e de imagem
3-BRSA-1267A-RJS	Bacia de Santos	Amostra lateral	Análise geoquímica	-	Perfil geoquímico e de imagem
4-BRSA-1346-RJS	Bacia de Santos	Amostra lateral	-	-	Perfil geoquímico e de imagem
1-BRSA-886-RJS	Bacia de Santos	Amostra lateral	Análise geoquímica	-	Perfil geoquímico e de imagem
1-BRSA-876A-SPS	Bacia de Santos	Amostra lateral	-	-	-
4-BRSA-971B-SPS	Bacia de Santos	Amostra lateral	Análise geoquímica e petrofísica	-	Perfil geoquímico
1-BRSA-1050-SPS	Bacia de Santos	Amostra lateral	Análise geoquímica e petrofísica	-	-
1-BRSA-1063-SPS	Bacia de Santos	Amostra lateral	Análise geoquímica	-	Perfil geoquímico e de imagem
3-BRSA-1216DA-SPS	Bacia de Santos	Amostra lateral	-	-	Perfil geoquímico e de imagem
3-BRSA-1290-SPS	Bacia de Santos	Amostra lateral	Análise petrofísica	-	Perfil de imagem
3-BRSA-957-SCS	Bacia de Santos	Amostra lateral	Análise petrofísica	-	Perfil geoquímico
3-PGN-5-MA	Bacia do Parnaíba	Amostra de calha	-	Fluorescência de raios-x	-
3-PGN-14-MA	Bacia do Parnaíba	Amostra de calha	-	-	-
4-OGX-49-MA	Bacia do Parnaíba	Amostra de calha	-	Difração e fluorescência de raios-x	-
1-OGX-93-MA	Bacia do Parnaíba	Amostra de calha	-	-	-
1-OGX-101-MA	Bacia do Parnaíba	Amostra de calha	-	Difração e fluorescência de raios-x	-
1-OGX-110-MA	Bacia do Parnaíba	Amostra de calha	-	Difração e fluorescência de raios-x	-
1-OGX-118-MA	Bacia do Parnaíba	Amostra de calha	-	-	-
1-OGX-122-MA	Bacia do Parnaíba	Amostra de calha	-	-	-
1-ELPS-4-PR	Bacia do Paraná	-	-	-	-
3-ELPS-7-PR	Bacia do Paraná	-	-	-	-
3-ELPS-8-PR	Bacia do Paraná	-	-	-	-
1-ES-1-RS	Bacia do Paraná	-	-	-	-
1-ES-2-RS	Bacia do Paraná	-	-	-	-

Poços	Bacias	Amostras utilizadas	Análises laboratoriais fornecidas pela ANP	Análises laboratoriais geradas em amostras de calha	Análises em perfis geofísicos especiais de poços
1-MC-1-RS	Bacia do Paraná	-	-	-	-
1-GP-1-PR	Bacia do Paraná	-	-	-	-
3-COST-2-PR	Bacia do Paraná	-	-	-	-
1-SJ-1-PR	Bacia do Paraná	-	-	-	-

A partir dessas análises, o projeto foi dividido em quatro partes com objetivos distintos, detalhados nos subtópicos a seguir:

1) separação entre rochas ígneas e rochas sedimentares através de perfis geofísicos;

2) caracterização das ígneas intrusivas a partir de perfis;

3) caracterização das morfologias de lava subaéreas em basaltos usando perfis;

4) identificação de derrames basálticos subaquosos usando perfis.

6.1. PERFIS GEOFÍSICOS

Foram utilizados diferentes perfis geofísicos, como raios gama (GR), resistividade profunda e rasa (RES), sônico (DT), densidade (RHOB), neutrão (NPHI), fator fotoelétrico (PEF), geoquímico (ECS), imagem acústica (IMac) e imagem resistiva (IMres). Alguns destes foram adquiridos em perfilagem a cabo (WL) e outros durante a perfuração (LWD), sendo utilizados preferencialmente os perfis WL. Entretanto, quando disponíveis apenas em LWD, foi realizado um ajuste de profundidade.

O ajuste de profundidade foi feito a partir do perfil de GR adquirido por ambos os métodos e correlacionados com o programa *Interactive Petrophysics® version 4.6.1* e o ajuste de profundidade do perfil feito em LWD. A análise dos perfis, cálculos de porosidade, desenvolvimento de equações e *crossplots* também foram criados a partir deste programa.

6.2. DESCRIÇÃO DAS AMOSTRAS

Foram descritas amostras de calha de rochas ígneas de seis poços na bacia do Parnaíba, após a coleta de aproximadamente 30 g e lavagem com água e detergente neutro, a fim de retirar o excesso de contaminantes do fluido de perfuração. O processo para lavar a amostras inicia ao inserir aproximadamente 5 mL de detergente neutro e água para retirá-lo junto às impurezas, mas sem perder amostra de rocha; esse processo é repetido, sem inserir detergente, até a amostra ficar limpa. A descrição foi realizada com o Estereomicroscópio Binocular - Stemi 508, a fim de identificar a predominância mineralógica em cada intervalo (Figura 38).

Figura 38: Processo de preparação das amostras de calha para descrição: A) separação de alíquota para preparação; B) Lavagem com água e detergente neutro; C) Amostra pronta e limpa para ser analisada; D) Estereomicroscópio Binocular - Stemi 508.

As lâminas petrográficas foram descritas a partir de foto mosaicos disponibilizados pela Petrobras, com intuito de melhor caracterizar a composição mineralógica das rochas, além de identificar as principais estruturas e texturas, como presença de brecha ou vesículas/amígdalas e verificar o grau de alteração.

6.3. DETALHAMENTO DAS ANÁLISES GERADAS A PARTIR DE AMOSTRAS DE CALHA E AMOSTRAS LATERAIS

Algumas análises em rocha foram fornecidas pela ANP ou pela Petrobras, e outras foram geradas a partir de amostras de calha. As análises geoquímicas e petrofísicas, feitas em

amostras laterais em poços da bacia de Santos, foram fornecidas pela ANP; as análises de difração de raios-x e QEMSCAN do poço 1-BRSA-1050-SPS foram fornecidas pela Petrobras; enquanto as análises de fluorescência e difração de raios-x, em amostras de calha da bacia do Parnaíba foram geradas neste estudo. Este conjunto de dados foi utilizado para caracterizar a composição química e mineralógica das sequências vulcânicas, e consequentemente dar suporte às interpretações em perfis, assim como para definir a adequação das rochas vulcânicas como potenciais reservatórios.

Os dados geoquímicos consistem em detecção das concentrações de elementos maiores, menores e traços (55 elementos) em alíquotas de, aproximadamente, 10g de amostras laterais de poços na bacia de Santos (Tabela 1). As concentrações de elementos maiores foram determinadas por ICP-OES (Inductively Coupled Plasma Optical Emission Spectrometry) com metaborato de lítio/fusão de tetraborato. As concentrações de elementos traços e de terras raras foram determinadas por ICP-MS (Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry).

As análises petrofísicas foram realizadas no CENPES (Centro de Pesquisa da Petrobras), onde as amostras foram limpas com solvente para extrair todos os fluidos, e depois secas em forno a 60°C com umidade controlada. A massa específica da matriz rochosa foi calculada a partir da relação entre a massa da amostra seca e o volume de sólidos. A porosidade foi calculada a partir da razão entre o volume de poros vazios e o volume total da amostra, através da utilização de um porosímetro Ultraperm-400 gás (N_2 e He).

A caracterização mineralógica foi realizada por microscopia eletrônica (mapas mineralógicos por QEMSCAN®) e difração de raios-x. O mapeamento mineralógico automático utilizou o equipamento QEMSCAN 650/FEI com dois detectores EDS (Energy Dispersive Spectroscopy) / Bruker, em três lâminas petrográficas do poco 1-BRSA-1050-SPS. Este processo é automático e resulta na conversão da composição elementar, que é obtida como um grid de pixels, em informação mineralógica.

A difração de raios-x (DRX) foi realizada em quatro amostras laterais e procedeu-se em duas etapas: primeiramente foi feita a caracterização mineralógica em rocha total; seguida da caracterização dos argilominerais na fração argila. Os difratogramas das análises de mineralogia total foram obtidos em equipamento RIGAKU D/MAX - 2200/PC e Bruker D8 e a

análise qualitativa da mineralogia total foi obtida com o programa Jade 9 (MDI); enquanto as análises quantitativas foram realizadas pelo método Rietveld (Young, 1995), através do programa FullProf (Rodrigues-Carvajal & Roisnel, 1998). Para a caracterização dos minerais da fração argila, os difratogramas foram obtidos com dois difratômetros: RIGAKU D/MAX - 2200/PC e Bruker D8 e para a interpretação dos argilominerais foram utilizados os padrões disponíveis na literatura científica (Brown e Brindley, 1980). Os valores semiquantitativos dos argilominerais presentes foram estimados a partir da deconvolução das principais reflexões, com a ajuda do programa JADE 9 (MDI).

As análises de fluorescência de raios-x (FRX) foram realizadas com o equipamento Malvern Panalytical's EPSILON 1 em amostras de calha de todos os intervalos de rochas ígneas de cinco poços da bacia do Parnaíba. Utilizou-se amostras de calha total, sem a separação de diferentes litologias que costumam estar contidas em cada amostra de calha (representativa de um intervalo de 3 m, mas com mistura de litotipos). Para esta análise, uma alíquota de aproximadamente 30 g é separada em uma peneira de 0,065 µm, e depois lavada com água e detergente neutro para eliminação de contaminantes do fluido de perfuração que possam prejudicar as análises químicas. As amostras limpas são colocadas em filtros de papel poroso e encaminhadas para secagem em estufa a temperatura de 40 °C, para eliminação de toda umidade. Após secagem, as amostras foram maceradas com um graal de ágata, a fim de homogeneizar e diminuir o tamanho dos grãos. Em seguida, a amostra foi inserida em um suporte de amostra na forma de copo (*sample cup*) e analisada pelo método do pó solto (Figura 39).

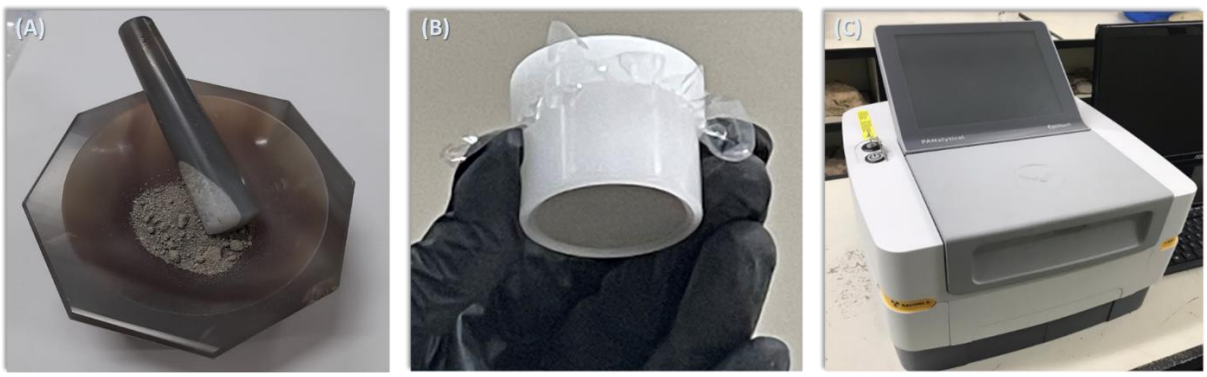


Figura 39: Processo de preparação das amostras de calha para análise de fluorescência de raios-x: A) Após a amostra secar na estufa a 40°C, é feita a moagem em graal de ágata; B) Utilização de um *sample cup* para inserir a amostra moída usando o método do pó solto; C) Análise no Malvern Panalytical's EPSILON 1.

A difração de raios-x foi realizada em 10 amostras de calha de dois poços, selecionadas para tirar dúvidas quanto a mineralogia. Os difratogramas das análises de mineralogia total foram obtidos em equipamentos D2 Phaser Bruker e a análise qualitativa da mineralogia total foi obtida com o software EVA (BRUKER AXS GMBH), enquanto as análises quantitativas foram realizadas pelo método Rietveld (Young, 1995), utilizando-se o software TOPAS (BRUKER AXS GMBH) (Figura 40).

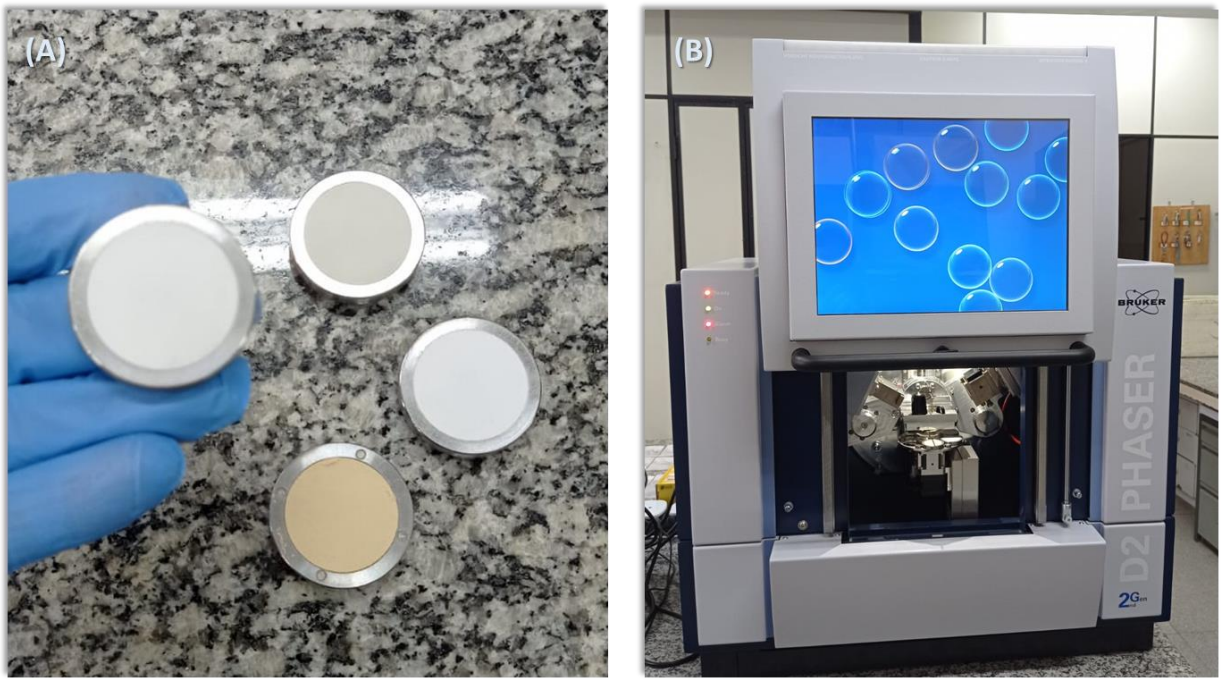


Figura 40: Processo de preparação das amostras de calha para análise de difração de raios-x: A) Utilização de um *sample rolder* para inserir a amostra moída em moinho de bolas de tungstênio; C) Análise no D2 Phaser Bruker.

6.4. SEPARAÇÃO ENTRE ROCHAS ÍGNEAS E ROCHAS SEDIMENTARES

A partir das comparações entre perfis e análises, fornecidos pela ANP ou gerados no projeto, foi criada a Feição de Igneabilidade usando os perfis de densidade e fator fotoelétrico, assim como um fator matemático (fator Ig) para comparar a mesma com outros perfis. A partir dessa etapa, foi iniciada averiguação de falsos positivos e falsos negativos no método.

Tendo em vista que o principal falso negativo da técnica é a não identificação de rochas ígneas ácidas, foi desenvolvido e testado um método complementar denominado Feição de Igneabilidade para Vulcânicas Ácidas a partir do fator Ig e do perfil de raios gama (Figura 41).

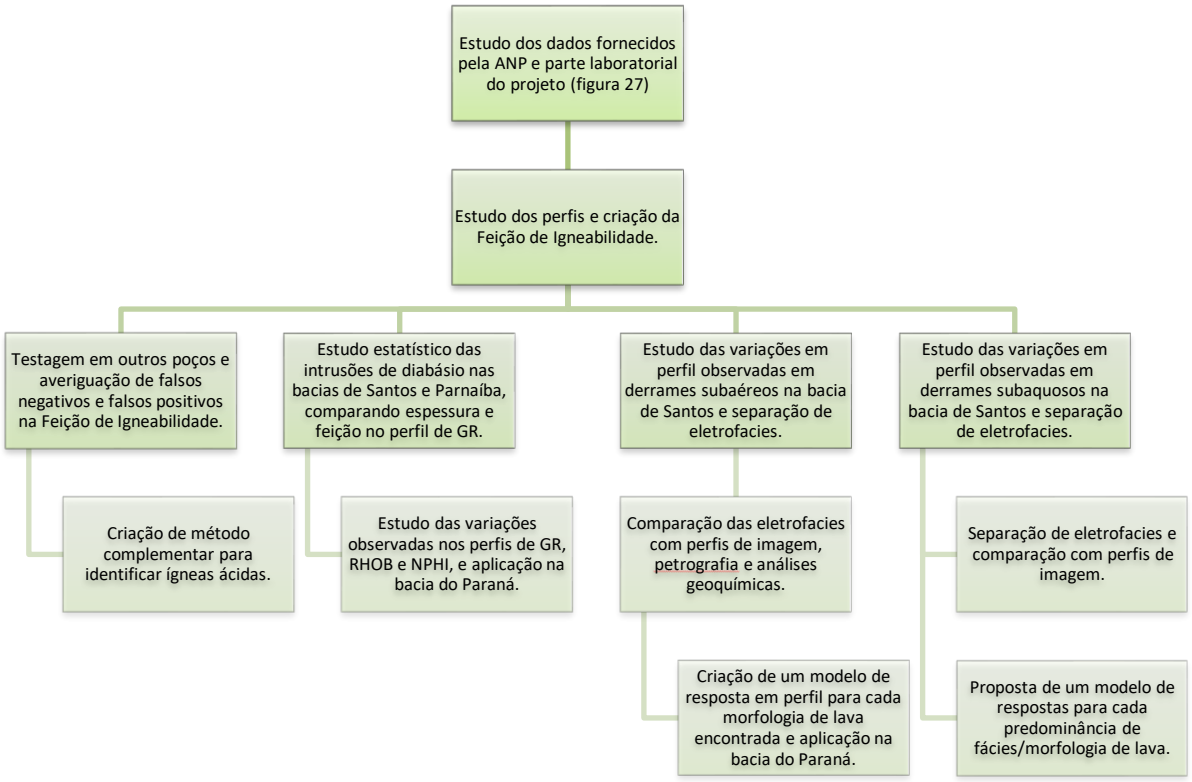


Figura 41: Fluxograma mostrando o processo de estudo dos perfis em cada tipo de rocha ígnea e a comparação com as análises laboratoriais.

6.5. CARACTERIZAÇÃO DAS ROCHAS ÍGNEAS INTRUSIVAS

A partir da identificação de litologias de diabásios, e das análises petrográficas macroscópicas em amostras de calha e laterais, foi realizado um estudo dos diferentes padrões em perfil de raios gama e relacionado com a espessura dessas intrusões. Variações dos padrões em outros perfis (RES, DT, RHOB e NPHI) também foram realizados, juntamente com a assinatura geoquímica dessas rochas ígneas disponível na literatura.

Nesta análise, foram utilizadas 290 amostras de seis poços da Bacia do Parnaíba. Foi possível individualizar três padrões principais de resposta nos perfis de raios gama, sendo dois já descritos na literatura por Trosdtorf Jr. *et al.* (2014), a partir de procedimento previamente e uso corrente na Petrobras (Mariella Martins, informação verbal). Em seguida, o mesmo método foi aplicado em poços na bacia do Paraná para comparação dos resultados (Figura 41).

6.6. CARACTERIZAÇÃO DAS MORFOLOGIAS DE LAVAS SUBAÉREAS EM BASALTOS

Nesta etapa do trabalho, os derrames basálticos da bacia de Santos caracterizados como subaéreos por Fornero *et al.* (2019), apresentaram um padrão na resposta da feição de Igneabilidade completamente diferente dos demais na bacia, e por isso foi escolhido para um estudo mais detalhado, inicialmente identificando eletrofácies a partir dos perfis de GR, RES, SON, RHOB e NPHI.

Posteriormente, essas eletrofácies foram comparadas com o estudo dos perfis de imagem acústica e resistiva, deste mesmo poço (1-BRSA-1050-SPS) efetuado por Fornero *et al.* (2019), e com os dados de petrografia obtidos.

Alguns detalhes relacionados à alteração dos basaltos foram estudados pontualmente visando relacionar feições de perfil a isso, usando difração de raios-x e QEMSCAN. Deste modo, foi possível estipular um padrão de respostas em perfil para cada morfologia de lava interpretada usando esses dados e aplicado em poços na bacia do Paraná, com intuito de observa esse mesmo padrão de respostas em um derrame vulcânico depositado diretamente sobre os depósitos eólicos da Formação Botucatu (Figura 41).

6.7. IDENTIFICAÇÃO DE DERRAMES BASÁLTICOS SUBAQUOSOS

A última etapa do trabalho foi estudar o padrão de respostas na feição de Igneabilidade em derrames subaquosos de poços já discutidos na literatura (Penna *et al.*, 2019). Inicialmente foram separadas eletrofácies e comparadas com amostras laterais e perfis de imagem acústica e resistiva, identificando regiões onde predominam brechas e outras nas quais predominam *pillow lavas*.

A partir dessa associação foi proposto um modelo de respostas em perfis esperadas para zonas com predomínio desses dois conjuntos faciológicos/morfológicos associados a derrames subaquosos.

7. RESULTADOS

Os resultados são apresentados de acordo com os objetivos do trabalho. Primeiramente são apresentadas as análises em rocha que balizam as interpretações em perfis; depois são apresentados os resultados referentes à distinção entre rochas ígneas intercaladas a sequências sedimentares e, finalmente, as distinções em perfis de diferentes litotipos ígneos como diabásios, basaltos e riolitos, assim como o reconhecimento de diferentes associações de fácies ígneas e tipos morfológicos.

7.1. ANÁLISES EM ROCHA

As análises em rocha apresentadas a seguir foram divididas por bacias, devido a disponibilidade de diferentes tipos de amostras em cada uma delas, conforme já comentado no item 6 (MATERIAIS E MÉTODOS).

7.1.1. Caracterização das rochas ígneas na bacia de Santos

A classificação das rochas ígneas de 19 poços da bacia de Santos teve como base descrições macroscópicas combinadas com dados geoquímicos, ambos disponibilizadas pela ANP. Em um poço (1-BRSA-1050-SPS) foi possível realizar descrições petrográficas a partir de fotomosaicos de lâminas petrográficas, juntamente com análises de QEMSCAN e DRX disponibilizadas pela Petrobras. As análises petrofísicas também foram importantes para comparar resultados calculados de porosidade em perfil com dados de rocha.

7.1.1.1. Descrição macroscópica

Nos cinco poços no campo de Lula (Figura 2) as rochas ígneas ocorrem no fundo do poço e foram identificadas no Perfil Composto como Formação Camboriú. Nos poços 7-LL-15D-RJS, 7-LL-11-RJS, 7-LL-28D-RJS e 3-BRSA-755A-RJS as amostras foram descritas como vulcânicas “não identificadas”, intercaladas com vulcanoclásticas, enquanto no poco 8-LL-14D-RJS foi descrito como basalto e vulcanoclástica (Figura 42).

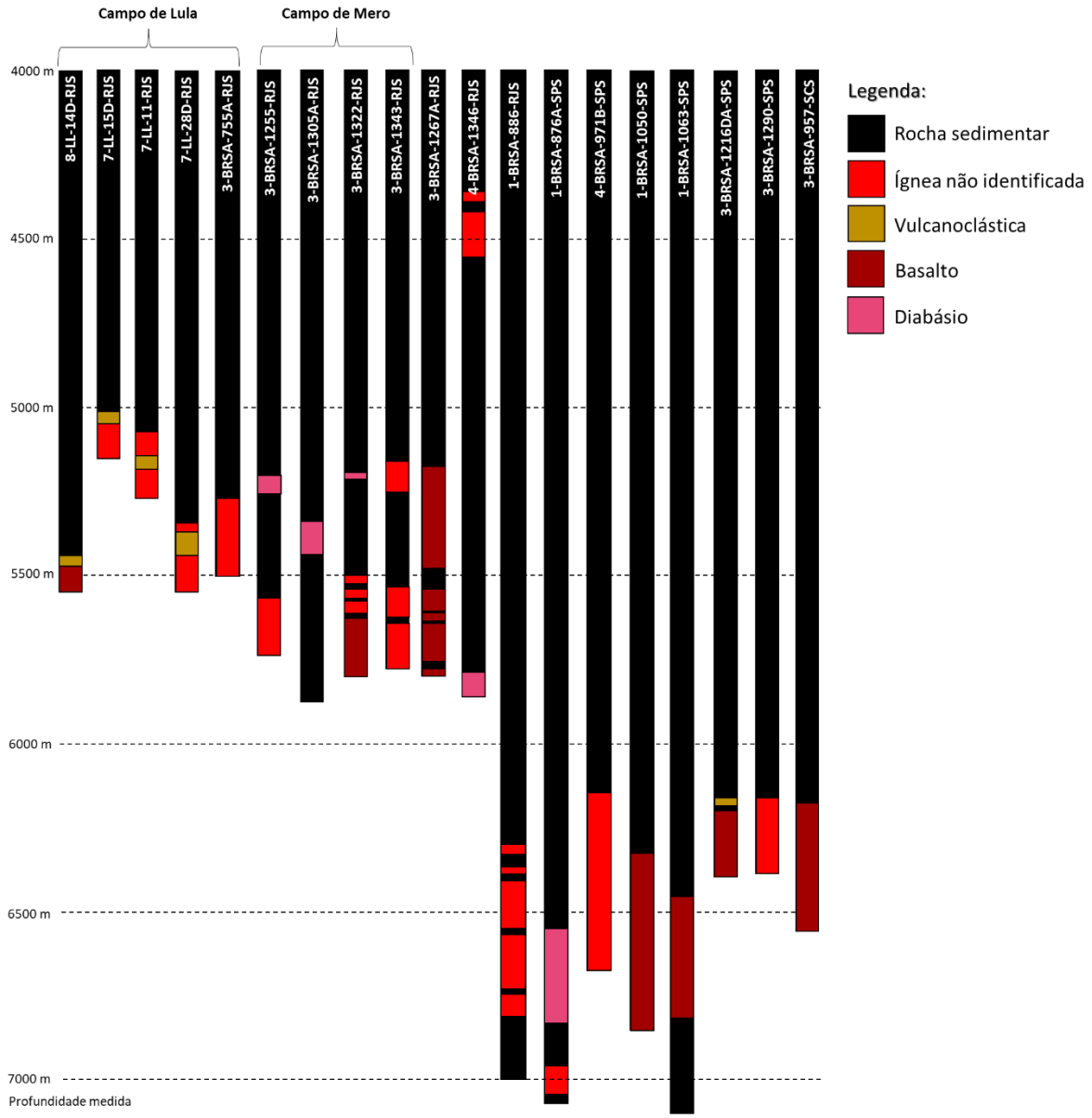


Figura 42: Perfis esquemáticos dos poços estudados na bacia de Santos com as indicações de presença de rochas ígneas a partir de descrição macroscópica de amostras laterais disponibilizadas pela ANP. A profundidade usada é a medida.

Nos quatro poços do campo de Mero (Figura 2) amostras laterais indicam a presença de diabásios no topo do reservatório da Formação Barra Velha ou dentro da Formação Ariri. As vulcânicas foram descritas dentro da Formação Barra Velha ou da Formação Itapema, em sua maioria como vulcânica não identificada, tendo apenas um poço como basalto, o 3-BRSA-1322-RJS (Figura 42).

Os demais poços exploratórios se enquadram como portadoras de basaltos, como 3-BRSA-1267A-RJS, 1-BRSA-1050-SPS, 1-BRSA-1063-SPS, 3-BRSA-1216DA-SPS e 3-BRSA-957-SCS;

ou de diabásios, como 4-BRSA-1346-RJS e 1-BRSA-876A-SPS; ou ígnea não identificada, como 4-BRSA-1346-RJS, 1-BRSA-886-RJS, 1-BRSA-876A-SPS, 4-BRSA-971B-SPS e 3-BRSA-1290-SPS. O poço 3-BRSA-1216DA-SPS ainda apresenta uma rocha vulcanoclástica (Figura 42).

7.1.1.2. Descrição microscópica – poço 1-BRSA-1050-SPS

Foram estudados fotomosaicos de 37 lâminas petrográficas de amostras laterais referentes ao poço 1-BRSA-1050-SPS, sendo possível definir três fácies basálticas: basalto maciço, brecha basáltica e basalto amigdaloidal (Anexo 12.1). Em geral, predominam texturas afaníticas, no intervalo superior até a profundidade de 6442,6 m, enquanto no intervalo inferior, predominam texturas porfiríticas.

Os basaltos maciços contêm plagioclásio, clinopiroxênio (augita), olivina, minerais opacos e vidro vulcânico. Podem apresentar fenocristais de piroxênio e zonas alteradas, onde o vidro vulcânico e olivina são substituídos por clorita e esmectita; enquanto os minerais opacos são oxidados (Figura 43D, Figura 44B, Figura 44C e Figura 44D). Os basaltos amigdaloidais têm a mesma composição mineralógica que os basaltos maciços; contudo, contêm calcita ou clorita/esmectita preenchendo as amígdalas (Figura 43A e Figura 43B).

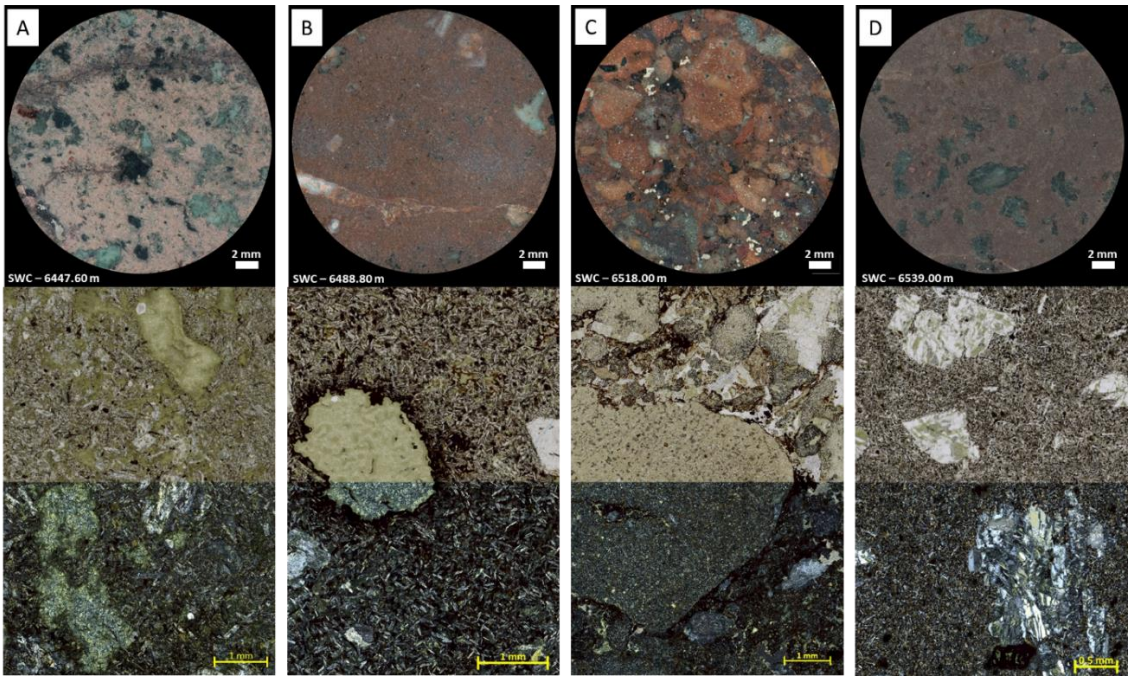


Figura 43: Fácies basálticas do poço 1-BRSA-1050-SPS: Fotografia do topo das amostras laterais (1ª linha), microfotografia de detalhe da composição e textura de quatro facies basálticas em lâminas petrográficas, com nicol paralelo (2ª linha) e cruzado (3ª linha). A) basalto amigdaloidal com amígdalas preenchidas por clorita/esmectita (6447,6 m); B) basalto amigdaloidal com amígdalas preenchidas por clorita/esmectita (6488,8 m); C) brecha basáltica (6518,0 m); D) basalto porfirítico com matriz maciça (6539,0 m).

As brechas são caracterizadas por fragmentos vulcânicos sem limites bem definidos, sendo parcialmente segmentadas. Quando observadas, as brechas arredondadas apresentam limites curvo-planares, e é interpretado que estas brechas formadas pela fragmentação num estado dúctil durante o movimento da lava. Estas tendem a ter mais vidro vulcânico do que as anteriores, com alterações mais desenvolvidas formando clorita/esmectita.

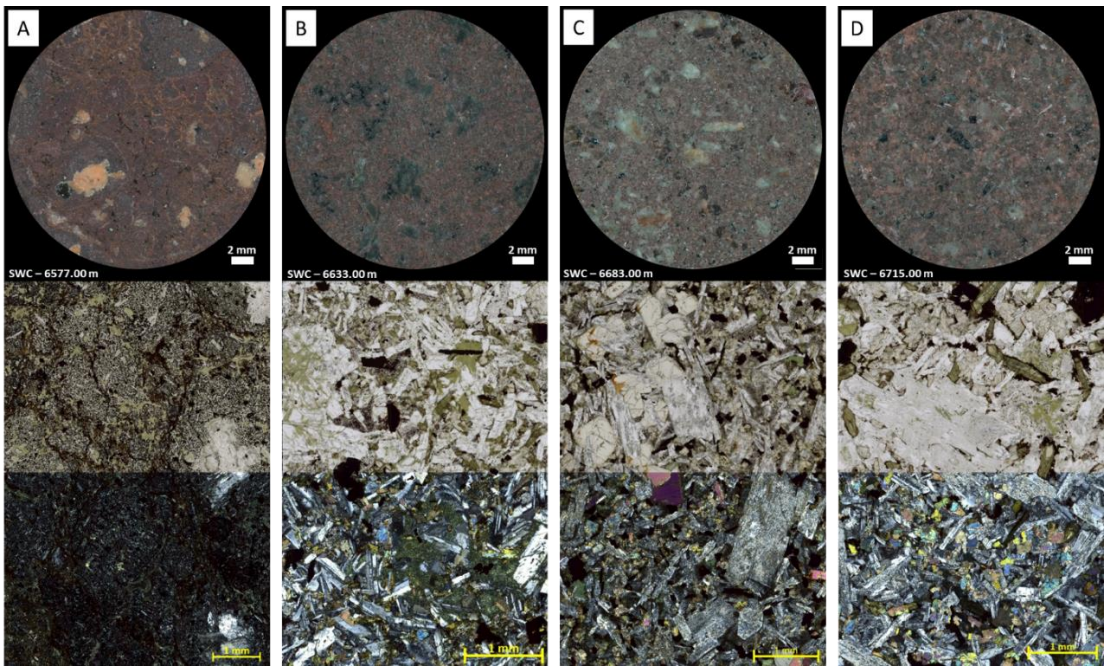


Figura 44: Fácies basálticas do poço 1-BRSA-1050-SPS: Fotografia do topo das amostras laterais (1ª linha), microfotografia de detalhe da composição e textura de quatro facies basálticas em lâminas petrográficas, com nicol cruzado (2ª linha) e paralelo (3ª linha). A) brecha basáltica referente à profundidade 6577,0 m; B) basalto porfirítico com matriz maciça referente à profundidade 6633,0 m; C) basalto porfirítico com matriz maciça referente à profundidade 6683,0 m; D) basalto porfirítico com matriz maciça referente à profundidade 6715,0 m.

7.1.1.3. Análise de difração de raios-x (DRX)

Na bacia de Santos as análises de DRX foram feitas apenas em quatro amostras no poço 1-BRSA-1050-SPS, caracterizando a composição mineralógica da rocha e os argilominerais presentes. As quatro amostras analisadas pelo método de rocha total evidenciam a composição da rocha com plagioclásio, piroxênio, K-feldspato, quartzo e argila/mica, principalmente (Tabela 2). Enquanto o método para argilominerais mostrou que estes são principalmente clorita e clorita-esmectita (Tabela 2).

Tabela 2: Resultados de difração de raios-x das quatro amostras feitos nos métodos de rocha total e argilominerais, indicando os minerais encontrados em cada método.

Prof. (m)	Tipo de análise em DRX	Piroxênio	Plagioclásio	K-feldspato	Quartzo	Argila/ mica	Clorita	Clorita-esmectita	Illita	Outros minerais
6434,6	Rocha total	31%	39%	7%	6%	15%	-	-	-	2%
6434,6	Argilominerais	-	-	-	-	-	100%	Tr	0%	-
6437,6	Rocha total	32%	42%	6%	6%	12%	-	-	-	2%
6437,6	Argilominerais	-	-	-	-	-	0%	0%	0%	-
6442,6	Rocha total	23%	40%	8%	6%	17%	-	-	-	6%
6442,6	Argilominerais	-	-	-	-	-	0%	0%	0%	-
6447,0	Rocha total	16%	42%	14%	3%	20%	-	-	-	3%
6447,0	Argilominerais	-	-	-	-	-	59%	33%	8%	-

7.1.1.4. Análise de QEMSCAN

As análises QEMSCAN® em três amostras laterais corroboraram a mineralogia DRX (piroxênio, plagioclásio, k-feldspato, quartzo e argilominerais, principalmente do tipo clorita e clorita-esmectita), confirmando a rocha como basalto e demonstrando que em zonas mais alteradas, os piroxênios são substituídos por clorita ou outros minerais argilosos, e albita, K-feldspato e illita são associados à alteração do plagioclásio (Tabela 3; Figura 45).

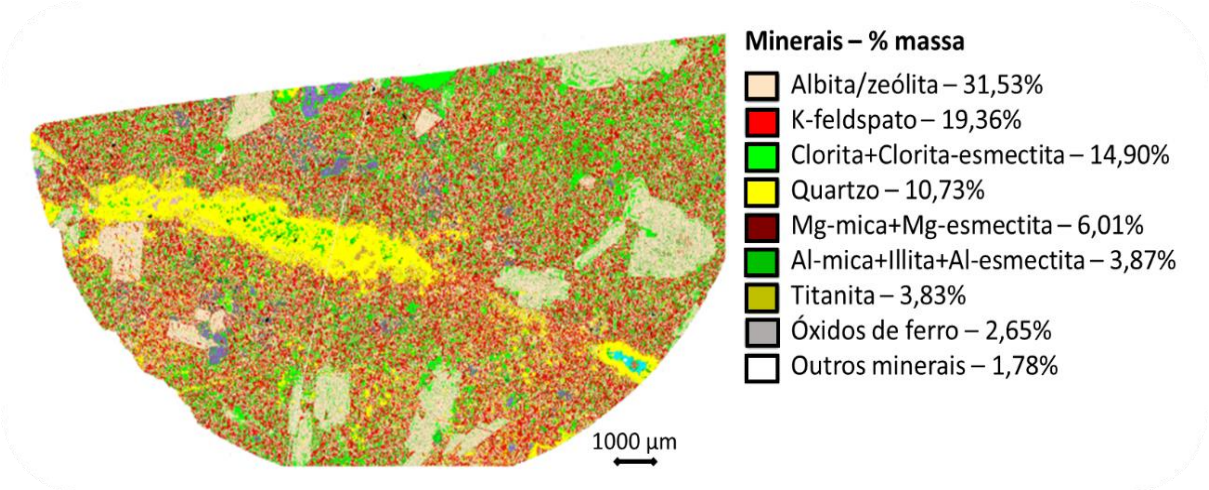


Figura 45: Imagem QEMSCAN® de uma amostra muito alterada na profundidade 6488,8 m evidenciando a substituição dos piroxênios por clorita ou outros minerais argilosos, e a alteração do plagioclásio para albita, K-feldspato e illita.

Tabela 3: Resultados de QEMSCAN® de três amostras laterais do poco 1-BRSA-1050-SPS, com a quantificação dos principais minerais encontrados. Minerais não identificados pela biblioteca do QEMSCAN® são denominados como “outros”.

Prof. (m)	Diopsídio (%)	Ferrosilita (%)	Albita/ zeolita* (%)	Andesina/ labradorita (%)	Anorthita/ bytownita (%)	Oligoclasio (%)	Anortoclasio (%)	K-feldspato* (%)	Quartzo* (%)	Clorita* (%)	Illita + Al-mica* (%)	Mg-argila + Mg-mica* (%)	Óxidos (%)	Poros (%)	Outros minerais (%)
6432,6	23,74	2,39	17,5	11,56	9,36	0,00	0,00	2,00	4,65	9,13	7,42	4,59	2,74	0,44	4,48
6488,8	0,65	0,04	32,65	0,00	0,03	0,20	1,00	20,52	10,99	15,50	3,82	6,08	1,73	0,37	6,42
6832,0	17,16	0,00	26,35	0,06	0,08	0,75	1,40	22,98	0,00	3,69	9,80	5,43	2,93	0,17	9,20

*fases secundárias

7.1.1.5. Análise geoquímica

As análises geoquímicas das amostras laterais foram utilizadas com intuito de classificar as rochas vulcânicas e subvulcânicas a partir da composição química de nove poços. A classificação obtida com o diagrama TAS (Le Maitre *et al*., 2002) mostra que a maioria das amostras são classificadas como rochas básicas subalcalinas (1-BRSA-1050-SPS, 3-BRSA-1255-RJS, 4-BRSA-971B-SPS e 1-BRSA-1063-SPS), rochas básicas alcalinas (7-LL-15D-RJS, 7-LL-11-RJS e 3-BRSA-1267A-RJS), rochas ácidas subalcalinas (7-LL-15D-RJS, 7-LL-11-RJS e 3-BRSA-755A-RJS) e ultrabásica (1-BRSA-886-RJS) - Figura 46 e Anexo 12.2.

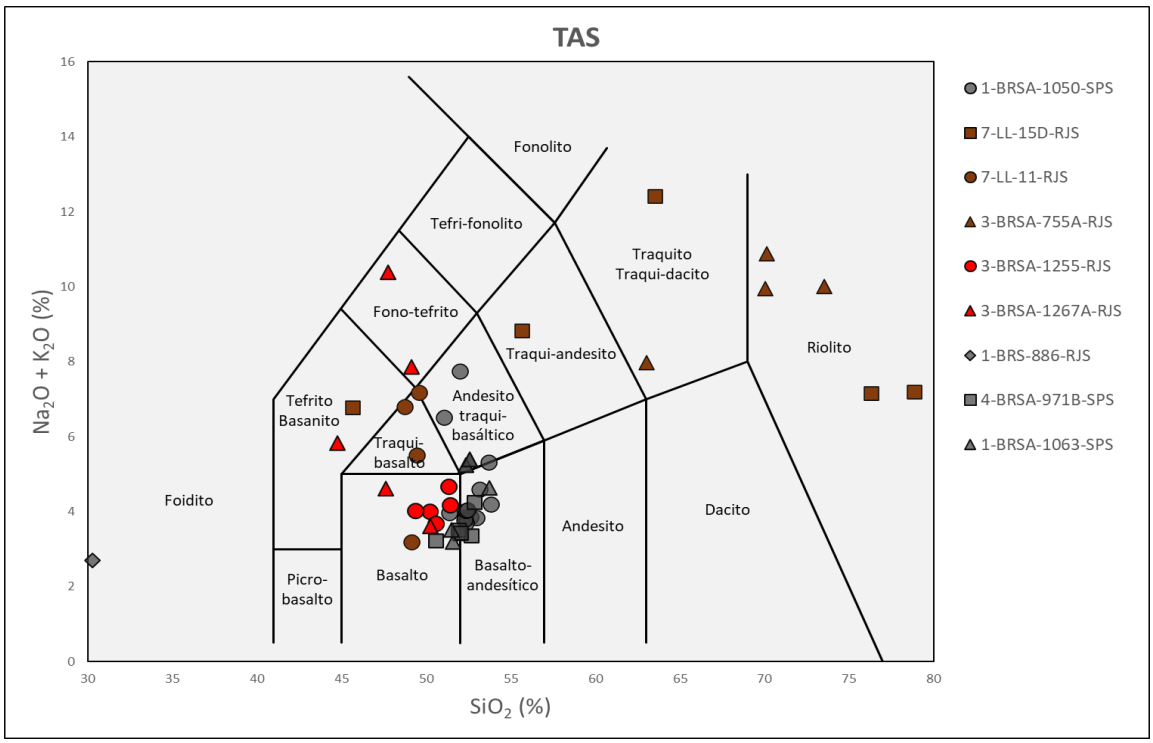


Figura 46: Diagrama TAS (Le Maitre *et al.*, 2002) mostrando a classificação das rochas ígneas estudadas a partir de análises geoquímicas em amostras laterais na bacia de Santos, separadas por poço.

7.1.1.6. Análises petrofísicas

A comparação dos dados petrofísicos de porosidade, densidade de matriz da rocha e permeabilidade obtidas em laboratório a partir de amostras laterais com os dados de perfil de poço é essencial para o entendimento do comportamento petrofísico das rochas ígneas.

A comparação dos dados de porosidade medida em laboratório com os perfis que respondem à variação de porosidade, como NPHI, RHOB, DT e RES mostra que as fácies com maior porosidade são as vulcanoclásticas e as brechas, apresentando altos valores de DT e NPHI e baixos valores de RES e RHOB (Figura 47), sendo que a porosidade do NPHI fica extremamente superestimada. Foram utilizados dados petrofísicos de oito poços.

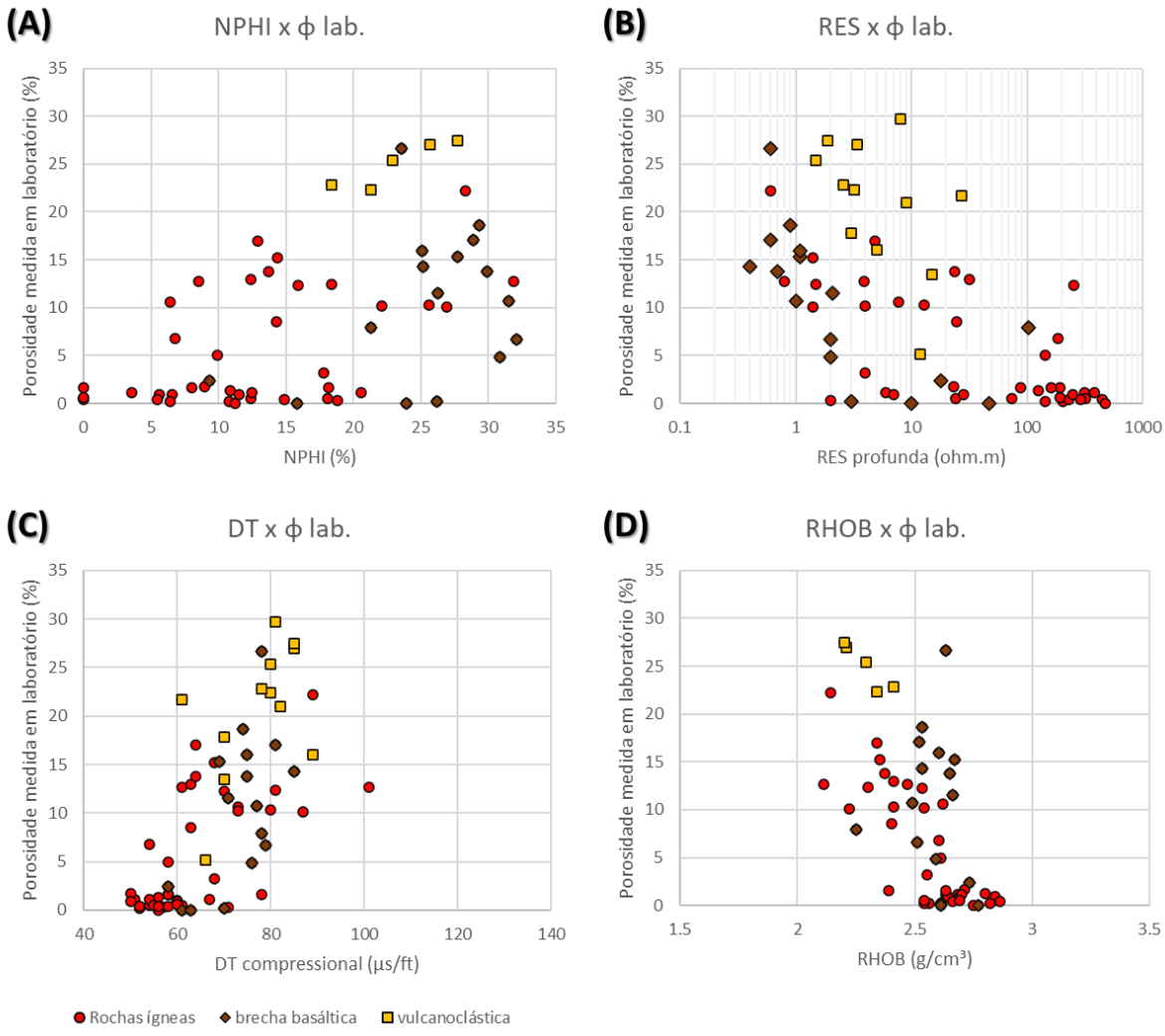


Figura 47: *Crossplots* comparando a porosidade medida em laboratório a partir de amostras laterais com alguns perfis geofísicos evidenciam as variações a partir das diferentes fácies vulcânicas: A) NPHI x ϕ; B) RES x ϕ; C) DT x ϕ; D) RHOB x ϕ.

Comparando os dados obtidos em laboratório de permeabilidade com os perfis, pode-se observar que não há uma tendencia clara para uma resposta em perfil que relacione a zonas de alta permeabilidade, mas pode-se ver que as fácies que apresentam maiores valores são as vulcanoclásticas, que apresentaram valores altos de GR e baixos de RES (Figura 48).

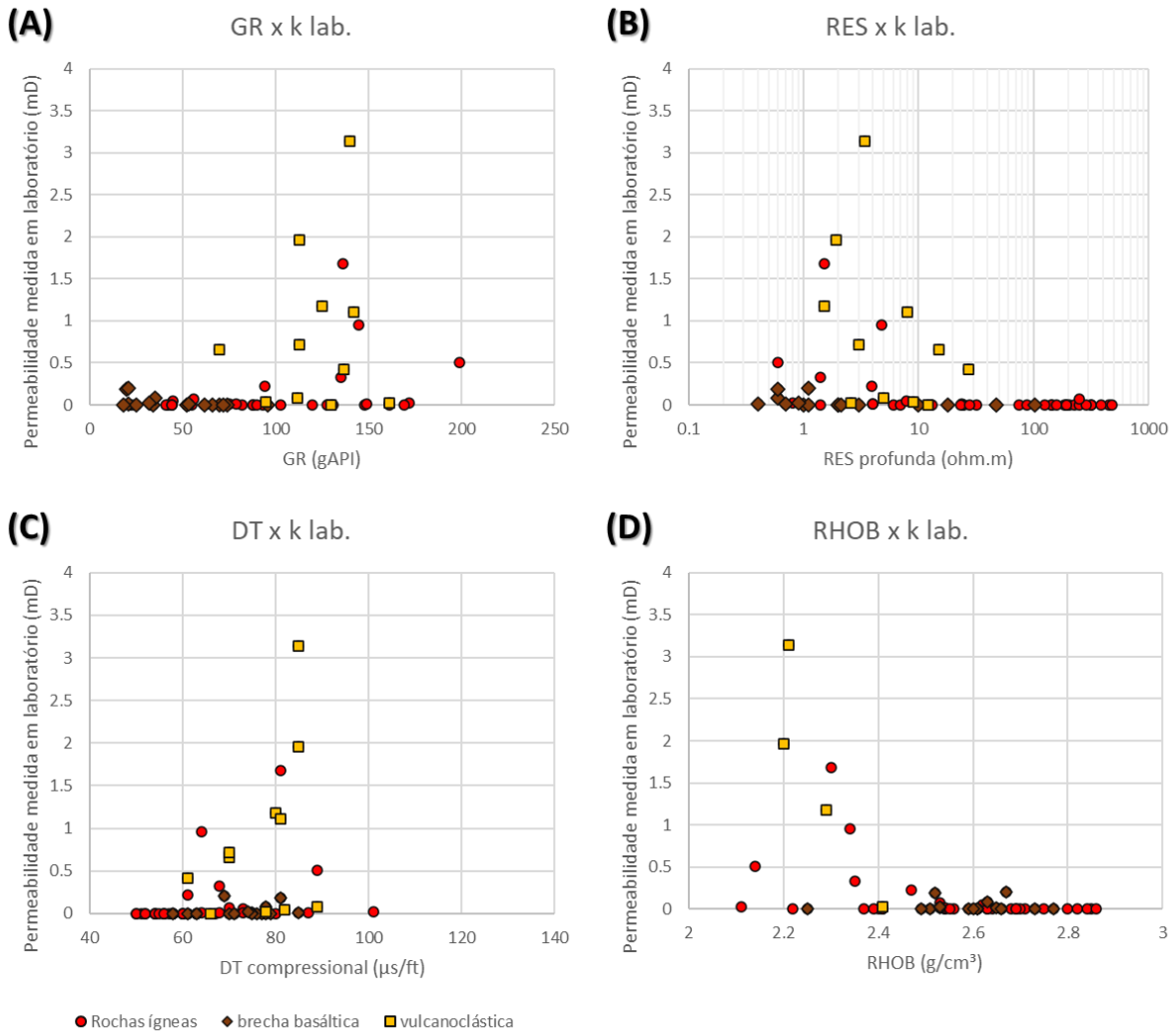


Figura 48: *Crossplots* comparando a permeabilidade medida em laboratório a partir de amostras laterais com alguns perfis geofísicos, evidenciando variações a partir das diferentes fácies vulcânicas: A) GR x k; B) RES x k; C) DT x k; D) RHOB x k.

No estudo petrofísico de uma rocha, há a necessidade de se calcular a porosidade a partir dos perfis RHOB e DT, mas para isso é necessário se obter a densidade e o tempo de trânsito da matriz. Assim o método mais eficiente foi usando o gráfico RHOB x DT e obtendo uma linha de tendência, onde os valores de maior RHOB e menor DT nela são uma boa aproximação destes valores (Figura 49A). Com esses valores foi possível calcular a porosidade a partir destes perfis e comparar com a porosidade medida em laboratório, o que resultou em

uma comparação com alta dispersão (R^2 baixo), mas com linhas de tendência próxima do ideal, sendo que a mais próxima foi a porosidade calculada a partir do DT (Figura 49B). Para efeito de comparação, ainda foi gerada mais uma curva de porosidade calculada a partir do RHOB, porém utilizando os dados de densidade da matriz obtidas em laboratório, ficando bem próxima à da porosidade do DT (Figura 49B).

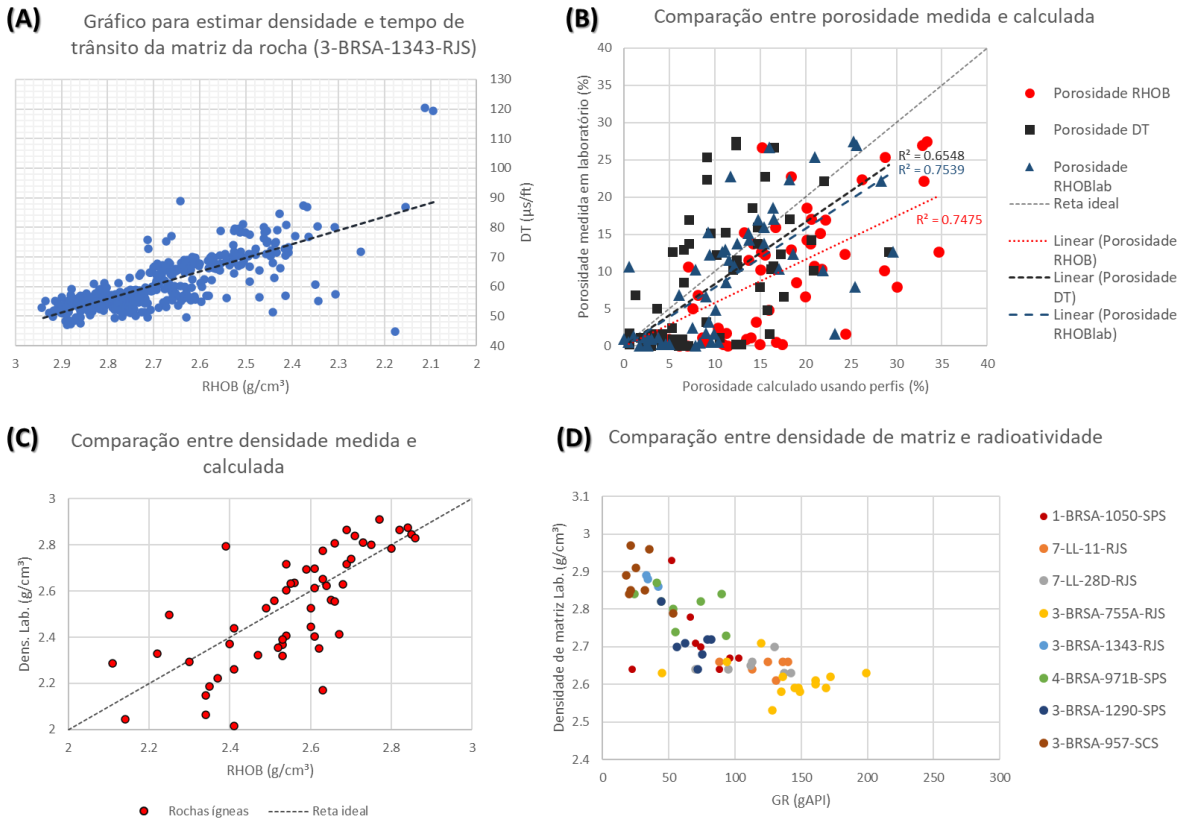


Figura 49: *Crossplots* comparando dados obtidos em laboratório a partir de amostras laterais com alguns perfis geofísicos, evidenciando variações a partir das diferentes fácies vulcânicas: A) RHOB x DT, para obter os valores de densidade e tempo de trânsito da matriz; B) ϕ_{perfil} x $\phi_{lab.}$, comparação entre porosidade medida em laboratório com a porosidade calculada a partir dos perfis de DT e RHOB, sendo que a calculada a partir do RHOB foi feita a partir de dois métodos, um com a densidade da matriz obtida a partir do gráfico A e outra a partir da densidade da matriz medida em laboratório; C) RHOB x $DEN_{lab.}$, comparação entre a densidade bulk calculada a partir da densidade de matriz e porosidade obtidas em laboratório com o RHOB; D) GR x DEN_{matriz}, comparação entre densidade de matriz medida em laboratório e os valores de GR mostrando um claro *trend*.

Usando a densidade de matriz obtida em laboratório, foi calculado a densidade *bulk* associando com a porosidade medida, possibilitando uma comparação com a densidade obtida por perfil, e que gerou resultados com alguma dispersão, mas com uma tendência adequada (Figura 49C).

Os valores de densidade de matriz ainda foram comparados com alguns perfis, mas o resultado mais interessante foi com o GR, pois apresenta uma clara tendência para um aumento de GR com a redução da densidade de matriz (Figura 49D).

7.1.2. Caracterização de rochas ígneas na bacia do Parnaíba

Nos poços da bacia do Parnaíba foram disponibilizados poucos dados de rocha, entretanto tivemos acesso às amostras de calha. Deste modo, foi feita uma descrição destas, com intuito de se fazer uma caracterização mineralógica; posteriormente foram realizadas análises de FRX e DRX para identificar, respectivamente, variações composicionais do topo para a base das soleiras e a confirmação da mineralogia predominante da rocha.

7.1.2.1. Descrição macroscópica

A descrição macroscópica (em lupa binocular) das amostras de calha permitiu a identificação da mineralogia das soleiras na bacia do Parnaíba e, consequentemente, a confirmação destas como diabásio, devido à granulação média dos cristais. Além disso, foi possível identificar zonas de predominância de alguns minerais ao longo da seção vertical de uma soleira que apresenta “feição barriguda”, enquanto em soleiras com a “feição caixote” não foi possível observar essas zonas. Entre os poços, as soleiras com mesma feição não apresentaram variações da mineralogia ou das zonas de predominância de minerais de uma para outra.

As zonas com predominância de minerais ao longo de uma soleira com “feição barriguda”, onde na anomalia de GR e acima desta não há variação mineralógica perceptível, sendo possível observar plagioclásio, piroxênio (ou anfibólio, pois não é possível diferenciá-los em lupa binocular) e olivina na proporção visual média de 50% Plag. /40% Px. ou Anf./10% Oli. (Figura 50A e Figura 50B). Imediatamente abaixo da anomalia de GR existe uma zona de predominância de óxidos, que foram interpretados como magnetita devido a sua forma cristalina claramente octaédrica (Figura 50C). Da metade da soleira para baixo, ocorre uma zona de predominância de olivinas, onde elas ficam maiores e com cristais mais bem formados (Figura 50D e Figura 50E).

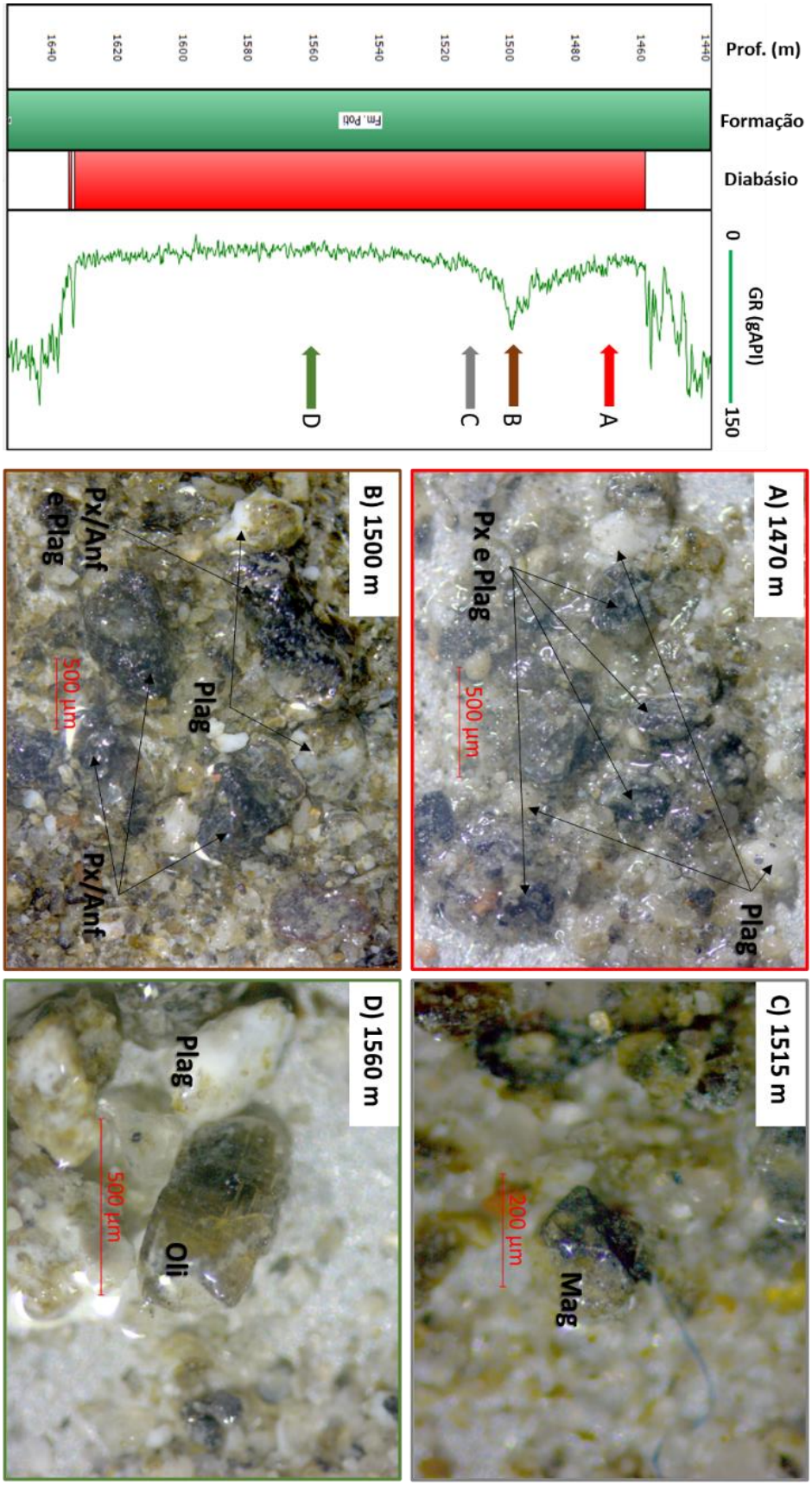


Figura 50: Perfil de raios gama de uma soleira do poço 4-OGX-49-MA e fotografia de amostras de calha provenientes de diferentes zonas da soleira: A) zona acima da anomalia de GR, apresentando plagioclásio, piroxênio/anfibólio e olivina; B) zona da "barriga" (anomalia de GR), com plagioclásio e piroxênio; C) zona de predominância dos óxidos, mostrando magnetita octaédrica; D) zona da olivina, mostrando cristal de olivina.

As amostras de calha de uma soleira com “feição caixote” (Figura 51) não apresentam grande variação mineralógica, apenas uma sutil predominância de olivina na base, bem menos aparente que na “feição barriguda”.

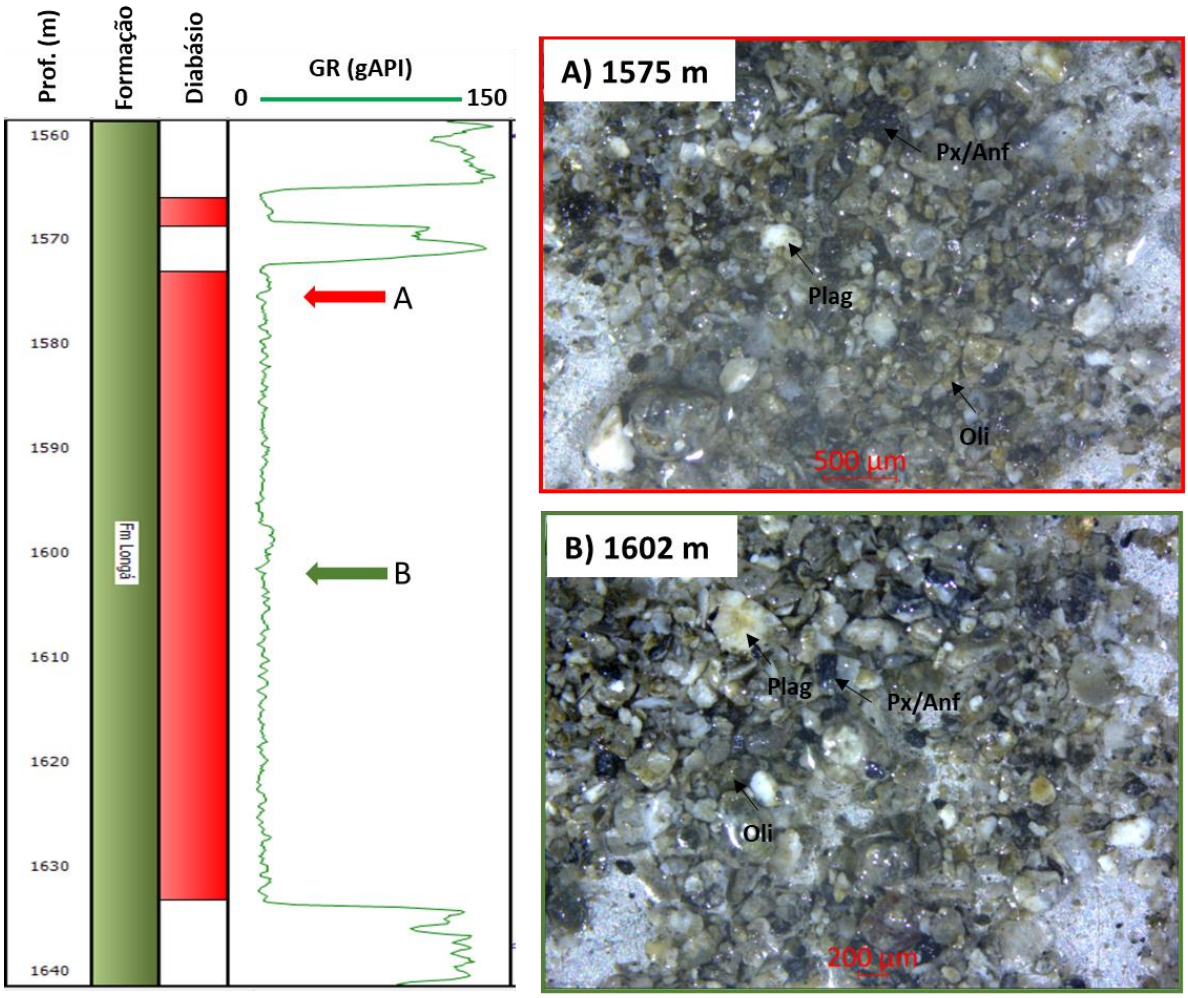


Figura 51: Perfil de raios gama de uma soleira do poço 1-OGX-93-MA e fotografia de amostras de calha provenientes de diferentes zonas da soleira: A) topo da soleira, apresentando plagioclásio, piroxênio/anfibólio e olivina; B) meio da soleira, apresentando plagioclásio, piroxênio/anfibólio e olivina.

7.1.2.2. Análise de fluorescência de raios-x (FRX)

A análise de FRX nas amostras de calha teve como objetivo entender as variações químicas ao longo da seção vertical da soleira no poço. Assim foi possível observar que havia dois conjuntos de soleiras com diferentes variações composicionais.

As soleiras com "feição barriguda" apresentaram quatro zonas com variações composicionais bem marcadas: 1) a primeira é na zona acima da anomalia de GR, onde não houve nenhum elemento se destacando e usamos seus valores como base para a análise qualitativa; 2) a segunda é a zona da anomalia de GR, onde foi possível observar aumento dos valores de K, P, Rb, Zr, Y e Si, e diminuição de Mg, Al e Ca; 3) a terceira zona é logo abaixo da anomalia de GR, que compreende a mesma zona onde foi encontrada magnetita e onde ocorre um aumento de Fe e Ti; todos os elementos que aumentaram na zona da anomalia de GR, voltam a valores normais referentes à zona acima da anomalia de GR, com exceção do Si que apresenta seus menores valores; 4) a última zona corresponde à metade de baixo da soleira e é a mesma onde ouve aumento da quantidade de olivinas na amostra de calha; nela há aumento de Mg, Cr e Ni, e os Fe e Ti voltam aos valores referentes a zona acima da anomalia de GR (Figura 52).

As soleiras com "feição caixote" apresentam duas zonas evidentes: 1) a primeira zona é onde foram tirados os valores padrões para os elementos; 2) a segunda zona apresenta um aumento de Ni e Mg, e um decréscimo de Ti, sendo esta, a zona onde foi observado um sutil aumento de olivinas nas amostras de calha (Figura 53).

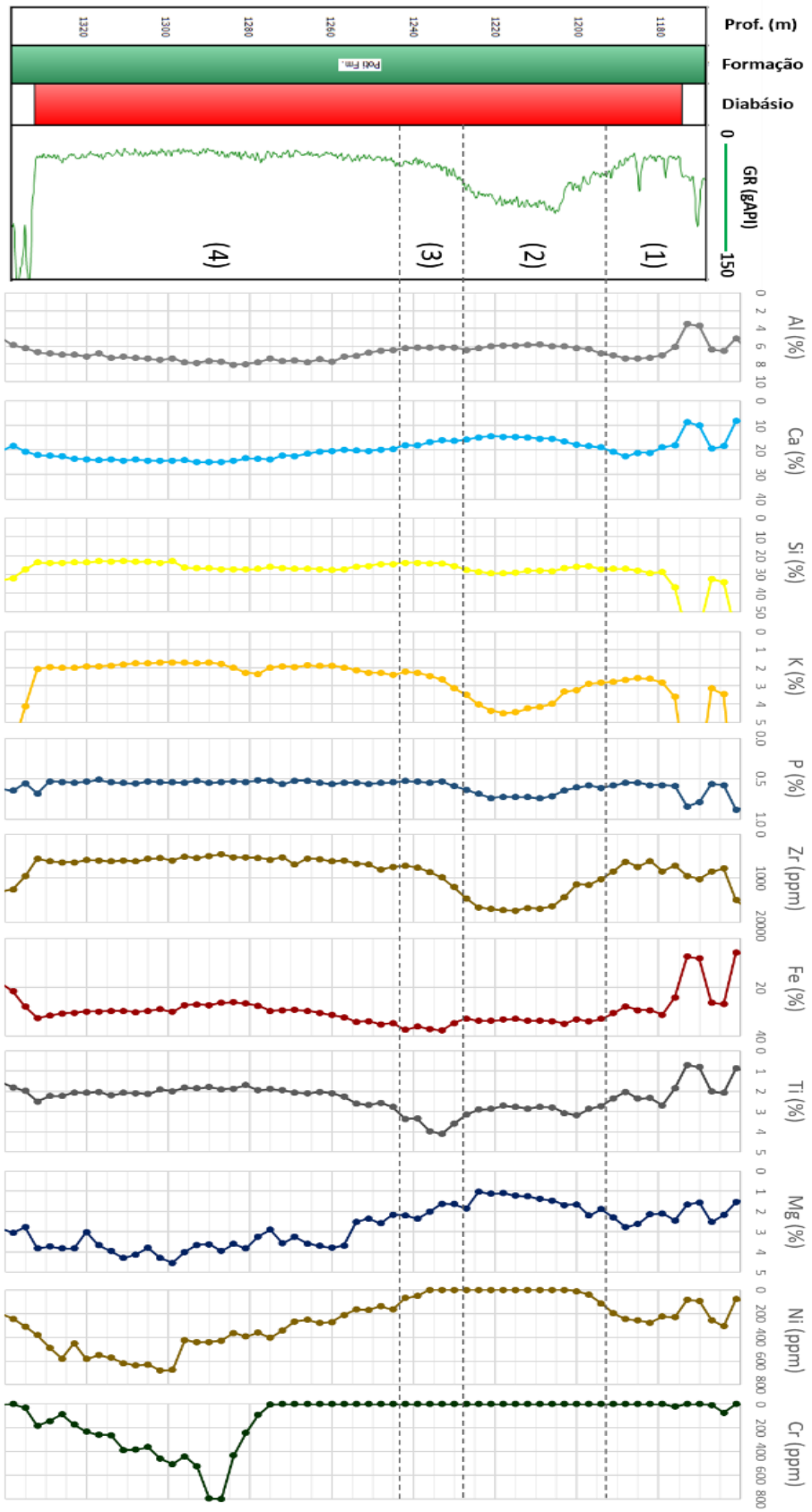


Figura 52: Soleira do poço 3-PGN-5-MA mostrando a “feição barriguda” no perfil de GR e os principais elementos da análise por XRF em amostras de calha. Onde, 1) corresponde a primeira zona, acima da anomalia de GR; 2) a zona da anomalia de GR, onde foi possível observar aumento dos valores de K, P, Rb, Zr, Y e Si; 3) a zona de aumento de Fe e Ti; 4) a zona corresponde ao aumento de Mg, Cr e Ni.

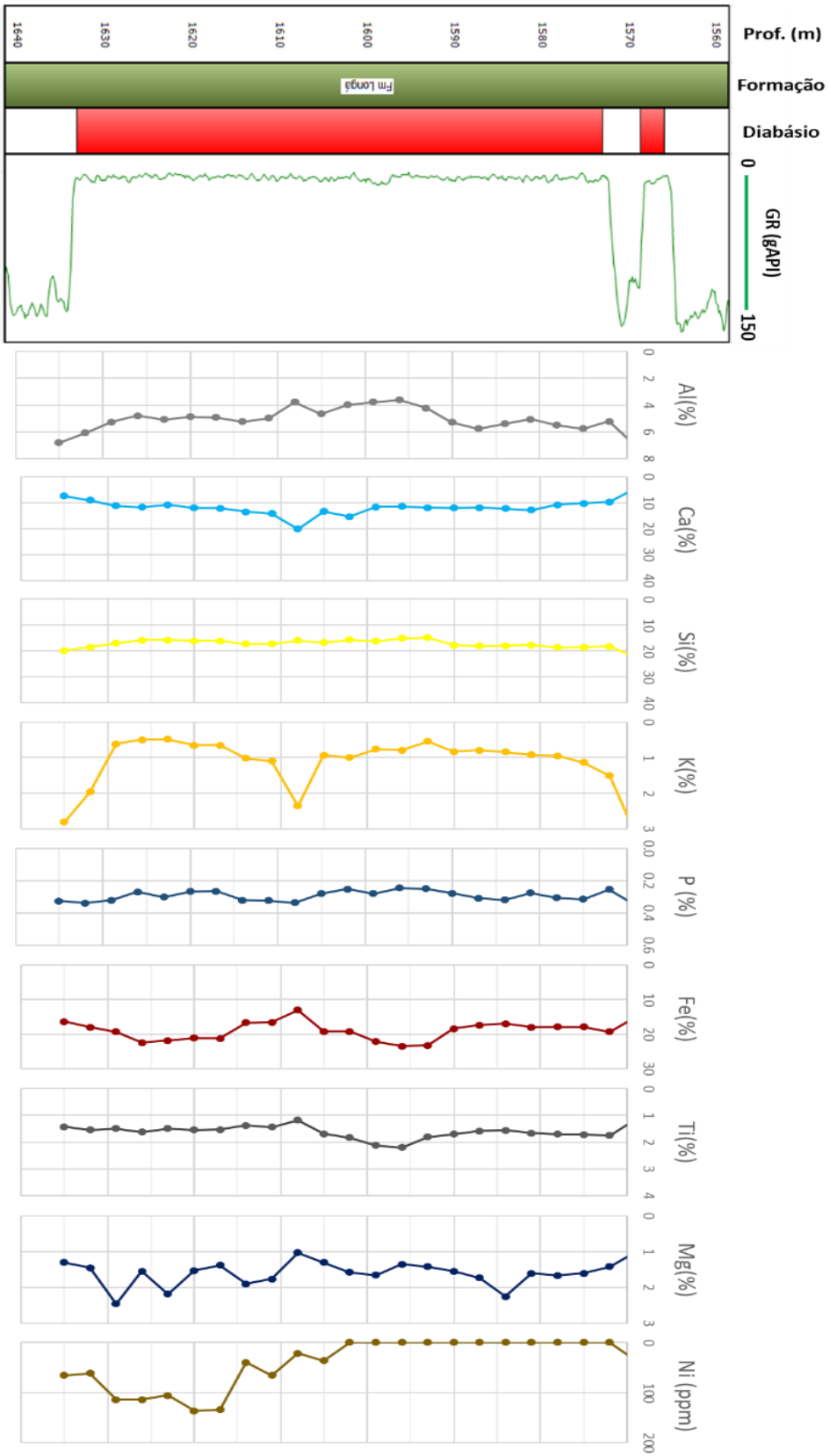


Figura 53: Soleira do poço 1-OGX-93-MA mostrando a “feição caixote” no perfil de GR e os principais elementos da análise por XRF em amostras de calha.

7.1.2.3. Análise de difração de raios-x (DRX)

As análises de DRX foram usadas para confirmar a mineralogia proposta na descrição das amostras de calha e confirmar a rocha como um diabásio (dada a sua já conhecida natureza intrusiva). Foi possível observar a presença de plagioclásio, piroxênio, anfibólio, magnetita, olivina e quartzo, sendo que o quartzo pode não estar relacionado diretamente à rocha, mas sim ao processo de preparação em graal de ágata, ou relacionado à fração dos arenitos encaixantes (Figura 54).

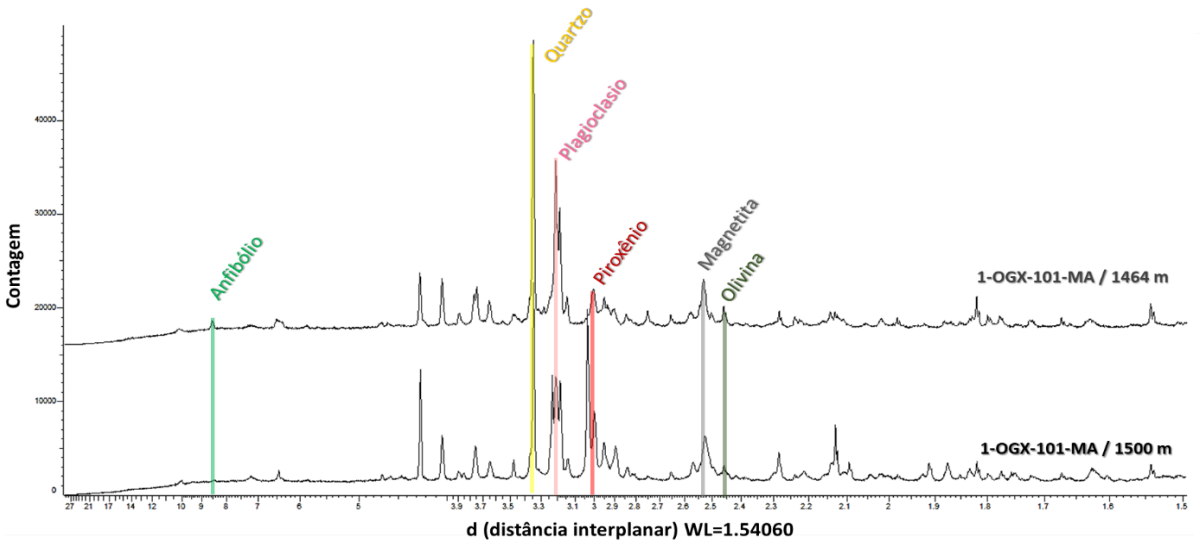


Figura 54: Dois difratogramas de raios-x obtidos em amostras de calha do poço 1-OGX-101-MA em uma soleira com a "feição barriguda". Minerais identificados: plagioclásio, piroxênio, anfibólio, magnetita, olivina e quartzo, sendo o quartzo relacionado ao processo de preparação em graal de ágata ou a fração dos arenitos encaixantes.

7.2. COMPARAÇÃO DOS PERFIS GEOFÍSICOS CONVENCIONAIS COM DADOS DE ROCHA PARA DISCRIMINAÇÃO ENTRE ROCHAS ÍGNEAS E SEDIMENTARES

Foram utilizados padrões de perfis geofísicos de poços em comparação com todos os métodos de análises em rocha discutidos nos tópicos anteriores para identificar padrões de resposta para que possibilite discriminar as rochas ígneas em sequencias sedimentares. Os perfis que melhor responderam a composição da rocha foram os perfis GR e PEF, enquanto os perfis de RHOB, DT e NPHI respondem tanto à composição quanto à estrutura e porosidade, já o perfil RES responde principalmente à estrutura e porosidade da rocha.

7.2.1. A feição de Igneabilidade

Propomos a "feição de Igneabilidade", uma técnica que utiliza os perfis de densidade aparente (RHOB, em escala 2,0 a 3,0 g/cm³) e fator fotoelétrico (PEF, em escala 12 a 2 b/e) exibidos em um mesmo *track*, como um *crossover* que separa as rochas ígneas básicas das rochas sedimentares, devido à diferença na densidade aparente destas rochas e ao número atômico dos elementos que compõem a mineralogia entre os dois tipos litológicos. Entretanto, o ambiente de perfuração é complexo e há necessidade de identificar situações em que o *crossover* irá sugerir a presença de rochas ígneas, mesmo que não o sejam, ou o contrário. No entanto, vale a pena notar que as excepções são ocasionais e como distinguir os falsos positivos dos falsos negativos será discutido a seguir.

Como a mineralogia de uma rocha ígnea máfica é bastante diferente das rochas sedimentares, os perfis RHOB e PEF variam consideravelmente em comparação com rochas sedimentares. Contudo, as rochas ígneas ácidas têm uma mineralogia muito semelhante às rochas sedimentares siliciclásticas, sendo ambas compostas principalmente de quartzo, feldspatos alcalinos e plagioclásio sódico. Isto torna difícil a separação de ambas utilizando estes dois perfis geofísicos de poços.

7.2.1.1. Contraste entre rochas ígneas básicas e rochas sedimentares

Nas bacias do Parnaíba e do Paraná são comuns intrusões em sequências sedimentares siliciclásticas, compostas por arenitos, siltitos e folhelhos. Estas litologias sedimentares apresentam um contraste pronunciado entre os perfis RHOB e PEF, quando comparadas com rochas ígneas. A feição de Igneabilidade funciona bem nestas situações, como no exemplo do poço 1-OGX-110-MA (Figura 55A), com três intrusões de diabásio composto por plagioclásio, piroxênio e olivina, caracterizadas por DRX em amostras de calha. Estas intrusões apresentam um *crossover* bem definido quando comparado com rochas sedimentares. Este padrão repete-se nos outros poços da bacia, bem como na bacia do Paraná, em intrusões de diferentes posições estratigráficas.

Quando as intrusões ocorrem nos carbonatos do Pré-sal da Bacia de Santos, como no poço 3-BRSA-1255-RJS (Figura 55B), o *crossover* também ocorre nas rochas ígneas, mas forma um contato gradativo na porção mais proximal do carbonato com a rocha ígnea, que pode ter

sofrido um efeito térmico, com a aproximação dos perfis PEF e RHOB, mas com o RHOB à direita (Figura 56B). Na porção basal deste poço, há outro intervalo de rocha ígnea, um basalto subaquoso extrusivo, segundo Penna *et al*. (2019), mas não exibe zonas sob efeito térmico, então o crossover pode ser visto sem a porção transitória, funcionando como indicativo de intrusiva ou extrusiva em carbonatos. Toda a interpretação litológica deste poço foi ajustada com descrição e análise em amostra laterais, como descrito por Penna *et al*. (2019). Estas características descritas acima, referentes a rochas ígneas em sequências carbonáticas, são repetidas em vários poços no Pré-Sal, tanto exploratórios como nos campos de Mero e Lula.

Algumas intrusões podem ocorrer na seção salina em poços da Bacia de Santos, como no exemplo do poço 1-BRSA-876A-SPS (Figura 55C). Neste poço foi identificada uma intrusão de diabásio em halita da Formação Ariri, onde o crossover foi formado sem qualquer transição referente a um possível efeito térmico. As descrições das amostras laterais mostraram um diabásio com textura fanerítica fina e fenocristais de plagioclásio.

7.2.1.1. Feições em perfil dos diabásios e suas rochas encaixantes

As rochas ígneas básicas intrusivas possuem valores de GR variando entre 20 e 50 gAPI, apresentam altos valores de RES, baixos valores DT e o RHOB com valores altos e sempre à direita do NPHI. Normalmente, estas rochas apresentam arrombamento de poço devido ao seu padrão natural de fraturamento (Jerram *et al*., 2019 - Figura 56B). São maciças e, portanto, não apresentam grande variação no perfil RHOB; deste modo, a feição de Igneabilidade é muito homogênea e com elevada separação entre as curvas RHOB e PEF (Figura 55B).

Uma intrusão ígnea afeta os diferentes tipos de rochas encaixantes de diferentes maneiras. Três exemplos de intrusões em rochas sedimentares distintas mostram relações diferentes com a feição de Igneabilidade (Figura 55). A relação entre intrusão e rocha sedimentar siliciclástica revela que a feição de Igneabilidade diminui o *crossover* no contato exato entre as litologias ígneas e sedimentares, mas a distância entre os perfis PEF e RHOB é um pouco menor em arenito ou folhelho afetados pela intrusão. Isto não é observado em arenito e folhelho que sofreram pouca ou nenhuma influência da intrusão. Se tal intrusão ocorrer num folhelho gerador imaturo (Figura 56A), o calor provocará a geração de óleo e gás (Dos Anjos *et al.*, 2008), exibindo na porção mais próxima do corpo ígneo uma zona com mais

baixa resistividade chamada “Zona de Contato de Baixa Resistividade” (CLRsZ), de acordo com Spacapan *et al.* (2020).

Este processo é observado também no poço 1-OGX-93-MA, onde a CLRsZ ocorre devido a várias intrusões na Formação Pimenteiras, apresentando uma espessura aparente de até metade da espessura da soleira de diabásio (Figura 56A). As intrusões em rochas carbonáticas, que ocorrem no Pré-sal da Bacia de Santos, também podem apresentar a CLRsZ quando este carbonato é um reservatório de petróleo (Figura 55B). Esta zona associada ao contato térmico tem um efeito transitório sobre a feição de Igneabilidade, fazendo com que o *crossover* não se desfaça exatamente no contato entre a camada ígnea e o carbonato, mas a uma certa distância, que varia de intrusão para intrusão, mas sempre menos espessa que a CLRsZ, quando está presente, como podemos observar nas Figura 55B, Figura 56B e Tabela 4.

As intrusões em sequências salinas, com halita como rocha encaixante, têm pouco efeito sobre a feição de Igneabilidade, ocorrendo apenas uma zona fina (pouco menos de 5 m para uma intrusão de 280 m no poço 1-BRSA-876A-SPS), onde os perfis RHOB e PEF estão muito próximos um do outro, mas com o *crossover* desfeito (Figura 55C).

A identificação de falsos positivos, quando se utiliza a feição de Igneabilidade é muito importante para compreender estas limitações e saber como trabalhar com esse método (Tabela 4). A situação mais clara é a presença de anidrita na seção sedimentar, uma vez que apresenta perfis de RHOB e PEF iguais a intrusões de diabásio, como podemos ver em exemplos da Bacia de Santos (Figura 55B e Figura 56B) e da Bacia do Parnaíba (Figura 57A). Outros falsos positivos relacionados com rochas encaixantes carbonáticas (Figura 55B e Figura 56B), dolomitos ou calcários cristalinos (Figura 57A), algumas rochas metamórficas e zonas de arrombamento, estão resumidos na Tabela 4 e serão detalhados no tópico 9 (DISCUSSÕES).

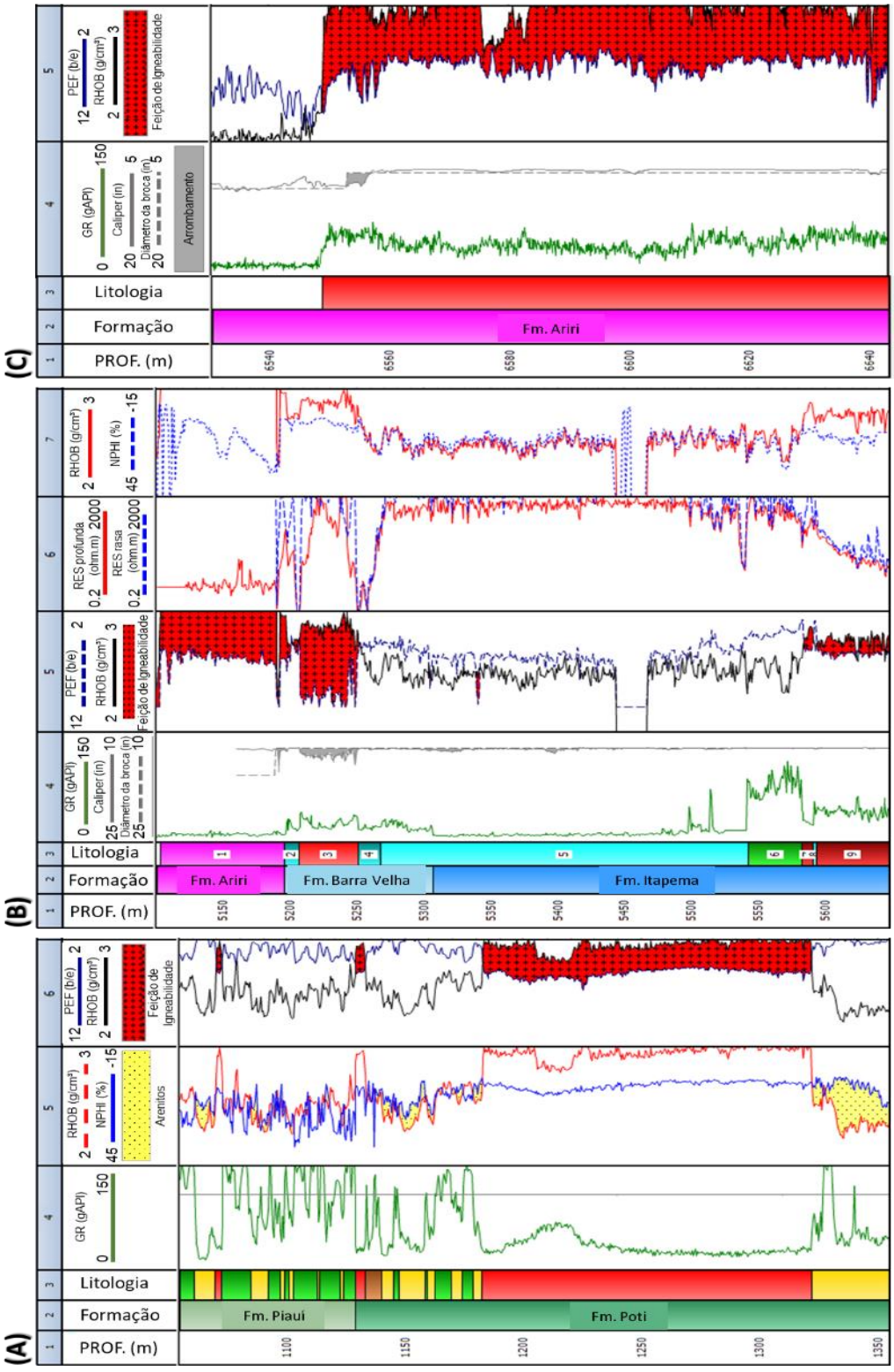


Figura 55: Três poços que apresentam casos diferentes com da feição de Igneabilidade: A) Poço 1-OGX-110-MA na Bacia do Parnaíba mostrando alguns intervalos de diabásio (vermelho no *track* 3) intrudidos em arenitos (amarelo no *track* 3), siltitos (castanho no *track* 3) e folhelhos (verde no *track* 3); B) Poço 3-BRSA-1255-RJS na Bacia de Santos mostrando carbonatos Pré-sal (azul claro no *track* 3) abaixo de uma camada de anidrita (rosa no *track* 3) com duas ígneas associadas: uma intrusão de diabásio (vermelho no *track* 3) em rochas carbonáticas (azul escuro no *track* 3) e basaltos (vermelho escuro no *track* 3); a anidrita forma um falso negativo na feição de Igneabilidade; C) Poço 1-BRSA-876A-SPS na Bacia de Santos mostrando o contacto entre uma diabásio (vermelho no *track* 3) e a halita de Formação Ariri (branco no *track* 3).

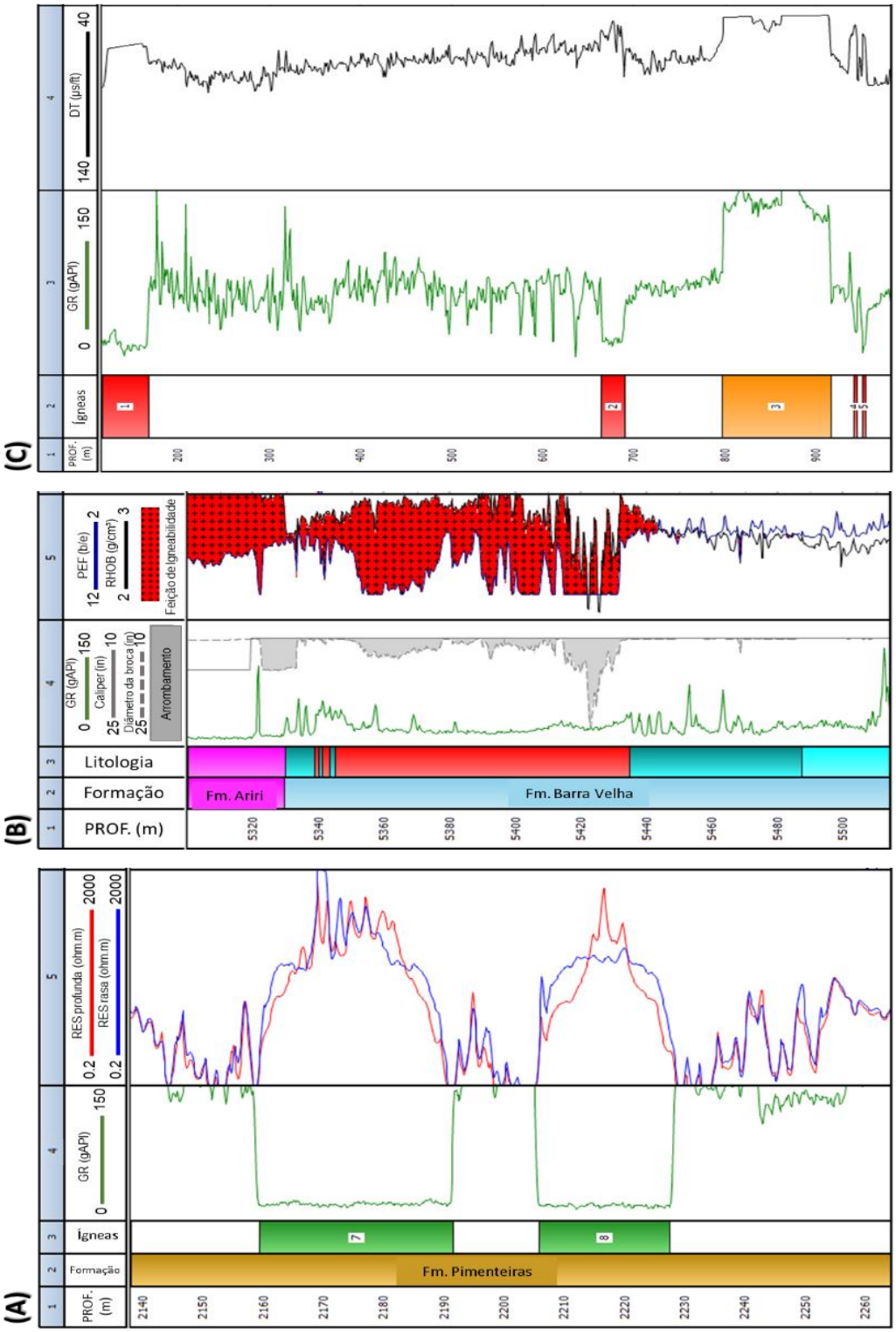


Figura 56: Três poços que apresentam casos diferentes com a feição de Igneabilidade: A) Poço 1-OGX-93-MA na Bacia do Parnaíba mostrando alguns intervalos de diabásio (verde no *track* 3) intrudido em folhelhos geradores (branco no *track* 3) da Formação Pimenteiras. B) Poço 3-BRSA-1305A-RJS na Bacia de Santos mostrando um diabásio (vermelho no *track* 3) intrudido em carbonatos do Pré-sal (azul claro no *track* 3) formando uma zona metamórfica de contato gradacional em perfis de poços (azul escuro no *track* 3), acima das demais litologias, uma anidrita (rosa no *track* 3); c) Poço 1-SJ-1-PR na Bacia do Paraná mostrando soleiras de diabásio (1 e 2 em vermelho no *track* 3) e riolito (3 em laranja no *track* 3) numa seção sedimentar indiferenciada (branco no track 3), além de possíveis diques de diabásio (4 e 5 em vermelho no *track* 3).

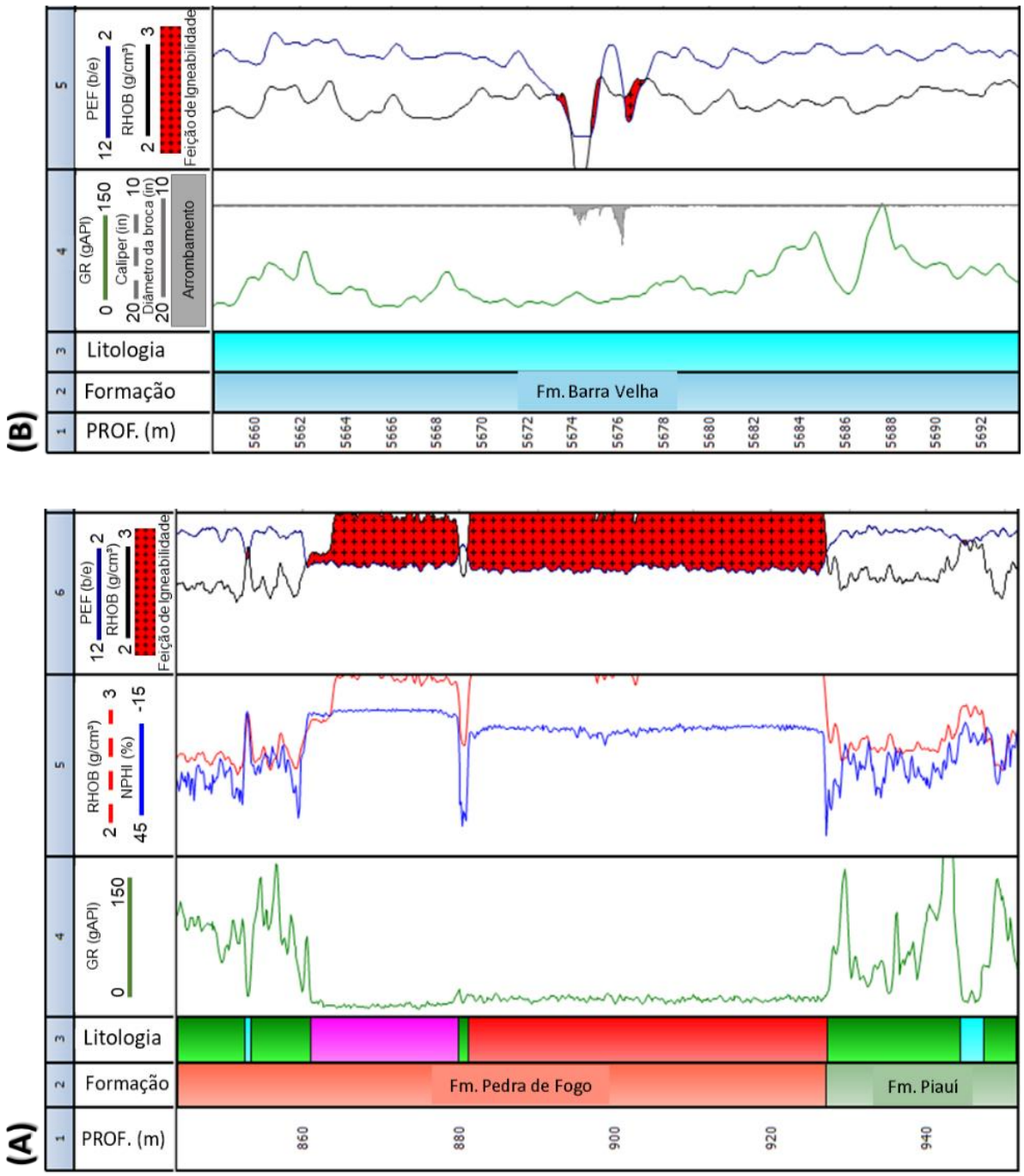


Figura 57: Dois poços que apresentam casos diferentes de falsos positivos da feição de Igneabilidade: A) Poço 1-OGX-110-MA na Bacia do Parnaíba mostrando um diabásio (vermelho no *track* 3) intrudido numa seção sedimentar composta por folhelhos (verde no *track* 3), carbonatos (azul no *track* 3) e anidrita (rosa no *track* 3); B) Poço 3-BRSA-1305A-RJS na Bacia de Santos mostrando carbonatos do Pré-sal (azul claro no *track* 3) com uma zona de arrombamento (*breakouts*) evidenciada pelo perfil de calibre do poço.

Tabela 4: Relação entre falsos positivos e falsos negativos na feição da Igneabilidade para cada tipo de rocha e como identificá-los. *A zona de arrombamento aplica-se a qualquer rocha.

Rocha	Exceções do método	Exemplos de ocorrência	Critério para determinar
Rochas encaixantes carbonáticas	Falso positivo	Figura 56B	Carbonato adjacente a uma rocha ígnea intrusiva. DRDN ≅ 0
Anidrita	Falso positivo	Figuras 55B, 56B e 57A	GR ≤ 10 gAPI; NPHI ≤ 0%. Perfis de poços com padrão homogêneo.
Dolomito ou calcário cristalino	Falso positivo	Figura 57A	O RHOB e NPHI estão próximos ou juntos, DRDN ≅ 0. RHOB ≤ 2.84 g/cm³.
Zonas de arrombamento*	Falso positivo	Figura 57B	Perfil cáliper >> diâmetro da broca, PEF aumenta e RHOB diminui.
Hialoclastitos	Falso negativo	Figura 58A	0.1 < DRDN < 0.5 (distância entre RHOB e NPHI semelhante ao basalto maciço); 10 < GR < 90 gAPI; 1 < RES < 20 Ω.m
Autobrechas	Falso negativo	Figuras 58B e 58C	0.1 < DRDN < 0.5 (distância entre RHOB e NPHI semelhante ao basalto maciço); 30 < GR < 90 gAPI; 1 < RES < 40 Ω.m
Basalto vesicular ou amigdaloidal	Falso negativo	Figuras 58B e 58C	0.1 < DRDN < 0.5 (distância entre RHOB e NPHI semelhante ao basalto maciço); 30 < GR < 50 gAPI; 1 < RES < 40 Ω.m
Basalto muito alterado	Falso negativo	-	Dependendo do grau e do tipo de alteração do basalto, a relação entre RHOB e NPHI muda pouco, aproximando-se apenas um pouco mais do que um basalto maciço. No entanto, uma alteração elevada pode impedir que esta técnica a identifique como basalto, exigindo análises laboratoriais.
Rochas ígneas ácidas	Falso negativo	Figuras 62A e 62B	Utilizar a feição de Igneabilidade para rochas ígneas ácidas.

7.2.1.2. A feição de Igneabilidade em basaltos

As rochas ígneas básicas extrusivas (basaltos) podem ocorrer em dois tipos de ambientes: subaéreos e subaquosos. Em cada um destes ambientes, as morfologias e estruturas formadas podem ser similares ou distintas e especificas, com distintos padrões na feição de Igneabilidade, e estes, por sua vez, também são diferentes das rochas ígneas intrusivas (diabásios).

Os registros geológicos de derrames subaquosos são compostos por morfologias como *pillow lavas*, que são específicas deste ambiente; podendo ser formados depósitos vulcânicos, como as *pillow* brechas e os hialoclastitos, que são resultados do processo de fragmentação, devido ao contato entre magma e água. A feição de Igneabilidade funciona bem, com exceção de alguns hialoclastitos com grande proporção de vidro vulcânico alterado para argilominerais, fazendo com que as curvas se aproximem e até mesmo desfaçam o *crossover*

em alguns casos. A distância média entre os perfis RHOB e PEF no *crossover* será até duas vezes menor do que no diabásio e apresentará um comportamento mais irregular dos perfis do poço (Figura 58A).

Os derrames subaéreos apresentam no registro geológico uma sucessão de diferentes morfologias de lava, tais como *pahoehoe*, *rubbly pahoehoe* e *a'a*. Algumas destas morfologias podem ter um núcleo maciço (*pahoehoe* inflada, *rubbly pahoehoe* e *a'a*), mas normalmente associado a uma fácies vesiculada ou brechada no topo ou no topo e na base (Macdonald, 1953; Walker, 1971; Duraiswami *et al.*, 2003; Duraiswami *et al.*, 2008; Duraiswami *et al.*, 2014). As fácies vesiculadas e brechadas fornecem uma queda na curva RHOB no topo da *pahoehoe* inflada e na *rubbly pahoehoe* (Nelson *et al.*, 2009), então podem não fornecer o cruzamento da feição de Igneabilidade, dependendo da percentagem de vesículas e do grau de compactação da brecha. Por esta razão, os derrames subaéreos mostram um padrão intermitente (*crossover* e *uncrossover*) na feição de Igneabilidade onde é possível observar que cada derrame apresenta um *crossover* na base e no topo não (Figura 58B e Figura 58C).

7.2.1. O fator de Igneabilidade

Para comparações entre a feição de Igneabilidade e outros perfis de poços, foi criado o fator Ig, que é um cálculo matemático a partir da feição de Igneabilidade (equação 1), que mede em uma escala adimensional a distância entre as curvas de RHOB e PEF a fim de comparar esta feição com outros perfis. Sendo cálculo matemático que resulta num valor entre -1 e 1, representa a distância entre ambas as curvas para uma determinada escala. Esta ideia foi desenvolvida a partir da similaridade com o método de cálculo do DRDN (Freire *et al.*, 2019).

A partir do desenvolvimento desta função matemática, foi possível chegar a uma simplificação que resultou em Eq. 1, onde o fator de Igneabilidade (Ig) representa a distância entre as curvas de densidade (RHOB) e o fator fotoelétrico (PEF), com valores negativos indicando rochas ígneas básicas (RHOB à direita do PEF). Valores próximos de zero indicam que ambas as curvas estão sobrepostas e valores positivos indicam rochas sedimentares ou ígneas ácidas, com PEF à direita do RHOB.

$$Ig = 3.2 - RHOB - 0.1*PEF \quad (1)$$

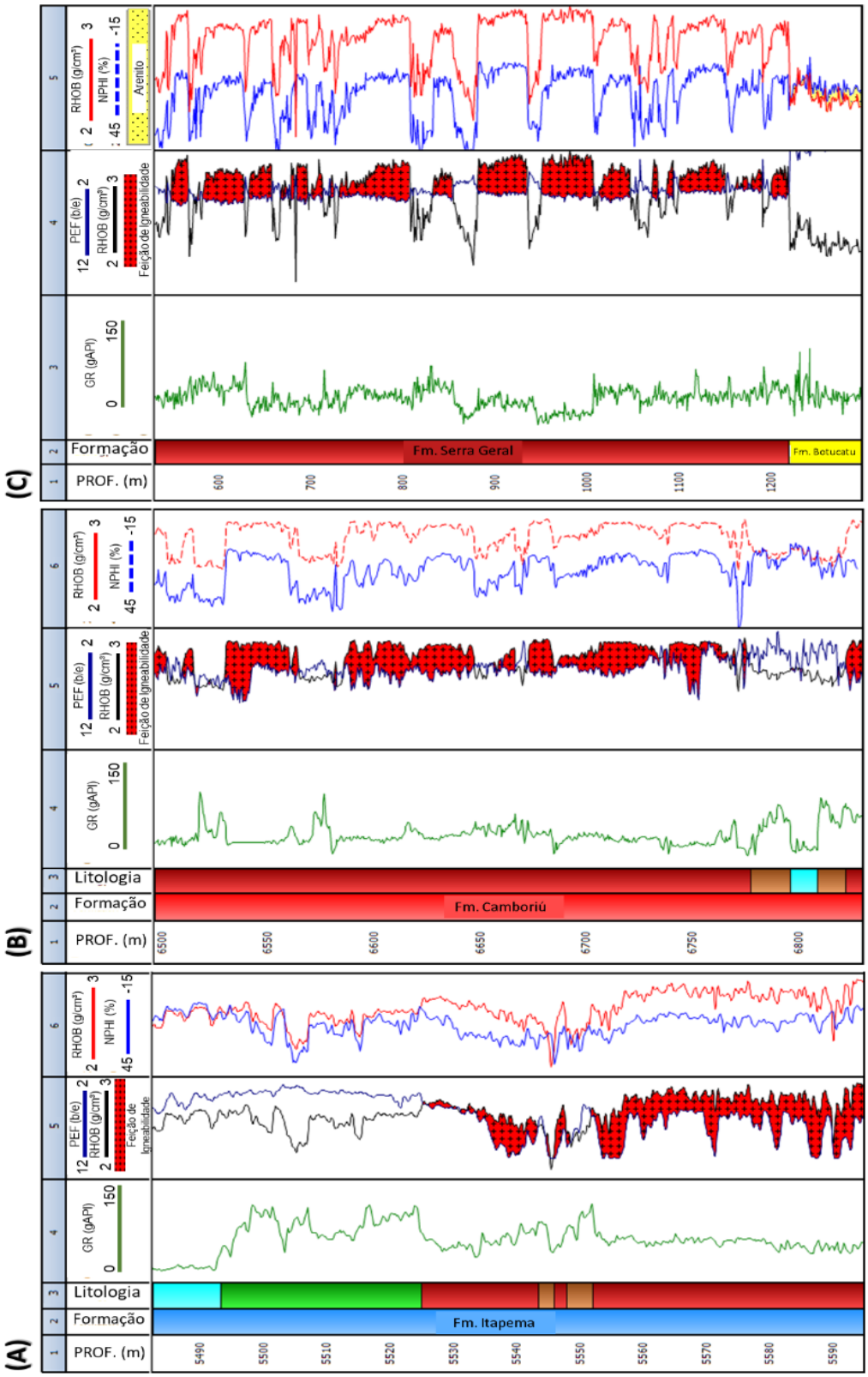


Figura 58: Três poços que apresentam casos diferentes da feição de Igneabilidade em sequências basálticas: A Poço 3-BRSA-1343-RJS, na Bacia de Santos, mostra basaltos (castanho-avermelhado no *track* 3) intercalados com sedimentos (castanho no *track* 3), ambos abaixo do carbonato (azul no *track* 3) e folhelho (verde no *track* 3) ; B) Poço 3-BRSA-1050-SPS, na Bacia de Santos, mostra basaltos (castanho-avermelhado no *track* 3) subaéreos (de acordo com Fornero *et al*., 2019) intercalado com siltitos (castanho no *track* 3) e carbonato (azul no *track* 3); C) Poço 3-ELPS-8-PR, na Bacia do Paraná, mostra basaltos (castanho-avermelhado no *track* 3) da formação Serra Geral sobre arenitos eólicos (amarelo no *track* 3) da formação Botucatu.

A utilização integrada do fator Ig com os outros perfis nos permite estudar e compreender variações geológicas, tais como a composição da rocha ígnea (básica ou ácida), as suas fácies (maciça, vesicular ou brechada) ou o grau de alteração. Quando o comparamos com o perfil GR é possível ver a correlação citada por Ran *et al.* (2014), onde rochas ígneas ácidas têm valores GR mais elevados, e comparamos isto com as nossas observações de que a feição de Igneabilidade não identifica as rochas ígneas ácidas.

O mesmo raciocínio pode ser aplicado para as rochas ígneas básicas (Figura 59A), onde são observados valores de GR mais baixos e é possível uma comparação com o fator Ig. As fácies vulcânicas de baixa resistividade estão diretamente relacionadas com valores de Ig próximos de zero e mesmo positivos, sendo que estas fácies estão relacionadas com zonas vesiculadas ou brechas em derrames subaéreos (Nelson *et al.*, 2009) e as fácies subaquosas podem também apresentar resistividades mais baixas dependendo do conteúdo de vidro vulcânico formado (Watton *et al.*, 2013; 2014). Estas mesmas relações entre Ig e resistividade são observadas com o sônico compressional, relacionando o fator Ig quase zero a tempos de trânsito elevados (Figura 59B).

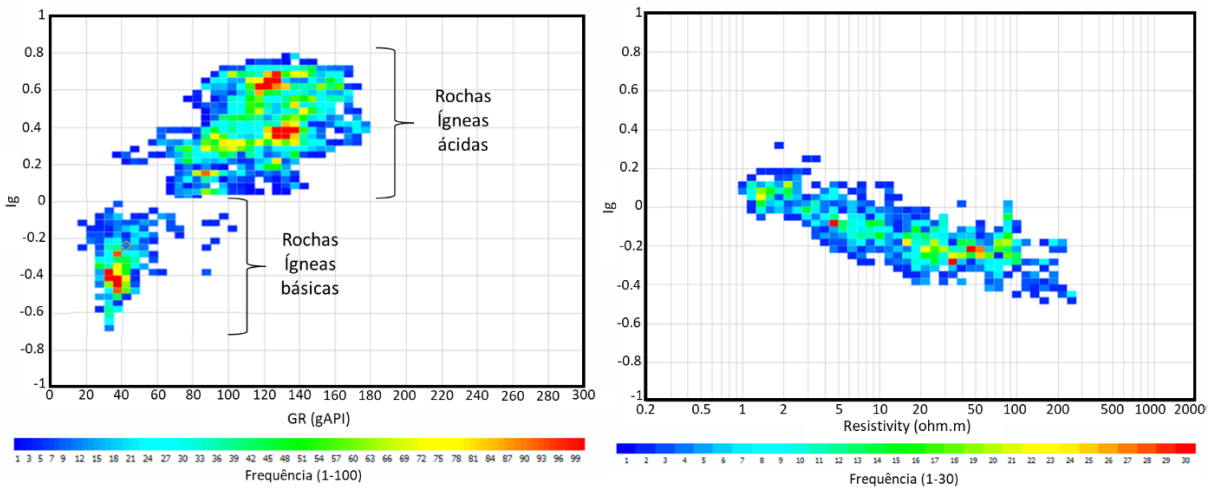


Figura 59: Dois *crossplot* de frequência mostrando o comportamento padrão das rochas ígneas ácidas e básicas: A) *Crossplot* entre GR e Ig indicando zonas específicas para os dois tipos de vulcânicas; B) *Crossplot* entre RES e Ig mostrando uma tendência de variação de Ig em função da resistividade nas rochas ígneas básicas. As cores dos pontos indicam a frequência.

Comparando a porosidade da argila do registo de Ressonância Magnética Nuclear (RMN) com o fator Ig, pode-se observar que a presença de argila está relacionada com valores de Ig próximos de zero ou positivos. Isto significa que a alteração afeta a feição de Igneabilidade

nas rochas ígneas básicas, esta correlação também funciona para baixas resistividades e alto tempo de trânsito, todas características comuns da presença de argilominerais (Figura 60).

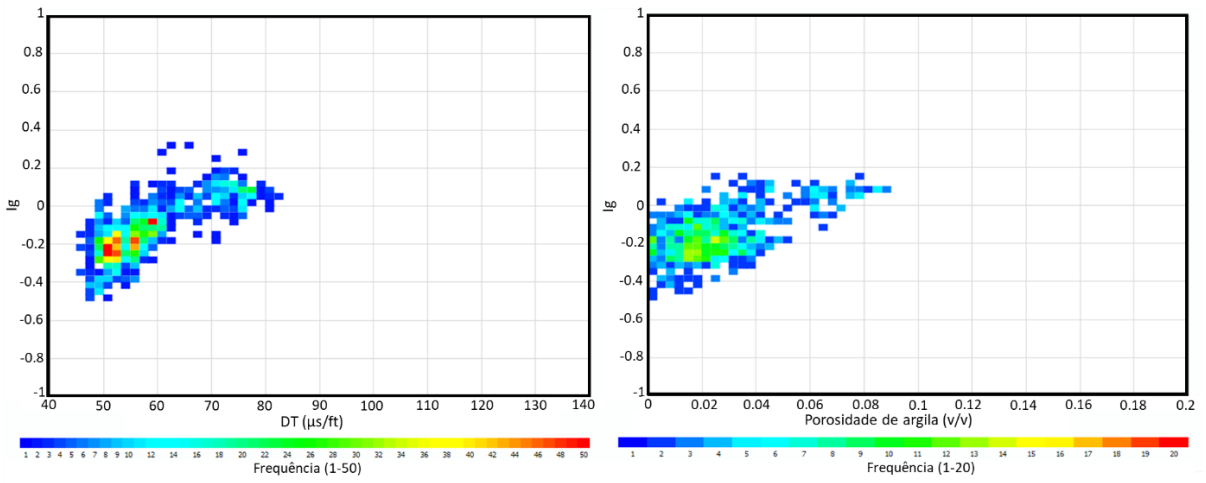


Figura 60: Dois *crossplot* de frequência relacionando Ig com outros perfis de poços em rochas ígneas básicas: A) Relaciona o Ig e o DT, indicando uma tendência de variação entre eles; B) Relaciona o Ig com a porosidade de argila da RMN, indicando também uma tendência entre eles.

Os valores em GR aumentam proporcionalmente com a variação da acidez da rocha ígnea, porque as rochas ígneas ácidas têm minerais enriquecidos em K e Th, que fornecem valores mais elevados de GR (Ran *et al.*, 2014). Entretanto, também é possível fazer a correlação do aumento da acidez das rochas ígneas com a diminuição da densidade, porque as ígneas básicas e ultrabásicas tendem a ser mais densas que as intermediárias e ácidas, devido à densidade dos minerais essenciais que as compõem, como olivina e piroxênio, que são mais densos que o feldspato e o quartzo (Ran *et al.*, 2014).

Como o perfil PEF é também proporcional à densidade matricial da rocha (Ellis & Singer, 2007), há uma tendência para que a feição de Igneabilidade não apareça nas rochas ígneas intermédias e principalmente ácidas (quando ignoramos as variações de fácies e consideramos apenas rochas maciças). A relação entre Ig x GR e Ig x RES indica esta tendência, inferindo a resposta da rocha ígnea intermédia e ultrabásica; isso também é notado quando se utiliza Ig x DT e Ig x NMR (Figura 60).

A relação entre os perfis RHOB e NPHI indica a composição da rocha ígnea presente no poço e as rochas ácidas apresentam variações que são confundidas com arenitos e folhelhos, porque o espaçamento destes perfis está diretamente relacionado com a composição

mineralógica. O *crossplot* NPHI x RHOB mostra bem a relação entre ambos, onde as rochas ácidas estão na mesma tendência de variação de porosidade dos arenitos e as rochas ígneas de base têm uma tendência diferente, mas partindo de composições mais densas abaixo da tendência de variação de porosidade da dolomita (Figura 61A). As tendências das rochas intermediárias e ultrabásicas podem ser inferidas a partir da densidade da matriz esperada para tal composição, uma vez que não tínhamos estes exemplos no estudo.

Para compreender como esta variação em RHOB e NPHI responde à variação da feição de Igneabilidade, comparamos a Ig com a DRDN (Freire *et al.*, 2019). Assim, é possível observar que à medida que o DRDN se torna negativo (RHOB à esquerda do NPHI), o Ig também se torna positivo (RHOB à esquerda do PEF), formando uma tendência de variação composicional, considerando a fácies maciça (Figura 61B).

A tabela 5 apresenta um resumo das diferenças entre eles e as fácies que não mostram o cruzamento da feição de Igneabilidade, com base nos padrões GR, RES, Ig e DRDN de rochas ígneas ácidas (extrusivas e intrusivas), intrusões básicas (diabásios), fluxos de lava basáltica (subaérea e subaquosa).

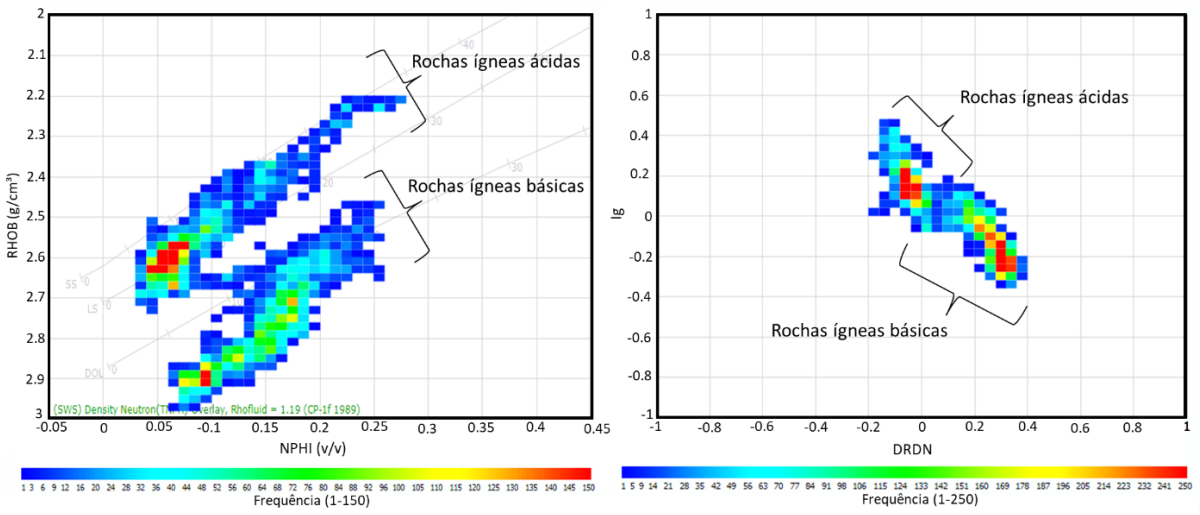


Figura 61: Dois *Crossplot* de frequência, onde os pontos vermelhos indicam uma maior concentração destes e os azuis indicam uma menor concentração: A) Crossplot RHOB x NPHI mostrando as linhas de variação de porosidade de arenito, calcário e dolomito, com duas nuvens de pontos distintas, a superior relacionada com as vulcânicas ácidas e a inferior relacionada com as vulcânicas básicas; B) Crossplot DRDN (calculado de acordo com Freire *et al.,* 2019) por Ig mostrando que as vulcânicas ácidas têm Ig positivo e uma variação entre RHOB e NPHI semelhante a um arenito, enquanto as vulcânicas básicas têm Ig negativo e DRDN positivo, semelhante aos folhelhos.

Tabela 5: Relação entre os tipos de rochas ígneas apresentadas neste trabalho e como identificá-las a partir da feição de Igneabilidade, DRDN, GR e RES.

Rochas ígneas	Exceções do método	Exemplos na tese	Critério para determinar
Diabásio	não tem	Figuras 55A, 55B, 55C, 56A, 56B, 56C e 57A	Perfis normalmente lineares e sem zonas de baixa RES ou RHOB. 15<GR<50 API; 50<RES<2000 Ωm; -0.8<Ig<-0.1
Basalto subaéreo	Em fácies brechadas ou muito vesiculadas	Figuras 58B e 58C	Perfis que intercalam zonas de alta e baixa RES e RHOB. 15<GR<100 API; 1<RES<1000 Ωm; -0.6<Ig<0.2
Basalto subaquoso	Em fácies com maior quantidade de vidro vulcânico (alterado para argila ou palagonita), principalmente brechas	Figuras 55B, 58A e 62A	Os perfis tendem a ter valores de RES e RHOB mais baixos, nas exceções pode haver valores de RES rasas maiores que RES profunda. 20<GR<90 API; 1<RES<1000 Ωm; -0.6<Ig<0.2
Riolito/dacito	Todas as fácies	Figuras 62A e 62B,	GR alto, com RES e RHOB variável de acordo com a fácies. Deve ser utilizada a feição de Igneabilidade para rochas ígneas ácidas (*crossover* entre Ig e GR). 110<GR<230 API; 1<RES<1000 Ωm; 0.1<Ig<0.8

7.2.2. Feição de Igneabilidade para ígneas ácidas

Devido ao fato de as rochas ígneas ácidas terem valores de GR elevados, independentemente de ser coerentes ou vulcanoclásticas, pode-se associar o fator de Igneabilidade calculado a partir da feição de Igneabilidade ao GR, onde o Ig varia com escala de -2 a 2 e o GR varia com escala de 0 a 200 gAPI. Assim, observa-se que:

- Zonas com rochas básicas apresentam o GR à esquerda da Ig e o Ig com valores abaixo de zero;
- Quando o Ig tem valores acima de zero e o GR permanece à esquerda, a rocha é sedimentar;
- Quando o GR está à direita do Ig (sempre acima de zero nestes casos), é uma indicação de rocha ígnea ácida (*track* 5 nas Figura 62A e Figura 62B).

As rochas ígneas ácidas caracterizam-se por valores elevados de GR, mas quando as suas fácies são vulcanoclásticas apresentam baixos RES e RHOB (Ran *et al.*, 2014), mostrando valores mais próximos de rochas sedimentares, tais como arenitos e folhelhos. Os riolitos exibem uma relação entre as curvas RHOB e NPHI semelhantes aos arenitos, mesmo quando são vulcanoclásticas. No entanto, os arenitos não apresentam valores tão elevados de GR, que em riolitos passam de 150 gAPI.

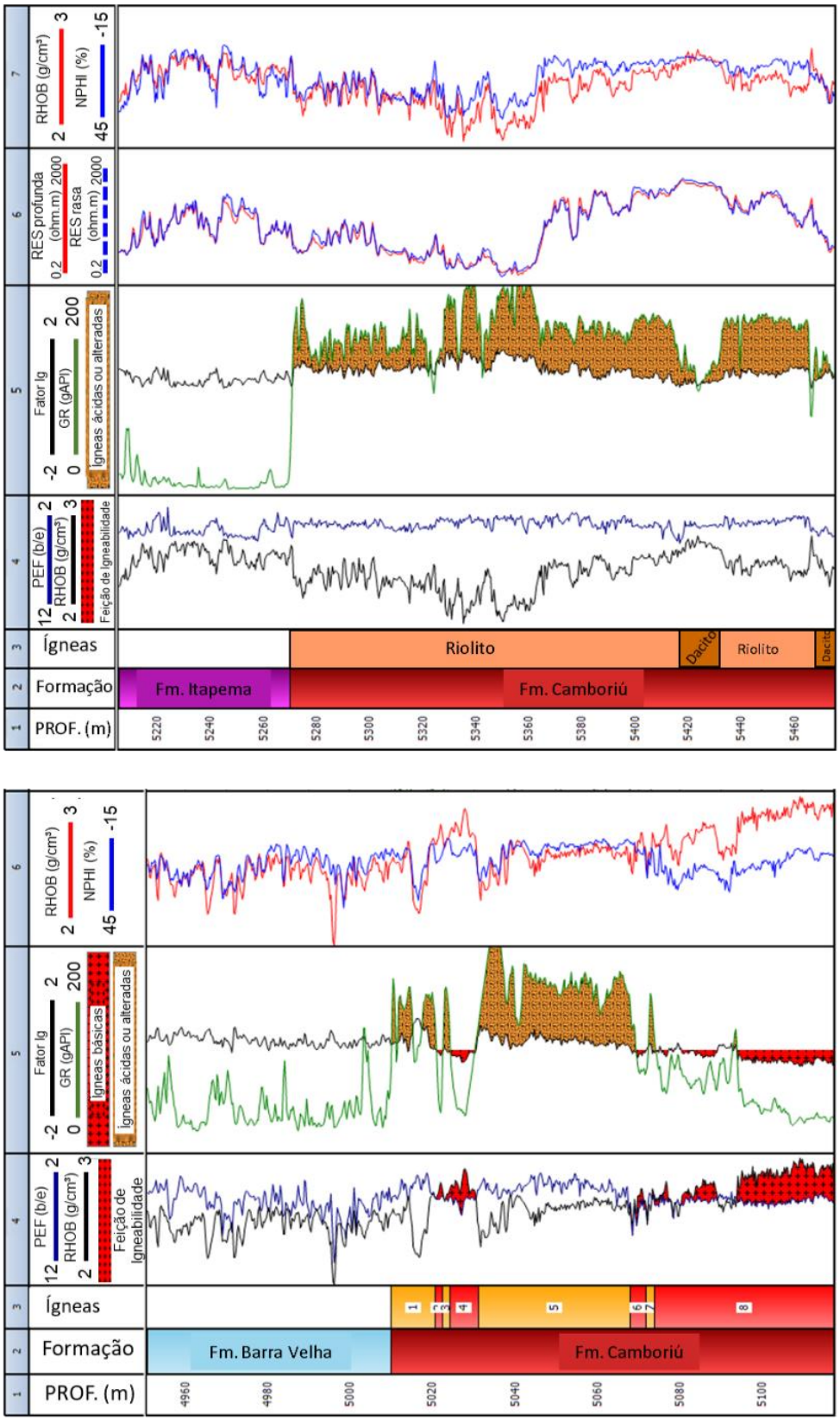


Figura 62: Dois poços com presença de rochas vulcânicas ácidas: A) Poço 7-LL-15D-RJS mostrando uma intercalação de basaltos (vermelho no track 3) e riolitos (laranja no track 3) abaixo de uma seção de carbonatos (branco no track 3); B) Poço 3-BRSA-755A-RJS mostrando uma intercalação de vulcânicas ácidas com variação composicional de riolito (laranja no track 3) a dacito (castanho claro no track 3), abaixo de uma seção de carbonato (branco no track 3).

Os folhelhos são as únicas rochas sedimentares que podem atingir uma elevada radioatividade como um riolito, mas apenas quando têm um elevado teor de matéria orgânica. No entanto, os folhelhos têm uma relação entre RHOB e NPHI inversa ao esperado para o riolito. Portanto, é possível distinguir estes casos de falsos positivos.

Algumas rochas ígneas ácidas com composição traqui-dacítica são um pouco menos radioativas e têm a proporção de RHOB e NPHI semelhante à de um carbonato, mas o conjunto de perfis permite distingui-las de folhelho, arenito e carbonato.

Em algumas zonas muito alteradas, as rochas ígneas básicas podem atingir valores elevados de GR e se enquadrar como exceções no que diz respeito à feição de Igneabilidade, ou seja, é uma típica ígnea básica, mas a feição de Igneabilidade não indica. Quando o grau de alteração é muito elevado, tais como alguns casos raros em hialoclastitos ou brechas de topo das *rubbly pahoehoe* o GR pode-se formar um cruzamento com a Ig indicando um riolito, mas geralmente isto é raro e as relações RHOB e NPHI permanecem como em um basalto.

7.2.3. Os perfis de Raios Gama, Densidade e Neutrão nas rochas ígneas

Este estudo compreende ígneas básicas e ácidas, o que tornou possível observar que o GR possui uma relação direta ou inversa com alguns elementos químicos que indicam diferenciação magmática obtidos de análises químicas em amostras laterais, como SiO_2, MgO, CaO e Zr (Figura 63).

Quando é calculado o DRDN, indicando a distância entre as curvas de RHOB e NPHI, e comparamos em *crossplots* com dados de análise química em amostras laterais, é possível observar que ele também varia de acordo com a composição da rocha, apresentando uma relação direta ou inversa com alguns elementos químicos, como SiO_2, CaO, MgO e $Fe_2O_3^{[t]}$ (Figura 64).

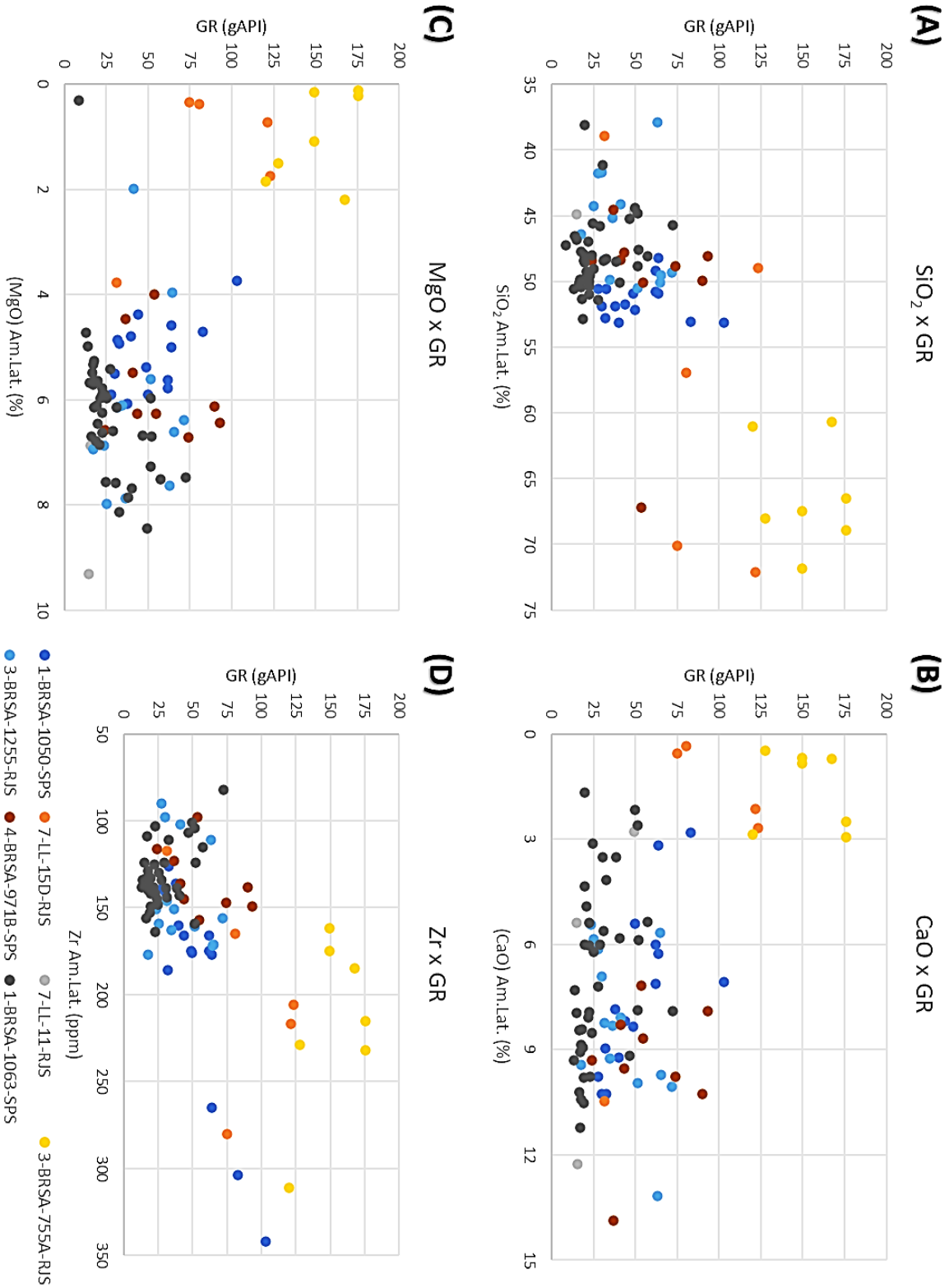


Figura 63: Quatro *crossplots* comparando o GR com dados de análise química em amostras laterais de rochas ígneas em diferentes poços: A) *Crossplot* SiO_2 x GR, relacionando o aumento do GR com o aumento de acidez da rocha; B) *Crossplot* CaO x GR, relacionando o aumento do GR com a diminuição de CaO na rocha; C) *Crossplot* MgO x GR, relacionando o aumento do GR com a diminuição de MgO na rocha; D) *Crossplot* Zr x GR, relacionando aumento do GR com o aumento de Zr na rocha.

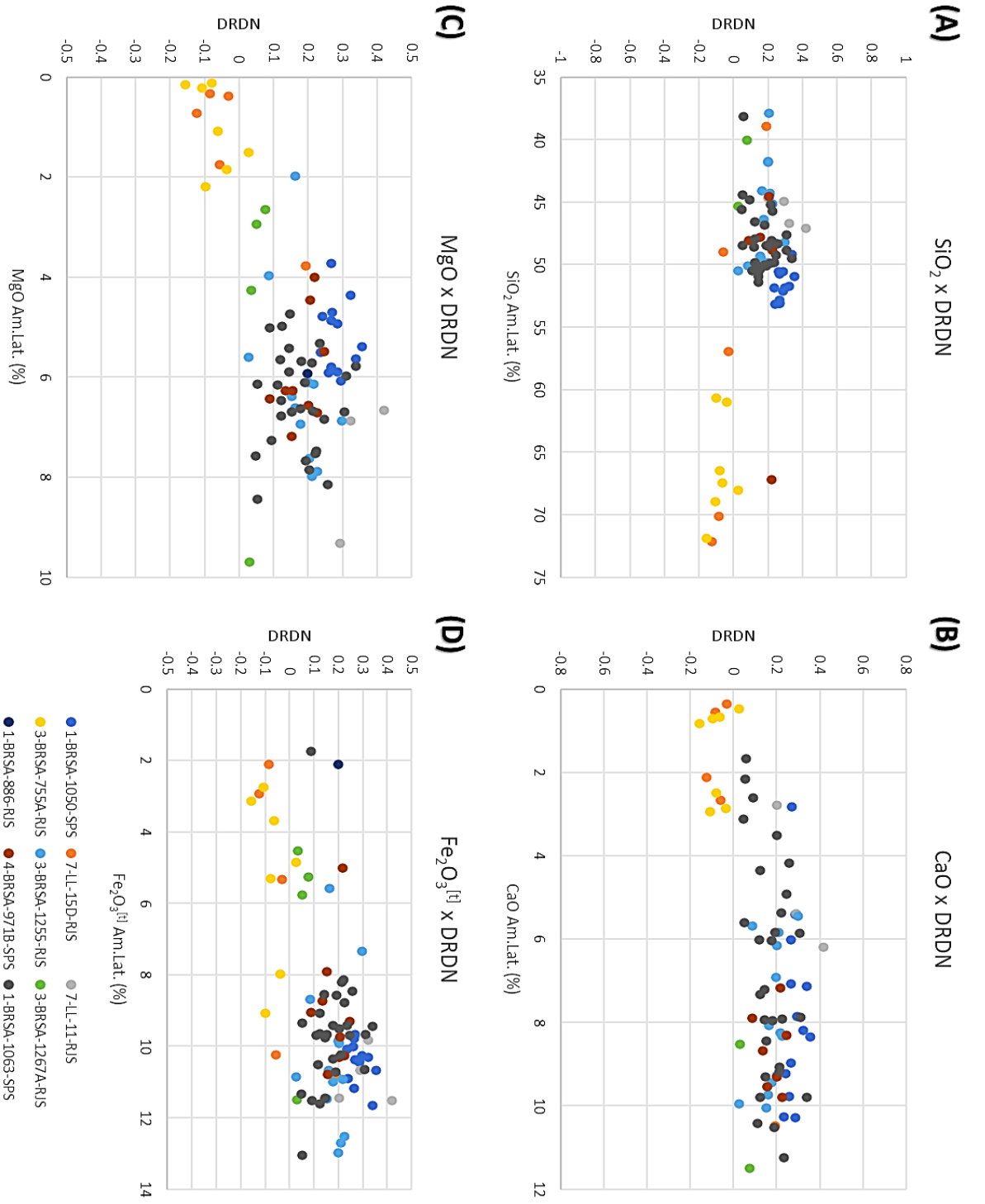


Figura 64: Quatro *crossplots* comparando o DRDN com dados de análise química em amostras laterais de rochas ígneas em diferentes poços: A) *Crossplot* SiO_2 x DRDN, relacionando a diminuição do DRDN com o aumento de acidez da rocha; B) *Crossplot* CaO x DRDN, relacionando o aumento do DRDN com o aumento de CaO na rocha; C) *Crossplot* MgO x DRDN, relacionando o aumento do DRDN com o aumento de MgO na rocha; D) *Crossplot* $Fe_2O_3^{[t]}$ x DRDN, relacionando aumento do DRDN com o aumento de $Fe_2O_3^{[t]}$ na rocha.

7.3. CARACTERIZAÇÃO DAS ÍGNEAS INTRUSIVAS

As rochas ígneas intrusivas, sejam na forma de diques ou soleiras, são comumente diabásios e muito raramente ácidas. Neste tópico são abordadas as variações em perfil de diferentes diabásios nas bacias de Santos, Parnaíba e Paraná. Começando por uma divisão quanto às feições de GR já discutidas na literatura (feições "barriguda" e "caixote") e novas ainda não discutidas. Depois é feita uma comparação entre os demais perfis nos diabásios, em cada bacia estudada.

7.3.1. Divisão quanto à feição de Raios Gama

Trosdtorf Jr. *et al.* (2014; 2018) distinguem os diabásios da bacia do Parnaíba em função da feição de GR, como "feição Barriguda" e "feição Caixote". Entretanto, essas feições não estão restritas a esta bacia, pois poços na bacia do Paraná também apresentam soleiras de diabásio com ambas as feições (Figura 65).

Na bacia de Santos, as soleiras não apresentam "feição barriguda", mas sim uma feição "barriguda invertida", onde o topo e a base apresentam maiores valores de GR e a porção intermediária um valor menor, podendo apresentar alguns picos de GR no meio, que podem ser litológicos ou *spikes* relacionados à aquisição de dados (Figura 66).

7.3.1.1. Estatística das feições de Raios Gama encontradas nas bacias do Parnaíba, Paraná e Santos

Ao separar todas as intrusões estudadas quanto à sua feição de GR e sua respectiva bacia, pode-se observar que as intrusões com a "Feição Barriguda" apresentam maior espessura (mediana de 115,0 m e desvio padrão de 47,8 m) do que as que apresentam a "Feição Caixote" (mediana de 6,0 m e desvio padrão de 36,8 m), na mesma bacia. Na bacia de Santos pode-se sugerir uma terceira feição, que apresenta espessuras intermediária (mediana de 65,5 m e desvio padrão de 31,8 m) entre as demais feições na bacia (Figura 67B e Figura 67D).

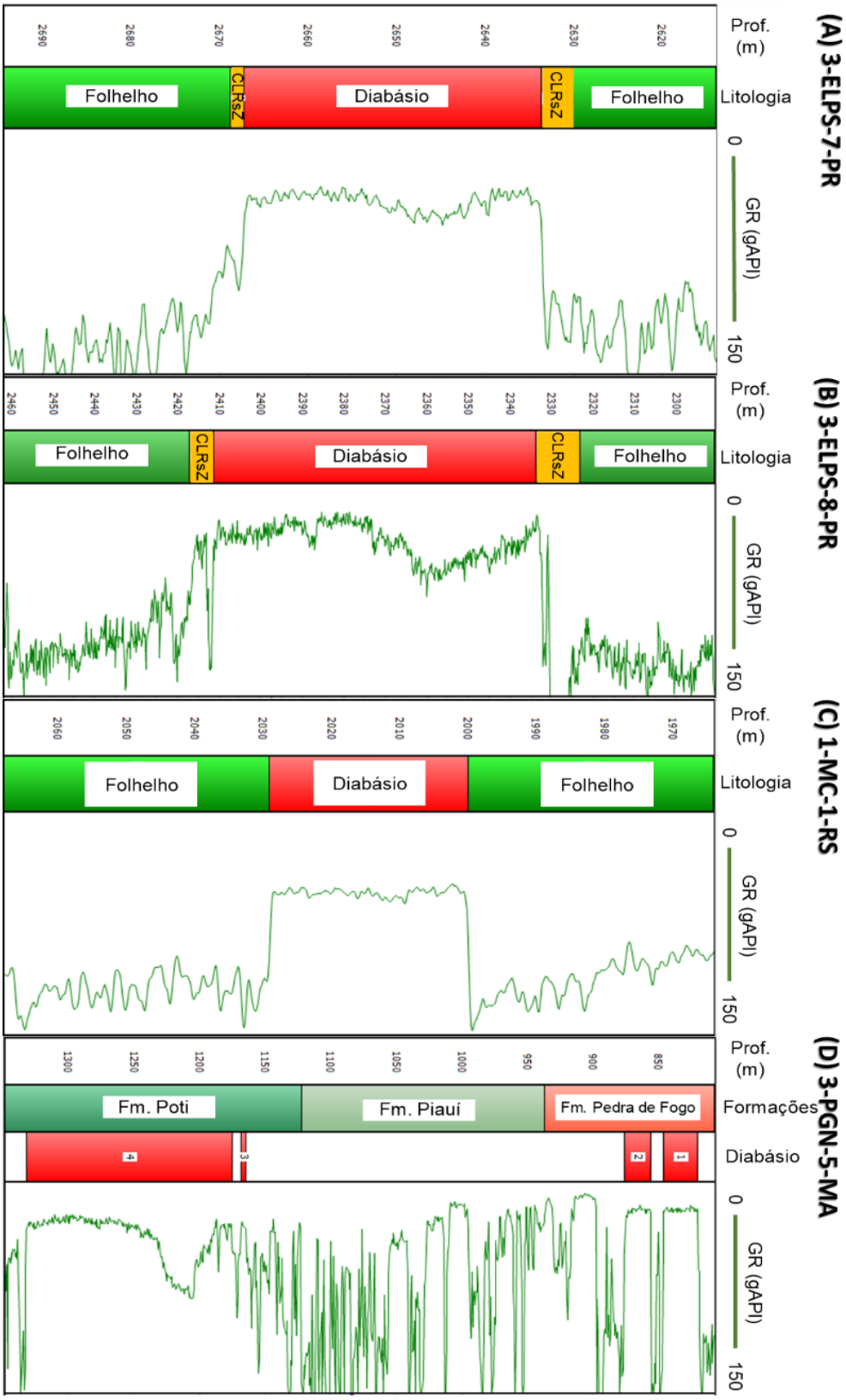


Figura 65: Quatro poços com soleiras que apresentam as feições “barriguda” ou “caixote”: A) Poço 3-ELPS-7-PR na bacia do Paraná com uma soleira de diabásio apresentando uma “feição barriguda” sutil no perfil de GR; B) Poço 3-ELPS-8-PR na bacia do Paraná com uma soleira de diabásio apresentando uma “feição barriguda” no perfil de GR; C) Poço 1-MC-1-RS na bacia do Paraná com uma soleira de diabásio apresentando uma “feição caixote” no perfil de GR; D) Poço 3-PGN-5-MA na bacia do Parnaíba com 3 soleiras (1, 2 e 4) e um dique (3) de diabásio apresentando “feição barriguda” (4) e “feição caixote” (1, 2 e 3) no perfil de GR.

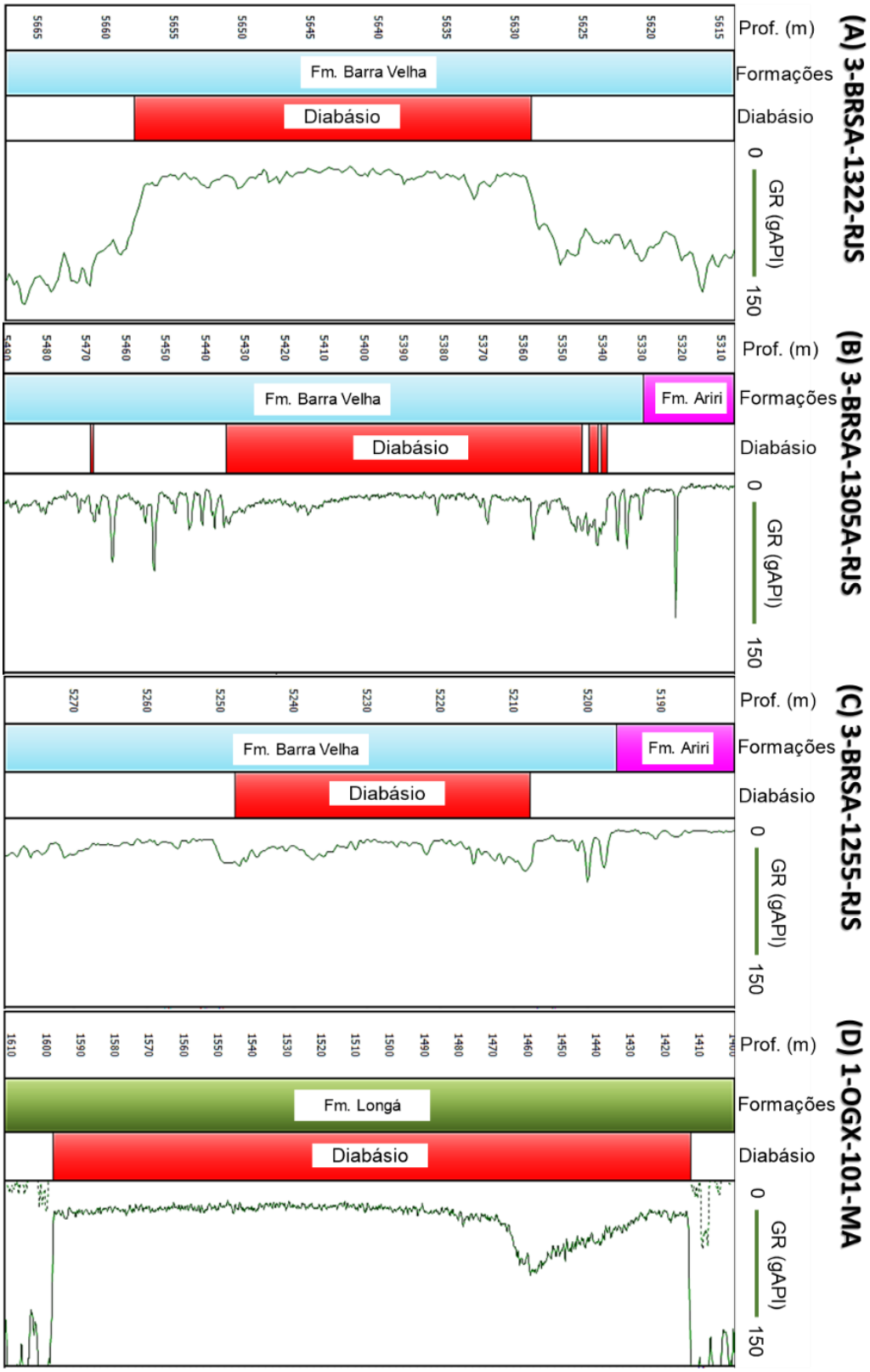


Figura 66: Quatro poços com soleiras que apresentam as feições “barriguda” ou “caixote” ou “barriguda invertida”: A) Poço 3-BRSA-1322-RJS na bacia de Santos com uma soleira de diabásio apresentando uma “feição caixote” no perfil de GR; B) Poço 3-BRSA-1305A-RJS na bacia de Santos com uma soleira de diabásio apresentando uma “feição barriguda invertida” no perfil de GR; C) Poço 3-BRSA-1255-RJS na bacia de Santos com uma soleira de diabásio apresentando uma “feição barriguda invertida” no perfil de GR; D) Poço 1-OGX-101-MA na bacia do Parnaíba com uma soleiras de diabásio apresentando a “feição barriguda” no perfil de GR, para ser usada como exemplo comparativo.

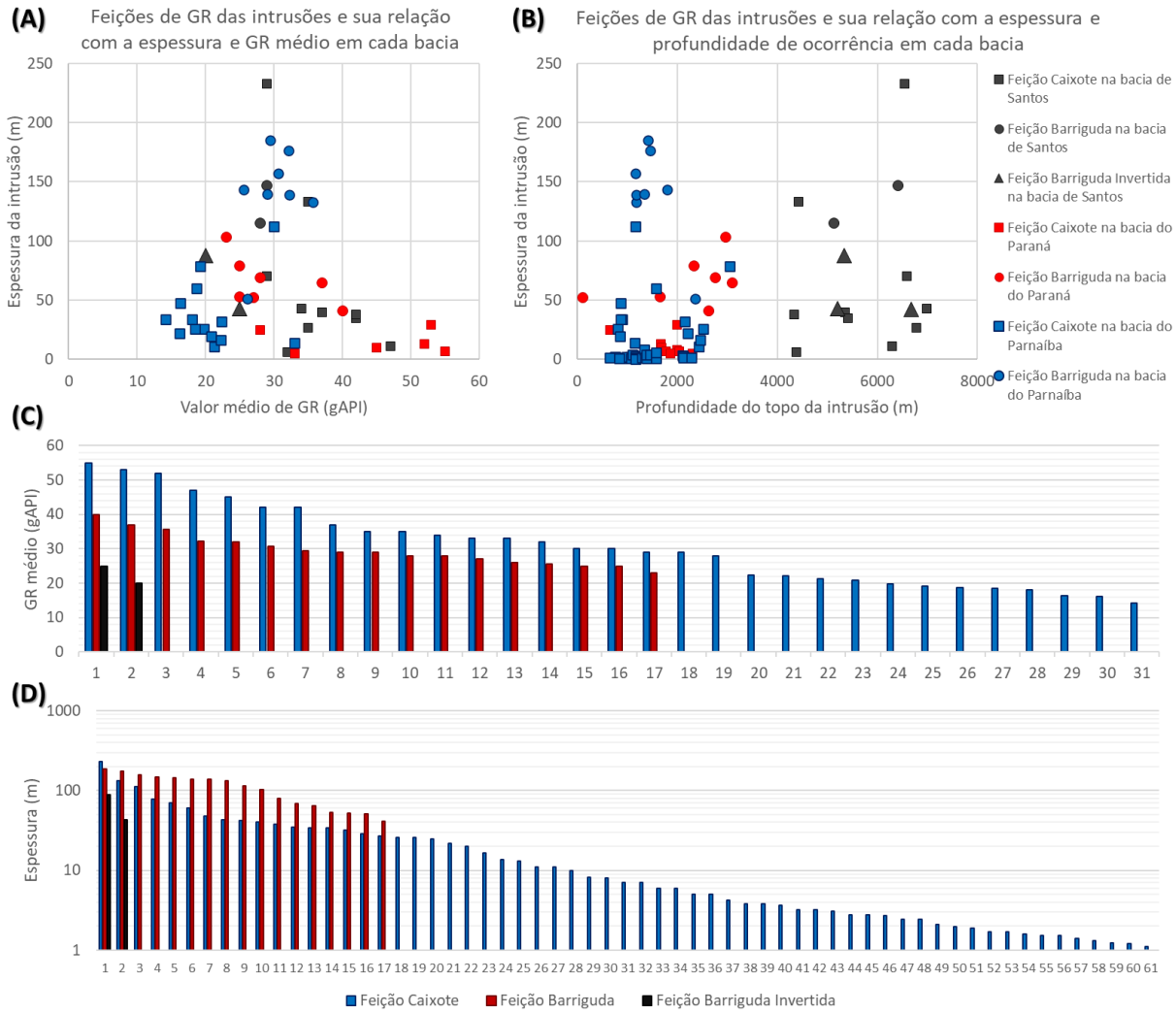


Figura 67: Relações entre espessura e GR médio das intrusões para cada feição de GR e bacia: A) Variação da espessura das intrusões com o GR médio para as feições “Caixote”, “Barriguda” e “Barriguda invertida” em cada bacia; B) Variação da espessura das intrusões com a profundidade de ocorrência para as feições “Caixote”, “Barriguda” e “Barriguda invertida” em cada bacia; C) GR médio das soleiras em ordem decrescente para as feições “Caixote”, “Barriguda” e “Barriguda invertida”; D) espessura das soleiras em ordem decrescente para as feições “Caixote”, “Barriguda” e “Barriguda invertida”.

Quando compara-se os valores médios de GR com a espessura das intrusões com mais de 1m de espessura aparente, observa-se que não existe um padrão claro que relaciona a feição em GR com os valores médios deste perfil. Entretanto, quando observa-se os valores de GR na mesma bacia, pode-se identificar que a bacia do Parnaíba apresenta dois conjuntos claros com distintos valores de GR: um com maior GR que apresenta uma mediana de 30 gAPI e desvio padrão de 3 gAPI, e outro com menor GR que apresenta uma mediana de 19 gAPI e desvio padrão de 3 gAPI. O mesmo padrão não fica evidente nas bacias de Santos e Paraná (Figura 67A e Figura 67C).

7.3.2. Variações nos perfis geofísicos entre as intrusivas

As rochas ígneas intrusivas apresentam baixos valores de DT (normalmente abaixo de 55 µs/ft) e altos valores de RES (normalmente acima de 100 Ωm) e RHOB (normalmente acima de 2,78 g/cm³), independente da bacia estudada (Figura 55A, Figura 55B, Figura 56A, Figura 56B, Figura 56C e Figura 57A). Entretanto, como observado no tópico anterior, foram identificados dois conjuntos de diabásios com faixas de GR distintos, que ainda são diferentes das encontradas na bacia de Santos. Desta forma, estes três conjuntos foram analisados individualmente quanto aos demais perfis (Figura 68).

Os diabásios da bacia de Santos apresentam o GR variando entre 15 e 49 gAPI, com uma mediana de 26 gAPI e um desvio padrão de 9 gAPI (figura 68A). Os valores de RHOB variam entre 2,7 e 3,1 g/cm³, com uma mediana de 2,87 g/cm³ e um desvio padrão de 0,06 g/cm³ (figura 68B). O DT apresentou valores entre 44 e 61 µs/ft, com uma mediana de 50 µs/ft e um desvio padrão de 4 µs/ft (Figura 68C).

Os diabásios com feição Barriguda da bacia do Parnaíba apresentam o GR variando entre 16 e 67 gAPI, com uma mediana de 25 gAPI e um desvio padrão de 11 gAPI (Figura 68D). Os valores de RHOB variam entre 2,8 e 3,1 g/cm³, com uma mediana de 2,96 g/cm³ e um desvio padrão de 0,06 g/cm³ (Figura 68E). O DT apresentou valores entre 45 e 56 µs/ft, com uma mediana de 49 µs/ft e um desvio padrão de 3 µs/ft (Figura 68F).

Os diabásios com feição Caixote da bacia do Parnaíba apresentam o GR variando entre 11 e 25 gAPI, com uma mediana de 17 gAPI e um desvio padrão de 3 gAPI (Figura 68G). Os valores de RHOB variam entre 2,8 e 3,1 g/cm³, com uma mediana de 3,03 g/cm³ e um desvio padrão de 0,09 g/cm³ (Figura 68H). O DT apresentou valores entre 44 e 54 µs/ft, com uma mediana de 47 µs/ft e um desvio padrão de 1 µs/ft (Figura 68I).

Quando comparamos só os diabásios da bacia do Parnaíba a partir de um *crossplot* GR x RHOB, que foram os histogramas com maior bimodalidade, é possível observar que as intrusões com altos valores de GR também apresentam baixos valores de RHOB, e as de baixos valores de GR apresentam mais altos valores de RHOB (Figura 69).

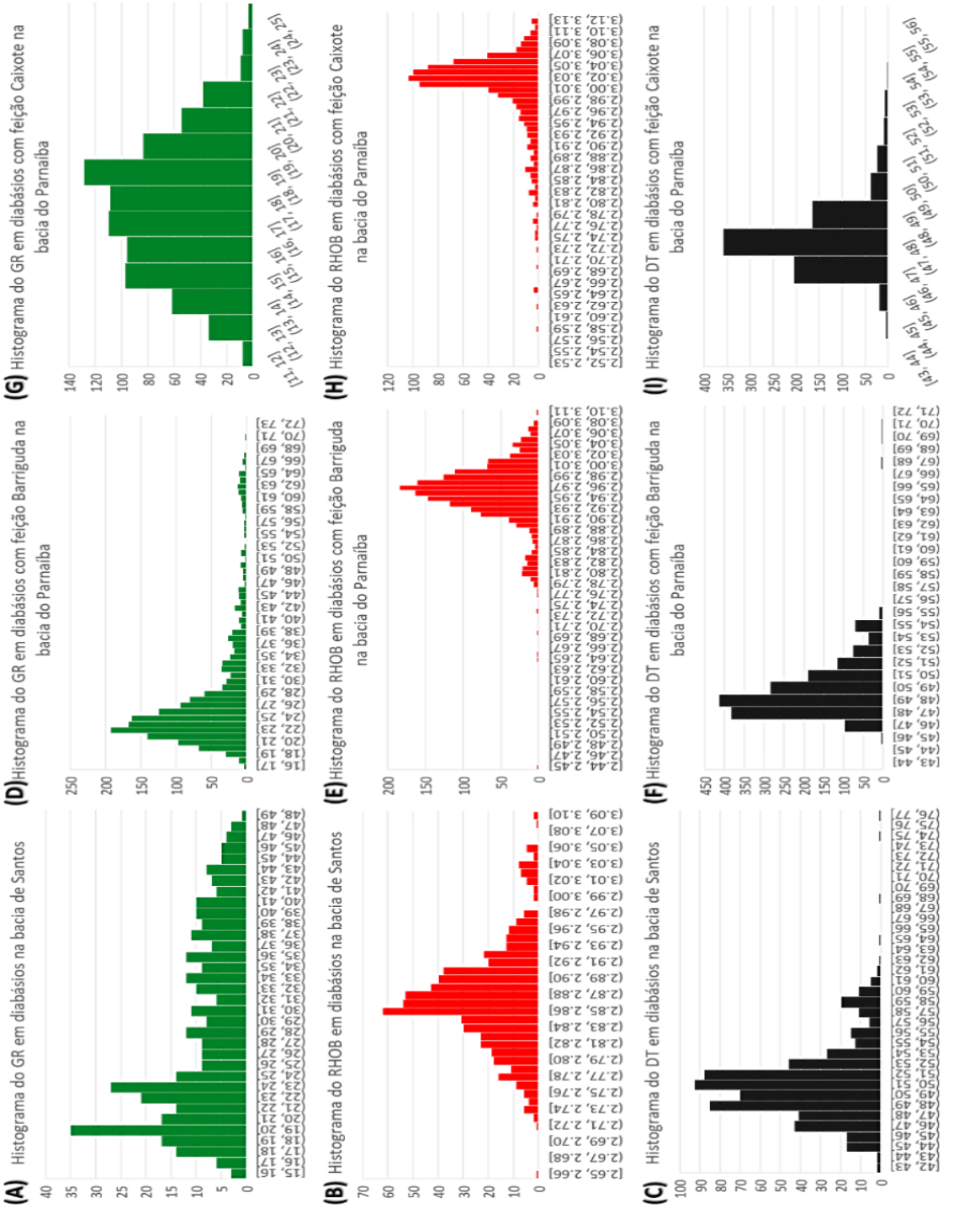


Figura 68: Histogramas dos perfis de GR, RHOB e DT nos diabásios: A) Histograma do GR em diabásios na bacia de Santos com uma mediana de 26 gAPI e um desvio padrão de 9 gAPI; B) Histograma do RHOB em diabásios na bacia de Santos com uma mediana de 2,87 g/cm³ e um desvio padrão de 0,06 g/cm³; C) Histograma do DT em diabásios na bacia de Santos com uma mediana de 50 µs/ft e um desvio padrão de 4 µs/ft; D) Histograma do GR em diabásios com "feição Barriguda" na bacia do Parnaíba com uma mediana de 25 gAPI e um desvio padrão de 11 gAPI; E) Histograma do RHOB em diabásios com "feição Barriguda" na bacia do Parnaíba com uma mediana de 2,96 g/cm³ e um desvio padrão de 0,06 g/cm³; F) Histograma do DT em diabásios com "feição Barriguda" na bacia do Parnaíba com uma mediana de 49 µs/ft e um desvio padrão de 3 µs/ft; G) Histograma do GR em diabásios com "feição Caixote" na bacia do Parnaíba com uma mediana de 17 gAPI e um desvio padrão de 3 gAPI; H) Histograma do RHOB em diabásios com "feição Caixote" na bacia do Parnaíba com uma mediana de 3,03 g/cm³ e um desvio padrão de 0,09 g/cm³; I) Histograma do DT em diabásios com "feição Caixote" na bacia do Parnaíba com uma mediana de 47 µs/ft e um desvio padrão de 1 µs/ft.

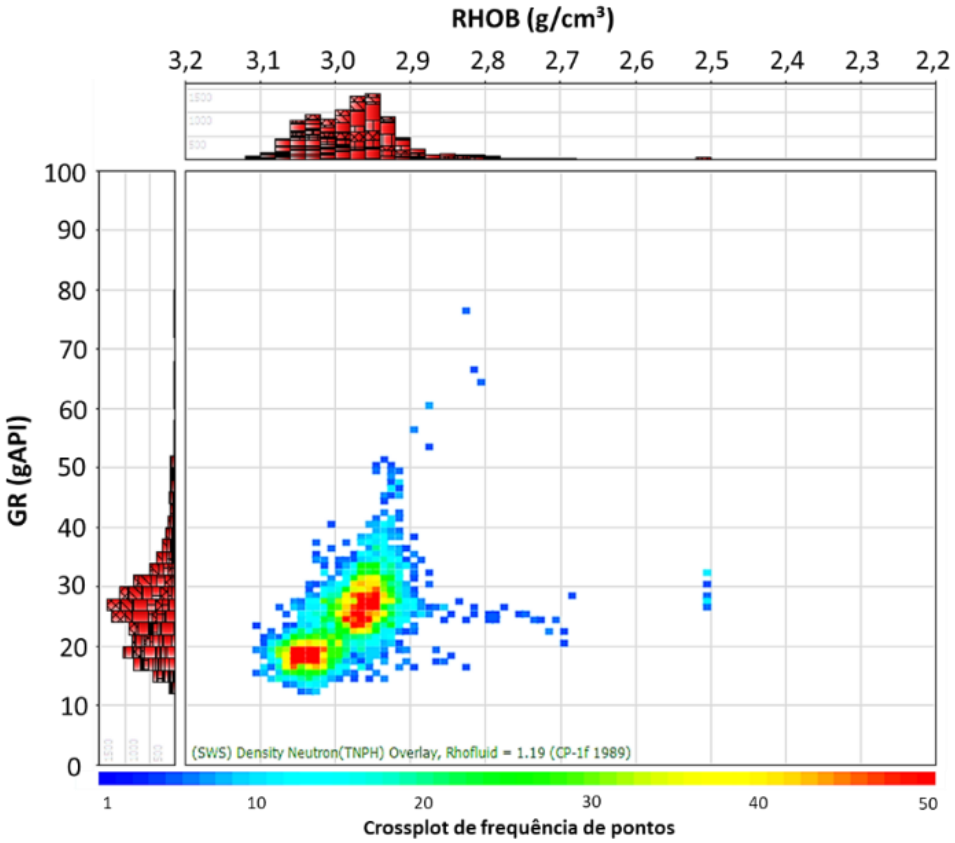


Figura 69: *Crossplot* em frequência de pontos entre GR e RHOB e histogramas de cada perfil de todas as intrusões de diabásio estudadas na bacia do Parnaíba, mostrando a bimodalidade dos dados.

7.4. CARACTERIZAÇÃO DAS VULCÂNICAS BÁSICAS NA BACIA DE SANTOS

O estudo das vulcânicas básicas da bacia de Santos é baseado na comparação entre as respostas em perfil com os perfis de imagem e descrições de amostras laterais. Assim foram analisados os perfis de imagem dos poços 3-BRSA-1343-RJS; 3-BRSA-1255-RJS; 3-BRSA-755A-RJS e 1-BRSA-1050-SPS (este último já publicado por Fornero *et al*., 2019). Os padrões observados foram comparados com os demais perfis geofísicos e depois extrapolados para poços onde não foi disponibilizado perfis de imagem.

7.4.1. Análise de perfis de Imagem resistiva e acústica

As análises dos perfis de imagem foram realizadas em quatro poços: 3-BRSA-1343-RJS; 3-BRSA-1255-RJS; e 3-BRSA-755A-RJS e 1-BRSA-1050-SPS. Entretanto, as análises do poço 1-BRSA-1050-SPS foram comparadas com os resultados de Fornero *et al*. (2019), já apresentados

no capítulo 5.3.3. Com os perfis de imagem acústica e resistiva foi realizada a identificação de morfologias e estruturas nas rochas vulcânicas destes poços.

7.4.1.1. Análise de perfis de Imagem acústica no poço 3-BRSA-1343-RJS

Neste poço o perfil de imagem acústica indicou uma intercalação de duas fácies (Figura 70): 1) PL - morfologias arredondadas de baixo tempo de trânsito, sendo às vezes mais esféricas e outras com excentricidade mais horizontal, ocorrendo um material de alto tempo de trânsito entre elas; 2) Br – formado por materiais angulosos de diferentes tamanhos que apresentam baixo tempo de trânsito, imersos em um material que apresenta alto tempo de trânsito.

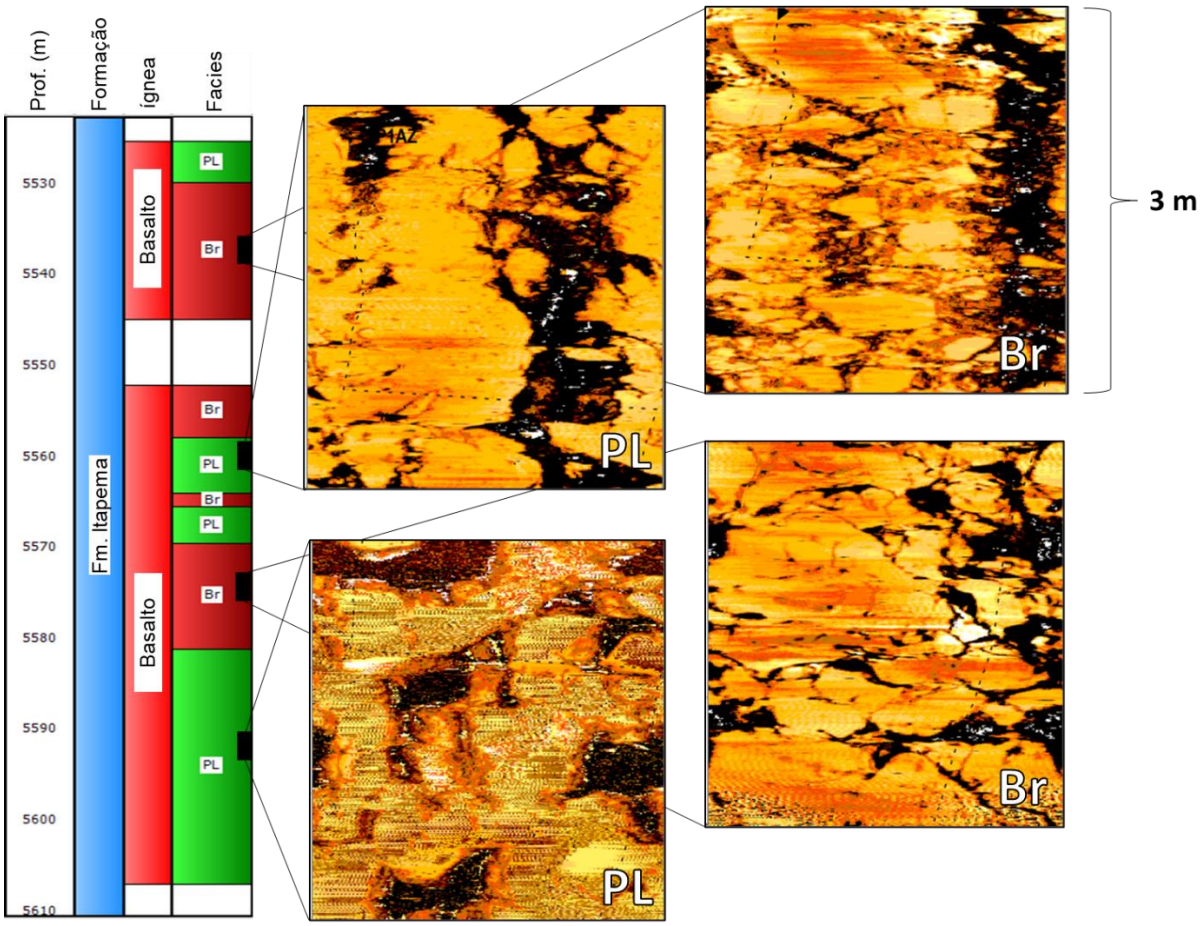


Figura 70: Separação das duas fácies (PL e Br) usando perfis de imagem acústica ao longo da seção de basaltos no poço 3-BRSA-1343-RJS e seus principais exemplos no perfil.

7.4.1.2. Análise de perfis de Imagem acústica no poço 3-BRSA-1255-RJS

Neste poço o perfil de imagem acústica foi afetado por muitos *breakouts*, mas ainda assim foi possível identificar as variações morfológicas e estruturais, no caso mostrou uma intercalação de duas fácies (Figura 71): 1) PL - morfologias arredondadas de baixo tempo de trânsito, sendo às vezes mais esféricas e outras com excentricidade mais horizontal, apresentando raramente um material de alto tempo de trânsito entre elas; 2) Br – formado por materiais angulosos de diferentes tamanhos que apresentam baixo tempo de trânsito, apresentando pouco material com alto tempo de trânsito entre os fragmentos.

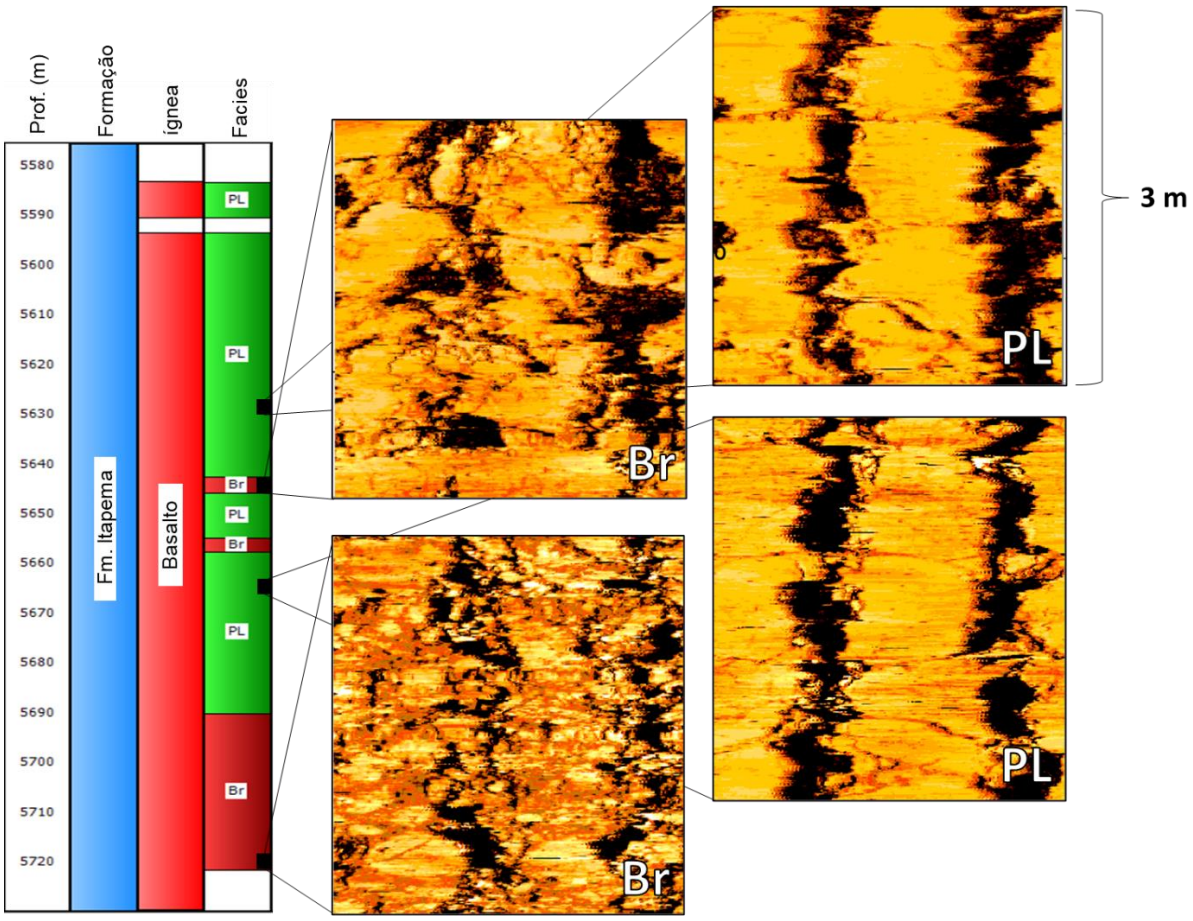


Figura 71: Identificação de duas fácies (PL e Br) através de perfis de imagem acústica ao longo da seção de basaltos no poço 3-BRSA-1255-RJS e seus principais exemplos no perfil.

7.4.2. Padrão de respostas de perfis geofísicos no poço 1-BRSA-1050-SPS

Foram definidas cinco eletrofácies para a sequência vulcânica do poço1-BRSA-1050-SPS com base nas suas diferentes respostas dos perfis GR, RES, DT, RHOB e NPHI. Foi observada

uma forte correlação entre estas eletrofácies e as litofácies propostas por Fornero *et al*. (2019) com base em perfis de imagem e na análise e descrição de amostras laterais.

As eletrofácies foram inicialmente definidas por sua resposta em perfil de raios gama, nomeadamente: 1) GR acima de 50 gAPI; 2) GR entre 30 e 50 gAPI com um padrão serrilhado; 3) GR entre 30 e 50 gAPI com um padrão liso. Os intervalos com estas três diferentes respostas de GR foram subdivididas pelo seu padrão de RES, sendo alta ou baixa resistividade. Assim, foram geradas cinco eletrofácies base no GR e RES, como mostra a Tabela 6. Os perfis RHOB, DT e NPHI mostram padrões semelhantes à RES; ou seja, intervalos com altas resistividades, também apresentam valores altos de RHOB e baixos de DT e NPHI.

Tabela 6: Divisão das eletrofácies baseadas nos perfis de GR, RES, RHOB, DT e NPHI.

Eletrofacies	**GR (gAPI)**	**RES (Ωm)**	**RHOB (g/cm³)**	**DT (µs/ft)**
E1	> 50	> 10	> 2.78	< 59
E2	> 50	< 10	< 2.78	> 59
E3	30 < GR < 50 com padrão serrilhado	< 10	< 2.78	> 59
E4	30 < GR < 50	< 10	< 2.78	> 59
E5	30 < GR < 50	> 10	> 2.78	< 59
E6	< 60, com GR serrilhado	> 20 / RES rasa >> RES profunda	2,7 < RHOB < 3,0	48 < DT < 62
E7	45 < GR < 90, com GR serrilhado	2 < RES < 20 / RES rasa = RES profunda	2,4 < RHOB < 2,8	55 < DT < 72
E8	50 < GR < 65, com GR serrilhado	20 < RES < 200 / RES rasa > RES profunda	2,7 < RHOB < 2,9	52 < DT < 62
E9	30 < GR < 55, com GR serrilhado	8 < RES < 200 / RES rasa ≥ RES profunda	2,7 < RHOB < 2,9	52 < DT < 64
E10	95 < GR < 220	8 < RES	2,0 < RHOB < 2,5	54 < DT < 65
E11	95 < GR < 180	RES < 8	2,4 < RHOB < 2,7	60 < DT < 110

As descrições macroscópicas e microscópicas das amostras laterais apresentam boa correlação com estas eletrofácies, mantendo um padrão respostas dos perfis para amostras com mesmas estruturas. A comparação entre esta correlação e as litofácies previamente

definidas por Fornero *et al*. (2019), através de perfis de imagens acústica e resistiva, permitiu a interpretação das morfologias de fluxo de lava dentro da sequência vulcânica, bem como a identificação de intervalos alterados.

As zonas de imagem “fácies de vulcânica maciça”, definidas por Fornero *et al*. (2019), correlacionam-se com as eletrofácies E5 (Tabela 6 e Figura 72), petrograficamente com estrutura maciça (Figura 43D, Figura 44B, Figura 44C e Figura 44D), exceto um intervalo de 5m (6488/6493 m) que corresponde às eletrofácies E1 e E2. As eletrofácies E5 apresentam valores elevados de RES e RHOB, baixos de DT e valores de GR entre 30 e 50 gAPI (Figura 72). As diferentes respostas de GR e RES no intervalo de 6488/6493 m são relacionadas com a presença de K-feldspato na matriz rochosa, identificada em análises de QEMSCAN® (Figura 45).

As zonas vesiculadas/amigdaloidais propostas por Fornero *et al.* (2019) correlacionam-se com as eletrofácies E4 (Tabela 6). Esta eletrofácies é caracterizada por valores mais baixos de GR, RES e RHOB, bem como maiores valores de DT (Figura 72). No entanto, o intervalo de 3 m entre 6485/6488 m mostrou respostas divergentes nos perfis, possivelmente relacionadas com a presença de k-feldspato e minerais argilosos evidenciada pelo QEMSCAN (Figura 45), o que justificou a sua classificação como eletrofácies E2. Uma característica desta fácies é que há sempre uma mudança gradual na resistividade, densidade e valores sônicos na transição da fácies maciça sempre subjacente para a fácies amigdaloidal (Figura 72).

As zonas de autobrecha descritas por Fornero *et al.* (2019) podem ser correlacionadas com as eletrofácies E2 (Tabela 6). Esta eletrofácies é caracterizada por baixos valores de RES e RHOB, bem como alto DT (Figura 72). Estas fácies também apresenta valores elevados de GR que estão geralmente relacionados com o aumento das concentrações de K e Th, está relacionado com a presença de clorita/esmectita e/ou associada à alteração do vidro vulcânico (Figura 43C e Figura 44A). Uma característica desta fácies é que há sempre uma mudança abrupta nos valores de resistividade, densidade e sônico na transição da fácies maciça, sempre subjacente, para a fácies autobrecha (Figura 72). Esta mudança abrupta torna possível diferenciar estas fácies da fácies vesiculada/amigdaloidal alterada.

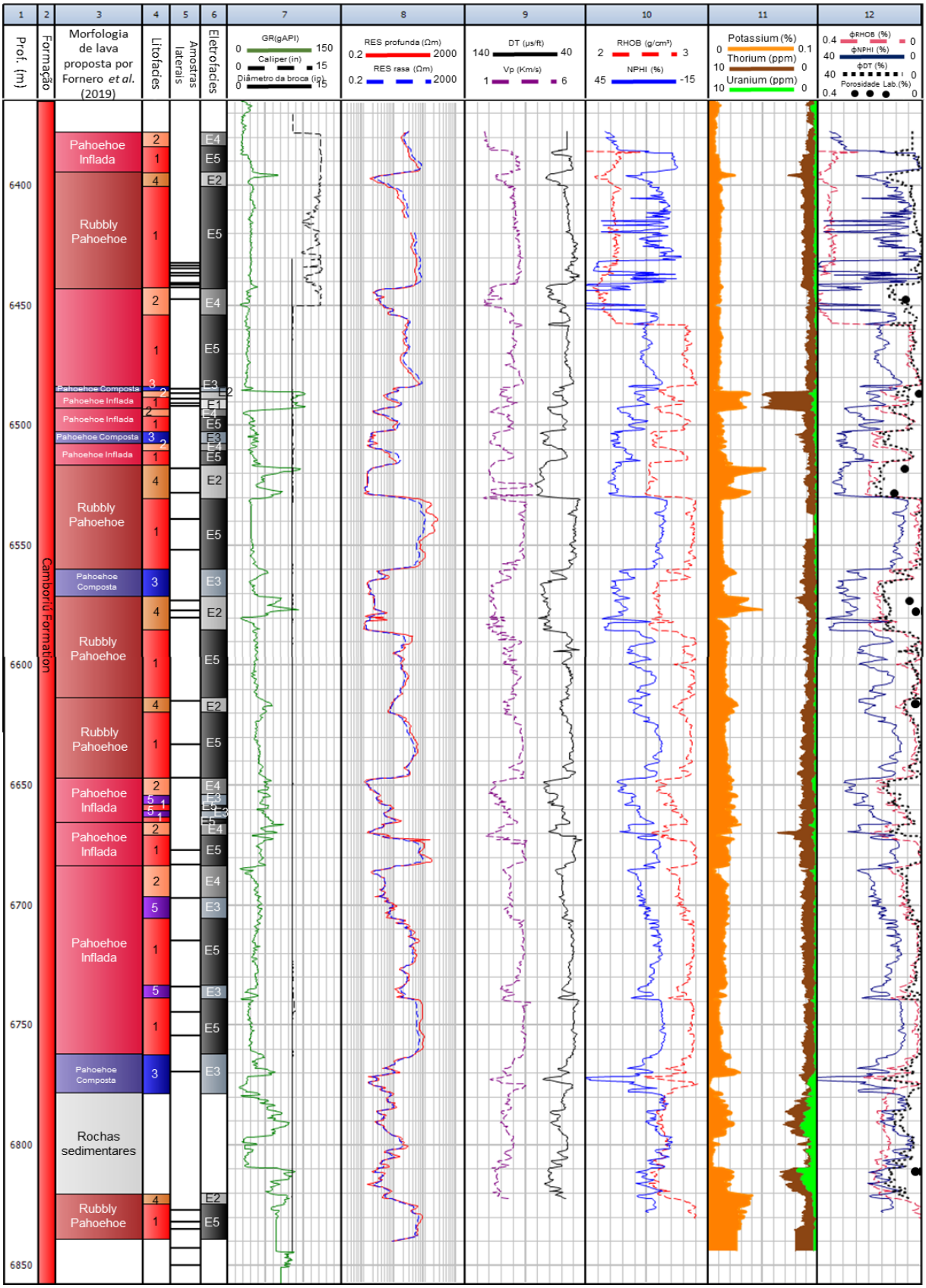


Figura 72: Intervalo 6370/6850 m do poço 1-BRSA-1050-SPS com todos os perfis utilizados, as amostras laterais com lâminas petrográficas e as eletrofácies E1, E2, E3, E4 e E5. As litofácies maciça (1); amigdaloidal (2); lobular (3); autobrecha (4); e as fraturadas (5) interpretadas com base em perfis de imagem descritos por Forneiro *et al.* (2019) e os tipos de morfologia de lava interpretadas de acordo com o empilhamento destas litofácies.

A zona vesicular/amigdaloidal em pequenos lóbulos definida por Fornero *et al.* (2019) correlaciona-se com a eletrofácies E3 (Tabela 6). Em termos litológicos, esta eletrofácies é semelhante às litofácies amigdaloidais. Esta fácies caracteriza-se por baixos valores de GR, RES e RHOB, mas sempre apresentando um padrão serrilhado nos perfis (Figura 72).

A zona de entablamento e as zonas com disjunções colunares propostas por Fornero *et al.* (2019) correlacionam-se com a eletrofácies E3 (Tabela 6). Esta eletrofácies apresenta valores mais baixos de GR, RES e RHOB, assim como um alto DT, quando comparados com a fácies maciça que frequentemente os suportam (Figura 72). Estas eletrofácies individuais muitas vezes não foram definidas devido à falta de um padrão de resposta bem definido. Além disso, devido à dificuldade em obter amostras laterais em zonas fraturadas, não temos uma descrição petrográfica desta litofácies.

7.4.3. Padrão de respostas de perfis geofísicos no poço 3-BRSA-1343-RJS

Este poço apresenta três eletrofácies que representam duas variações de fácies observada nos perfis de imagem acústica. O perfil que caracteriza melhor essas eletrofácies é o RES, pois a eletrofácies E7 é caracterizada por uma RES bem baixa, enquanto a E6 é caracterizada por uma RES alta e com a RES rasa bem maior que a RES profunda. A eletrofácies E8 é uma variação intermediária entre as E6 e E7, pois apresenta uma RES mais alta que o E6 e mais baixa que o E7; entretanto, apresenta uma RES rasa mais alta que a RES profunda em alguns pontos, mas com a distância entre ambos bem menor que na E6 (Tabela 6).

Quando compara-se essas eletrofácies com as fácies obtidas com o perfil de imagem acústica, a correlação é direta, pois a fácies PL é sempre relacionada à eletrofácies E6, enquanto a fácies Br é correlata às eletrofácies E7 ou E8 (Figura 73). Neste poço também é possível utilizar o perfil de ressonância magnética (NMR), que apresenta picos de fluido livre (FF-NMR) na fácies PL (eletrofácies E6), e presença de porosidade de argila (CB-NMR) na fácies Br (apenas na eletrofácies E7). A eletrofácies E8, associada a uma parte da fácies Br, apresenta tanto o CB-NMR quanto o FF-NMR intercalados (Figura 73).

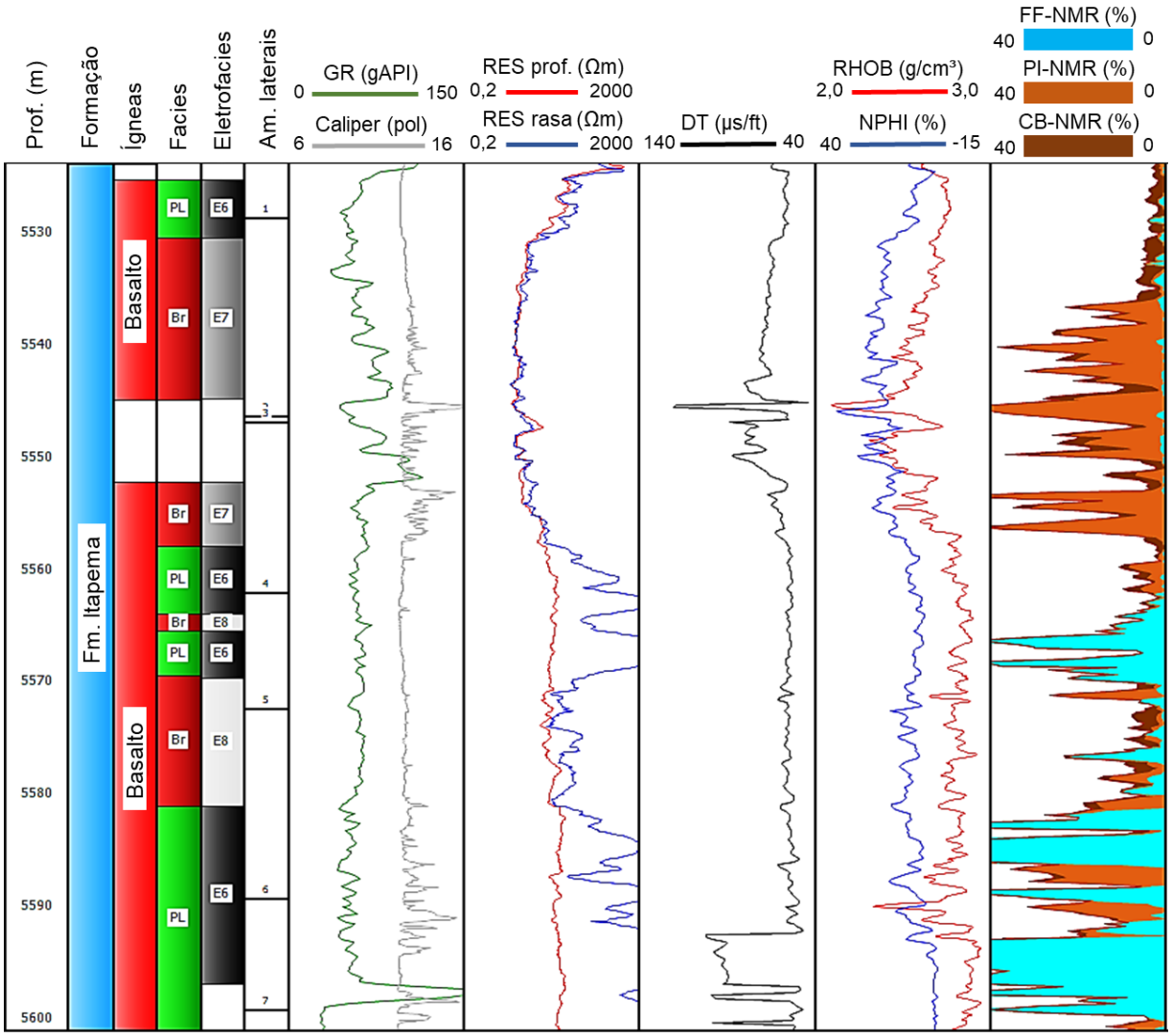


Figura 73: Intervalo 5524/5598 m do poço 3-BRSA-1343-RJS com todos os perfis utilizados, as amostras laterais, as eletrofácies E6, E7 e E8 e as fácies obtidas a partir do perfil de imagem acústica Br e PL na seção de basaltos.

7.4.4. Padrão de respostas de perfis geofísicos no poço 3-BRSA-1255-RJS

Este poço apresenta três eletrofácies que representam duas variações de fácies observada nos perfis de imagem acústica. O perfil que melhor caracteriza essas eletrofácies é o RES, pois a eletrofácies E7 é caracterizada por uma RES bem baixa, enquanto a E6 é caracterizada por uma RES alta e com a RES rasa bem maior que a RES profunda. A eletrofácies E9 é uma variação da E6 que apresenta uma RES rasa apenas um pouco maior que a RES profunda e em alguns pontos chegam a ser iguais (Tabela 6).

Quando compara-se essas eletrofácies com as fácies obtidas com o perfil de imagem acústica, a correlação é de 96%, pois a fácies PL é sempre relacionada à eletrofácies E6 ou a E9, enquanto a fácies Br é correlata as eletrofácies E7 (Figura 74). Neste poço também é possível correlacionar com o perfil de ressonância magnética (NMR), que apresenta picos de fluido livre (FF-NMR) na fácies PL (eletrofácies E6 e E9), e presença de porosidade de argila (CB-NMR) na fácies Br (neste caso, apenas na eletrofácies E7) (Figura 74).

Quanto à relação da fácies PL com as eletrofácies E6 e E9, é possível observar que quando está associada a E9, a fácies PL apresenta menos material de alto tempo de trânsito entre as morfologias arredondadas de alto tempo de trânsito (Figura 71).

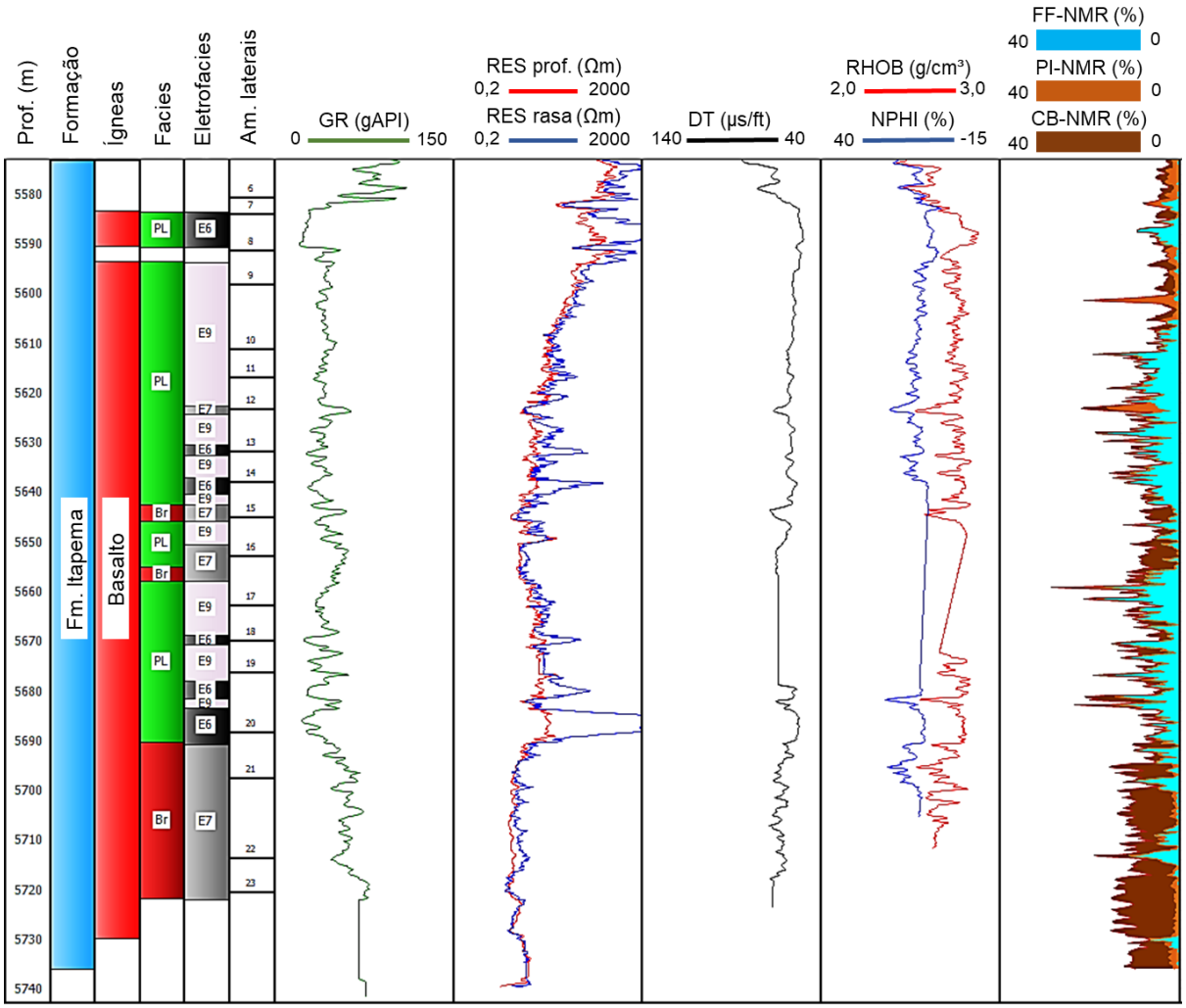


Figura 74: Intervalo 5574/5743 m do poço 3-BRSA-1255-RJS com todos os perfis utilizados, as amostras laterais, as eletrofácies E6, E7 e E9 e as fácies obtidas a partir do perfil de imagem acústica Br e PL na seção de basaltos.

7.4.5. Poços com padrão de respostas em perfis análogos ao 1-BRSA-1050-SPS

Outros poços estudados nas bacias de Santos e do Paraná apresentam padrões similares àqueles encontrados no poço 1-BRSA-1050-SPS: 3-BRSA-957-SCS, na bacia de Santos e todos os poços da bacia do Paraná. O poço da bacia de Santos apresenta uma boa quantidade de amostras laterais para comparar com as eletrofácies identificadas, enquanto os poços da bacia do Paraná não apresentam amostras laterais, tendo sido analisado apenas o padrão de empilhamento das eletrofácies.

No poço 3-BRSA-957-SCS foi encontrado um padrão de empilhamento das eletrofácies com E4 sobre E5 ou E1, e em um trecho foi encontrado a E3 (Tabela 6). As eletrofácies E5 e E1 foram associadas às amostras laterais com estrutura maciça, enquanto a eletrofácies E3 foi relacionada à fácies amigdaloidal e a E4 foi relacionada tanto à fácies amigdaloidal quanto às brechas. Para distinguir a qual fácies a eletrofácies E4 representa, pode-se usar o padrão de resposta do perfil de RES, assim como no poço análogo, na passagem da fácies maciça para ela, pois quando essa transição é gradual, está relacionada a um aumento da quantidade de amigdalas, e quando a queda de RES for abrupta, está relacionada a uma camada de brecha (Figura 75 e Figura 76).

Todos os nove poços estudados na bacia do Paraná também apresentam este padrão de empilhamento de eletrofácies, com E2 ou E4 sobre E5 ou E1, ainda com E3 em alguns trechos separadamente (Tabela 6). Na figura 77, pode-se ver um exemplo desse padrão de empilhamento no poço 3-ELPS-7-PR, onde toda a seção de vulcânicas da Formação Serra Geral se encontra sobre os arenitos da Formação Botucatu.

7.4.6. Poços com padrão de respostas em perfis análogos aos poços 3-BRSA-1343-RJS e 3-BRSA-1255-RJS

Nos poços 3-BRSA-1216DA-SPS e 3-BRSA-1290-SPS os padrões de empilhamento das eletrofácies são bem similares aos poços análogos. Ambos os poços apresentam, no topo da sequência ígnea, algumas eletrofácies que ainda não foram apresentadas, por isso neste tópico é apresentado apenas a seção similar aos poços análogos.

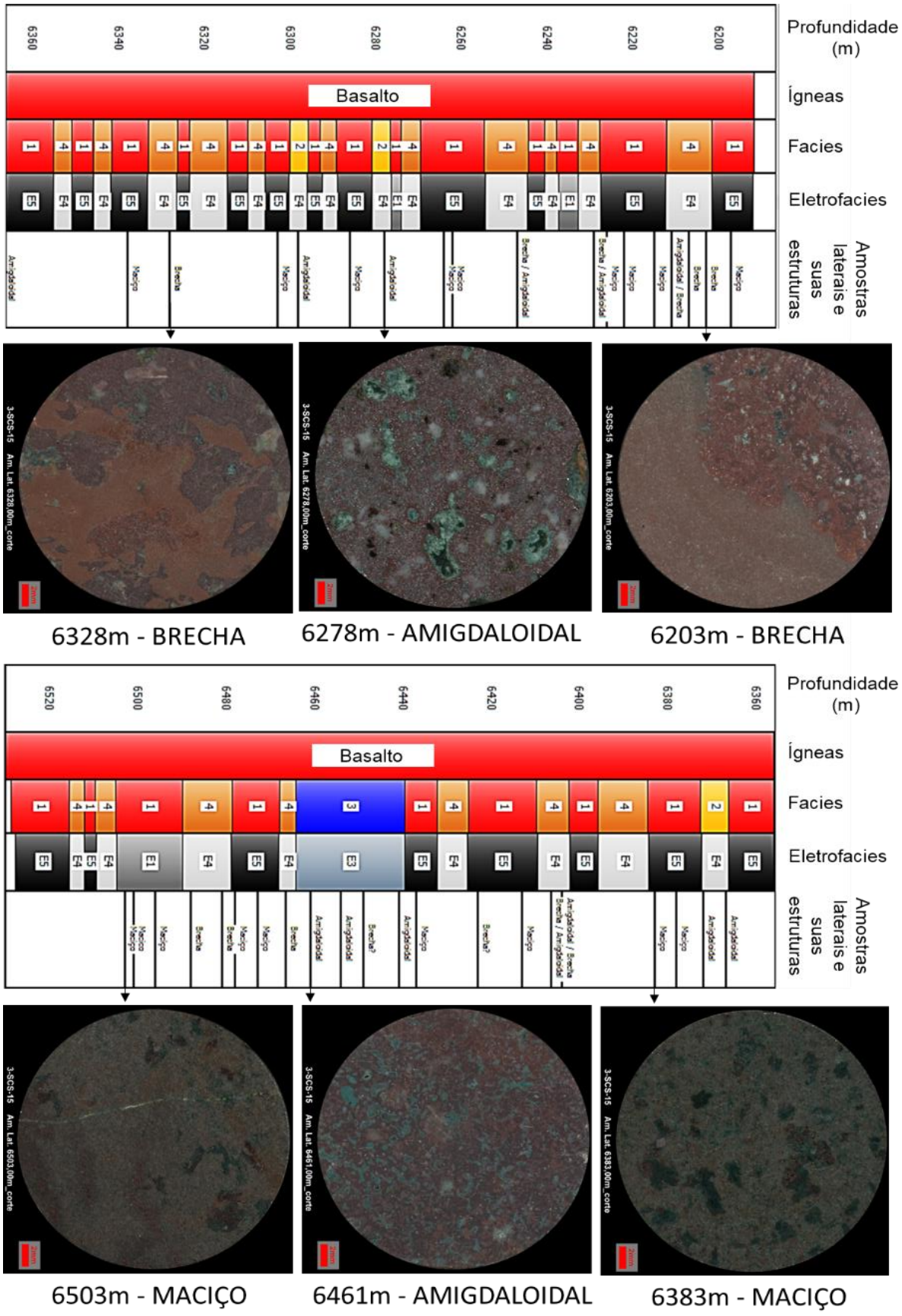


Figura 75: Intervalo 6185/6529 m do poço 3-BRSA-957-SCS (Bacia de Santos) mostrando a relação de eletrofácies e fácies obtida a partir da descrição macroscópica das amostras laterais com dois exemplos de estruturas brechada, amigdaloidal e maciça.

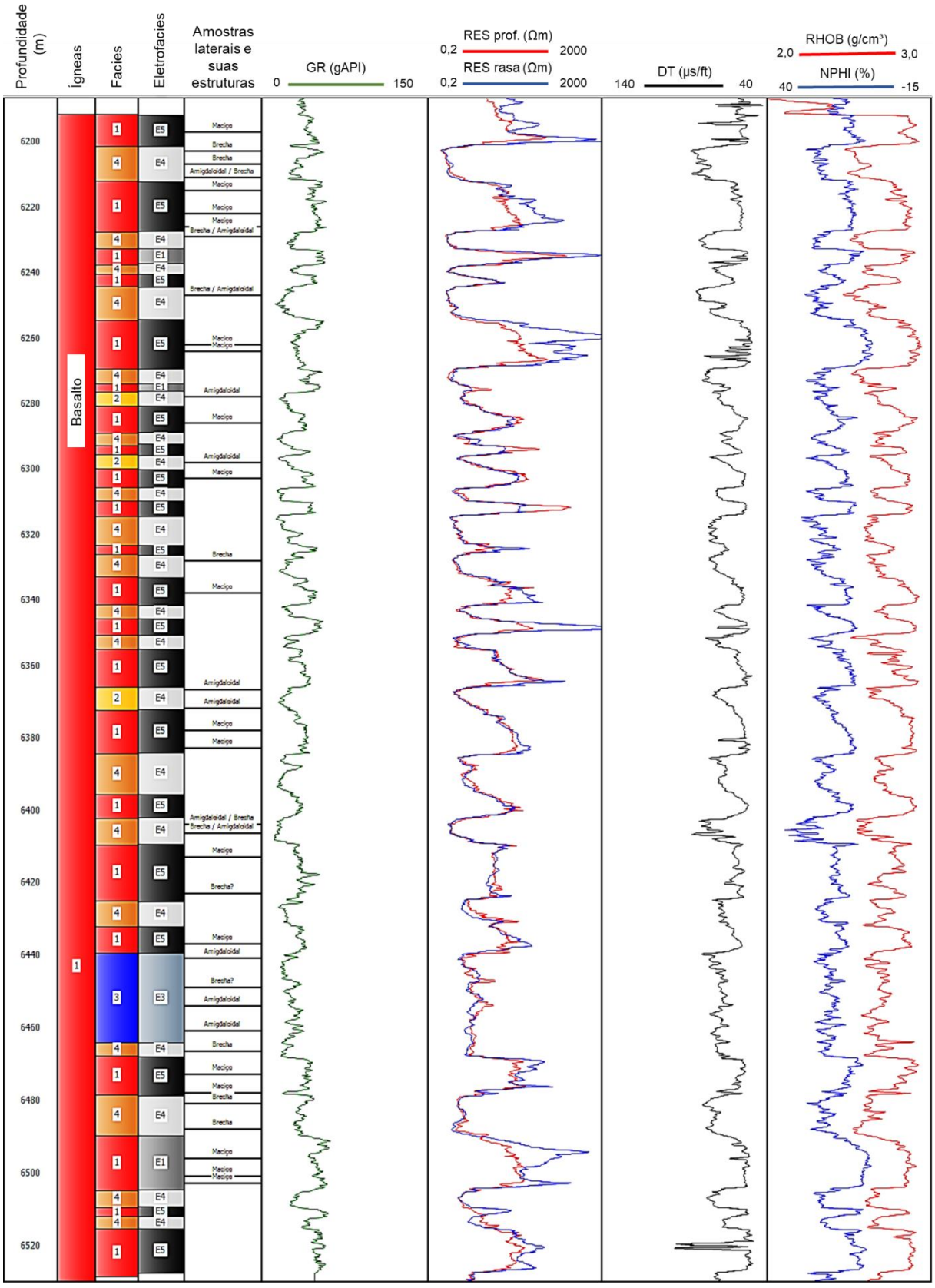


Figura 76: Intervalo 6185/6529 m do poço 3-BRSA-957-SCS (Bacia de Santos) mostrando a relação de eletrofácies e fácies obtida a partir da descrição macroscópica das amostras laterais com os perfis de GR, RES, DT, RHOB e NPHI.

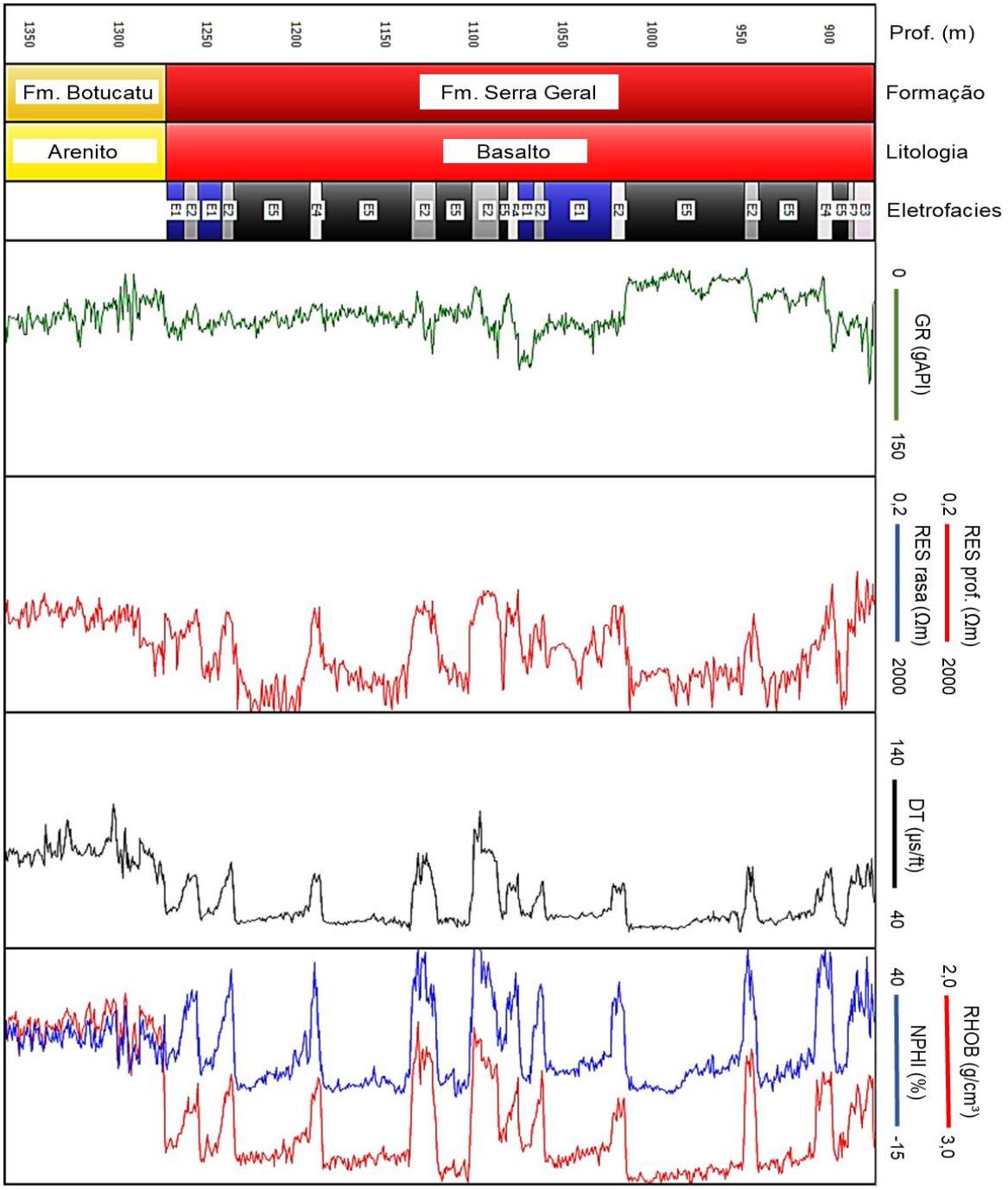


Figura 77: Intervalo 880/1365 m do poço 3-ELPS-7-PR (Bacia do Paraná) mostrando a relação de eletrofácies e os perfis de GR, RES, DT, RHOB e NPHI.

O poço 3-BRSA-1216DA-SPS apresenta, na maior parte da sequência vulcânica, as eletrofácies E6 e E9, que são relacionadas a fácies PL, obtidas em perfil de imagem respectivamente nos poços 3-BRSA-1343-RJS e 3-BRSA-1255-RJS. Na Figura 78 pode-se observar que a sequência é dividida em duas partes, com rochas sedimentares na porção intermediária. A distância entre as curvas de RHOB e NPHI mantém-se constantes,

independente da eletrofácies presente, com exceção nas rochas sedimentares e em três zonas de arrombamento (Figura 78). E a RES rasa fica mais alta que a profunda, como pode se observar no análogo 3-BRSA-1343-RJS (Figura 73).

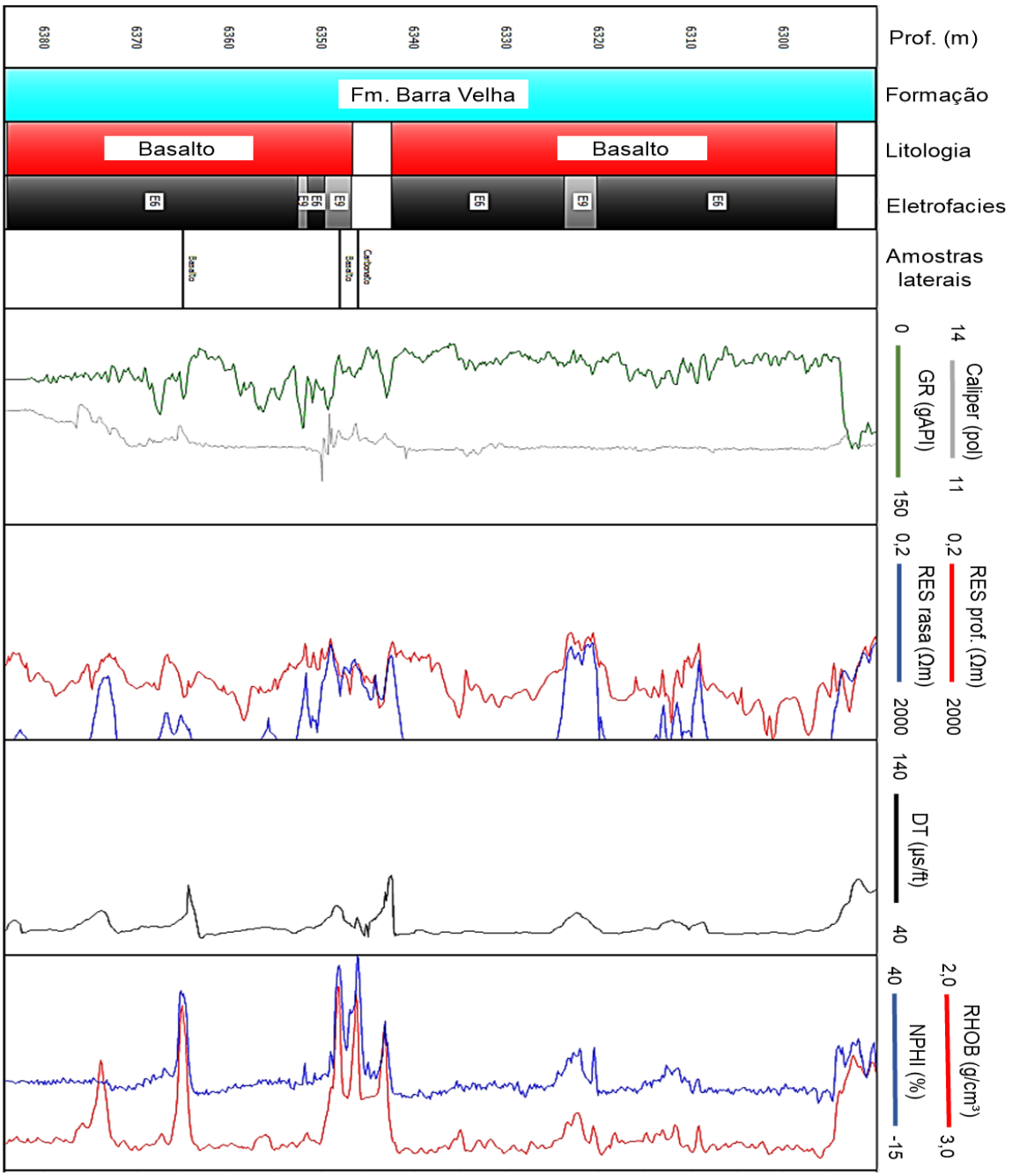


Figura 78: Intervalo 6290/6385 m do poço 3-BRSA-1216DA-SPS mostrando a relação de eletrofácies e os perfis de GR, RES, DT, RHOB e NPHI.

O poço 3-BRSA-1290-SPS apresenta, na parte superior da sequência vulcânica, uma predominância da eletrofácies E9, e na parte inferior predomina a E7. Sendo estas

respectivamente correlacionadas nos poços análogos às fácies PL e Br identificadas com perfis de imagem acústica (Figura 79). Neste poço as zonas de alta resistividade não apresentam a RES rasa maior que a RES profunda, como pode ser observado também no 3-BRSA-1255-RJS (Figura 74).

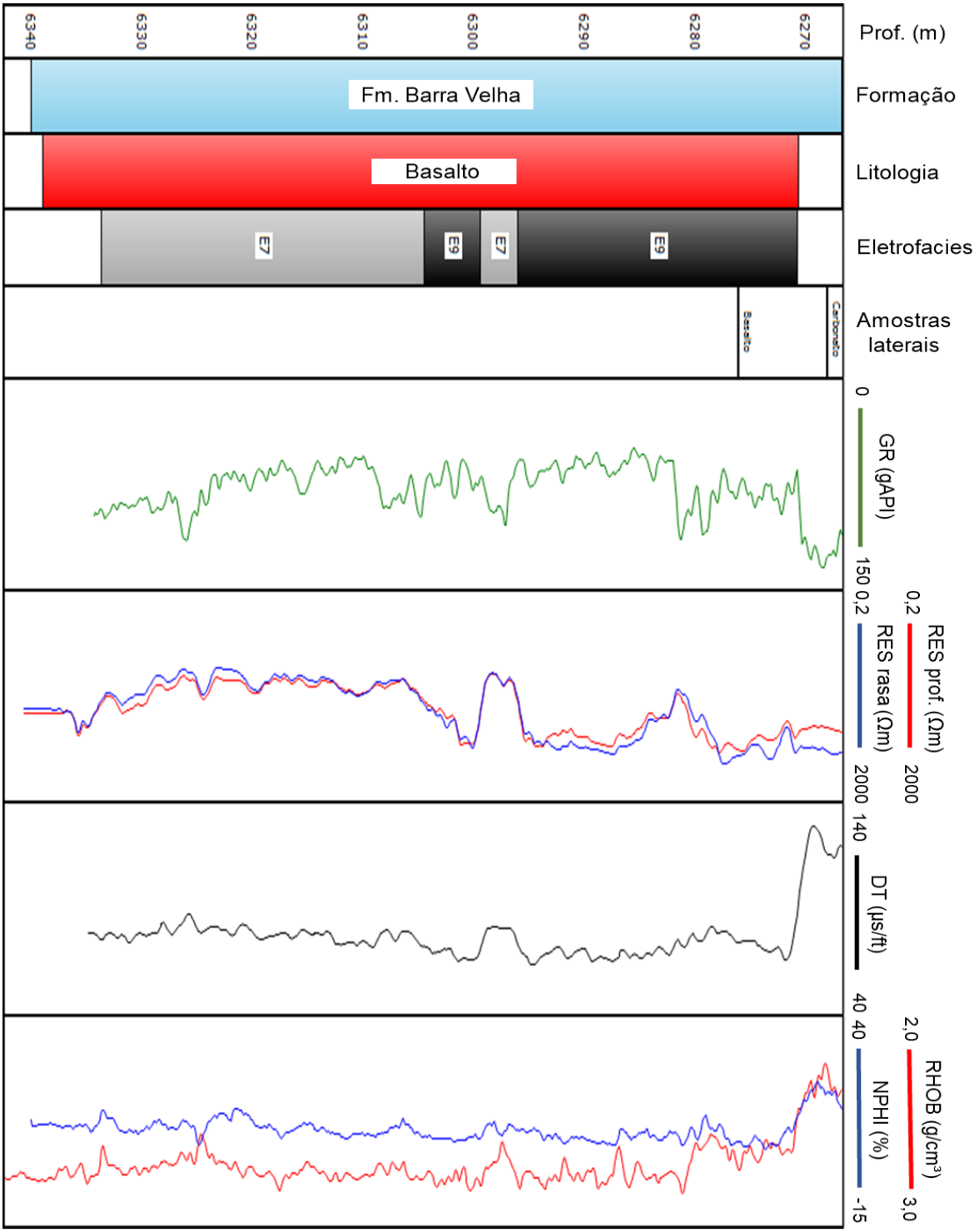


Figura 79: Intervalo 6265/6345 m do poço 3-BRSA-1290-SPS mostrando a relação de eletrofácies e os perfis de GR, RES, DT, RHOB e NPHI.

7.5. CARACTERIZAÇÃO DAS ROCHAS ÍGNEAS ÁCIDAS

Em dois poços na bacia de Santos foram caracterizadas ígneas de composição ácida a partir de análise geoquímica, o 3-BRSA-755A-RJS e o 7-LL-15D-RJS. Além destes, mais um poço na bacia de Santos (3-LL-11-RJS) e outros três na bacia do Paraná (1-ES-1-RS; 1-MC-1-RS; e 1-ES-2-RS) apresentam eletrofácies que indicam rochas ígneas ácidas.

7.5.1. Análise de perfis de Imagem acústica no poço 3-BRSA-755A-RJS

Este poço do campo de Lula, na bacia de Santos, é caracterizado pela presença de ígneas ácidas (Figura 46), cujas fácies foram identificadas em perfil de imagem acústica (Figura 80): 1) M – caracterizada por baixos tempos de trânsito e presença frequente de *breakouts*; 2) VS – caracterizada por baixos tempos de trânsito com pequenas pontos de alto tempo de trânsito dispersos, sempre se apresenta acima de uma fácies M; 3) VC – caracterizada por altos tempos de trânsito, sendo possível observar acamamento e presença de raros círculos ou semicírculos com baixo tempo de trânsito; 4) iMVS – essa fácies é uma intercalação das fácies M e VS, raramente VC, em alta frequência e apresentando pouca espessura cada uma, por isso foi simplificada dessa forma.

7.5.2. Padrão em perfis geofísicos no poço 3-BRSA-755A-RJS

Este poço, também no campo de Lula, é caracterizado pela presença de ígneas ácidas (Figura 46), principalmente riolitos, com quatro fácies identificadas em perfil de imagem acústica (Figura 80), e duas eletrofácies (E10 e E11) definidas a partir dos perfis de GR, RES, DT e RHOB.

As eletrofácies E10 e E11 (Tabela 6) distinguem-se principalmente pelo perfil de RES, que é alto na E11 e baixo na E10; os demais perfis também apresentam diferenças entre as fácies, mas com alguns valores em comum.

A eletrofácies E10 está diretamente relacionada à fácies VC, enquanto a eletrofácies E11 relaciona-se à fácies M e VS. Entretanto a fácies iMVS, que corresponde a uma intercalação entre as fácies M, VS e VC, está relacionada tanto à E10 quanto à E11, formando uma intercalação em padrão serrilhado (Figura 81). A fácies VS sempre representa uma leve queda

na resistividade acima da fácies M, mas não com um padrão suficiente para ser considerada uma eletrofácies distinta.

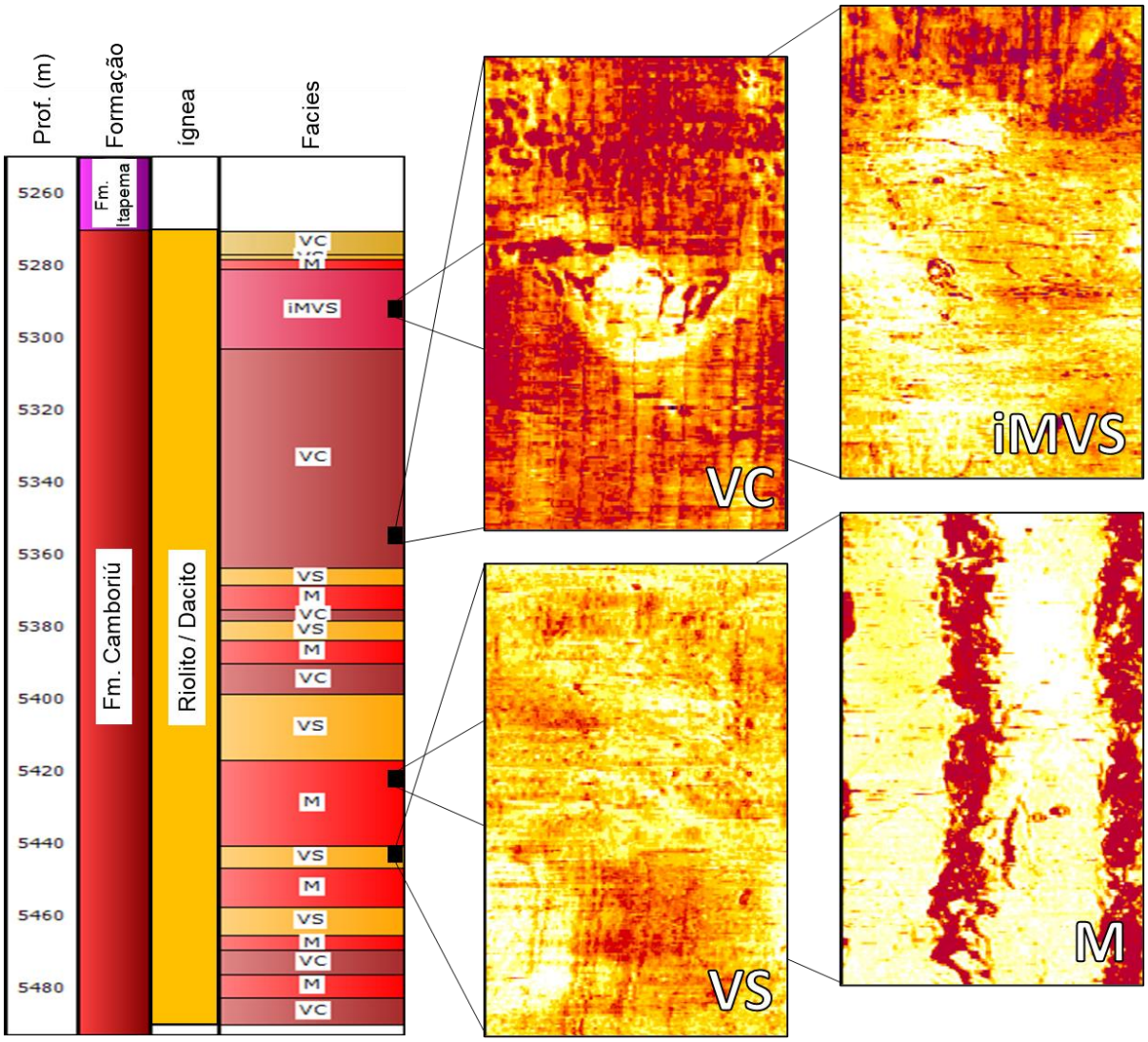


Figura 80: Quatro fácies identificadas em perfis de imagem acústica (VS, M, VC e iMVS) ao longo da seção de ígneas ácidas no poço 3-BRSA-755A-RJS e seus principais exemplos no perfil.

A principal característica que distingue as eletrofácies E10 e E11 das vistas anteriormente (E1 até E9) é o perfil de GR, que apresenta valores muito mais altos que as demais, a partir de 95 gAPI, enquanto as demais apresentavam um valor máximo de GR de 90 gAPI.

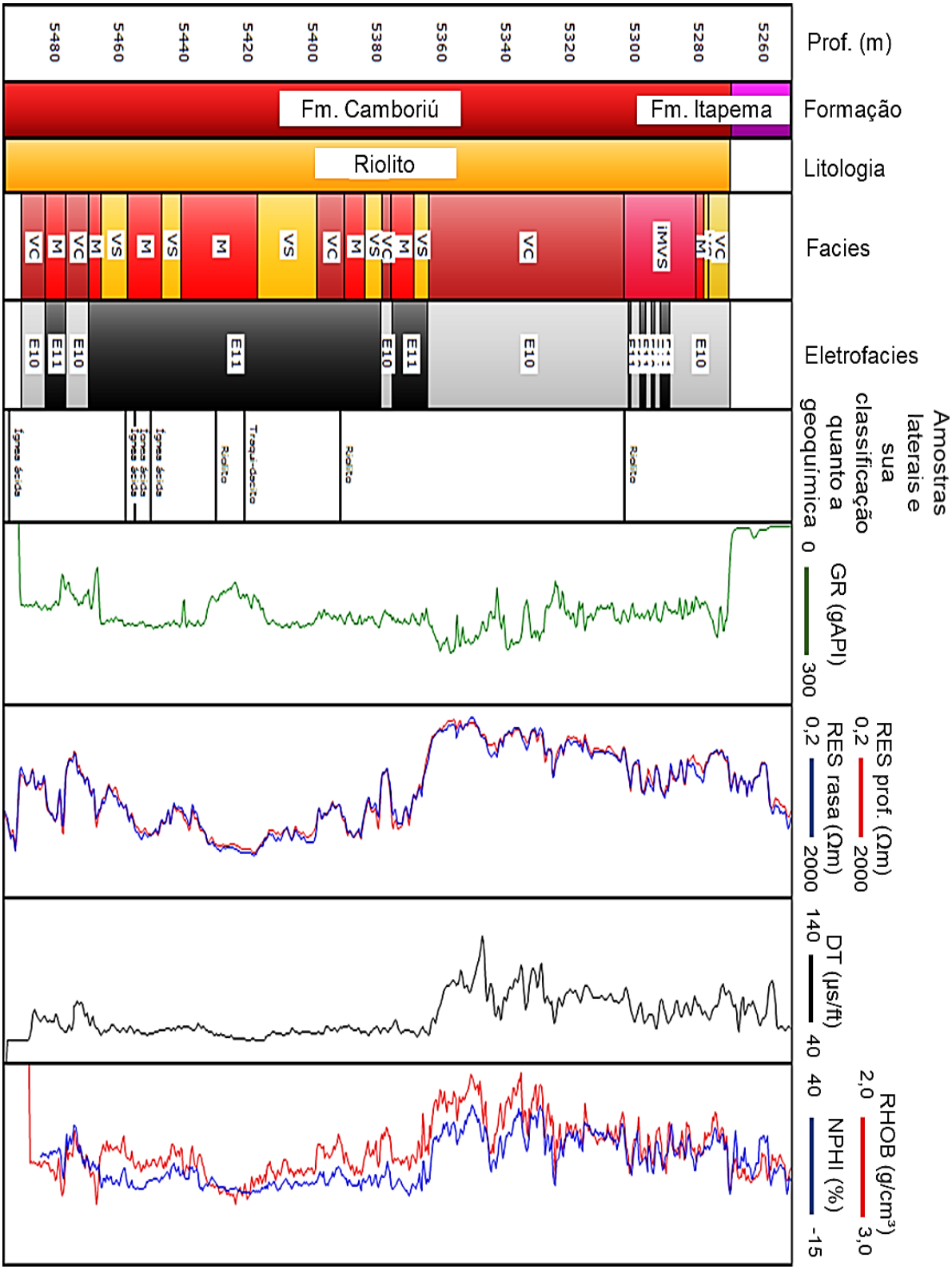


Figura 81: Intervalo 5255/5495 m do poço 3-BRSA-755A-RJS mostrando a relação de eletrofácies com as fácies obtidas por perfil de imagem acústica e os perfis de GR, RES, DT, RHOB e NPHI.

7.5.3. Poços com padrão de respostas em perfis análogos ao 3-BRSA-755A-RJS

Na bacia de Santos, os poços 7-LL-11-RJS e o 7-LL-15D-RJS apresentam uma intercalação entre rochas ígneas ácidas e básicas, reconhecidas com base em amostras laterais. Ambos os poços apresentam as mesmas fácies reconhecidas no poço 3-BRSA-755A-RJS. No entanto, o poço 7-LL-15D-RJS apresenta apenas a eletrofácies E11, intercalada com ígneas de composição básica (Figura 62A). Já o poço 7-LL-11-RJS apresenta tanto a E10 quanto a E11, com ígneas básicas acima e abaixo dessa sequência de riolitos (Figura 46).

No poço 7-LL-15D-RJS, as análises geoquímicas, em amostras laterais, indicaram a presença de riolitos, traqui-dacitos, traqui-andesitos e basanitos/tefritos (Figura 46), com uma intercalação destas diferentes composições. Quando analisamos apenas as rochas ácidas, elas apresentam apenas a E11, mas sem o perfil de imagem para comparações.

No poço 7-LL-11-RJS também não há perfil de imagem disponível, mas possui várias amostras laterais com descrição, indicando a presença e posição das rochas vulcanoclásticas. Toda a E10 é relacionada às vulcanoclásticas, mas alguns pontos da E11 também possuem vulcanoclásticas, principalmente nas zonas de queda de resistividade dentro dessa eletrofácies (Figura 82).

Os poços 1-ES-1-RS, 1-MC-1-RS e 1-ES-2-RS na bacia do Paraná apresentam derrames riolíticos/dacíticos relacionados ao Membro Nova Prata da Formação Serra Geral. Em todos os três poços, a eletrofácies presente é a E11, com valores de GR acima de 90 gAPI e resistividade apresentando leves quedas (Figura 83), similar ao que ocorria nas intercalações de M e VS no poço análogo 1-BRSA-755A-RJS. Por se tratar de uma fase rasa do poço, não há perfis de RHOB e NPHI nos três, e apenas o 1-ES-1-RS e 1-MC-1-RS apresentam o RES (Figura 83), enquanto o GR e DT todos possuem.

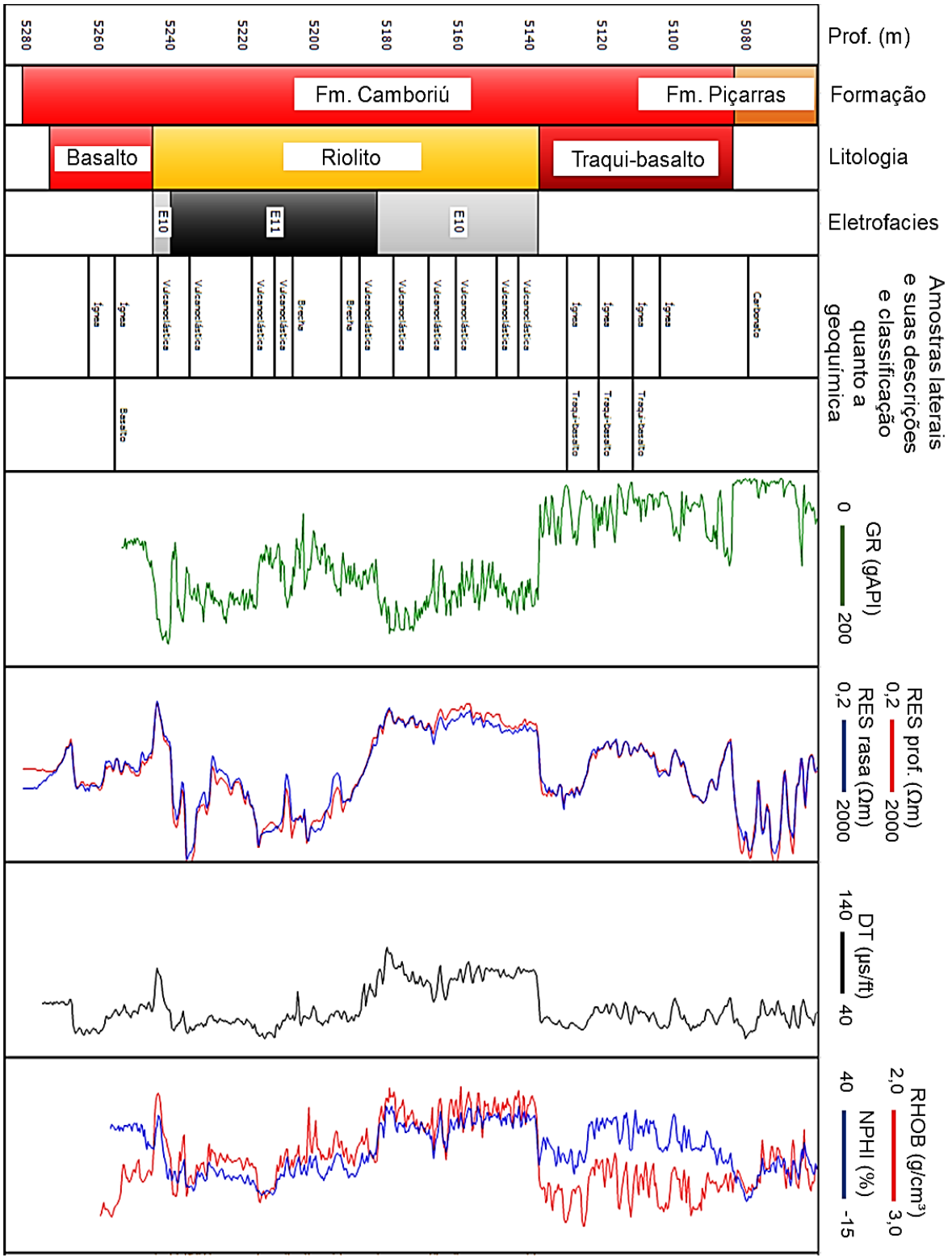


Figura 82: Intervalo 5065/5585 m do poço 7-LL-11-RJS mostrando a relação de eletrofácies com as descrições das amostras laterais, sua classificação geoquímica e os perfis de GR, RES, DT, RHOB e NPHI.

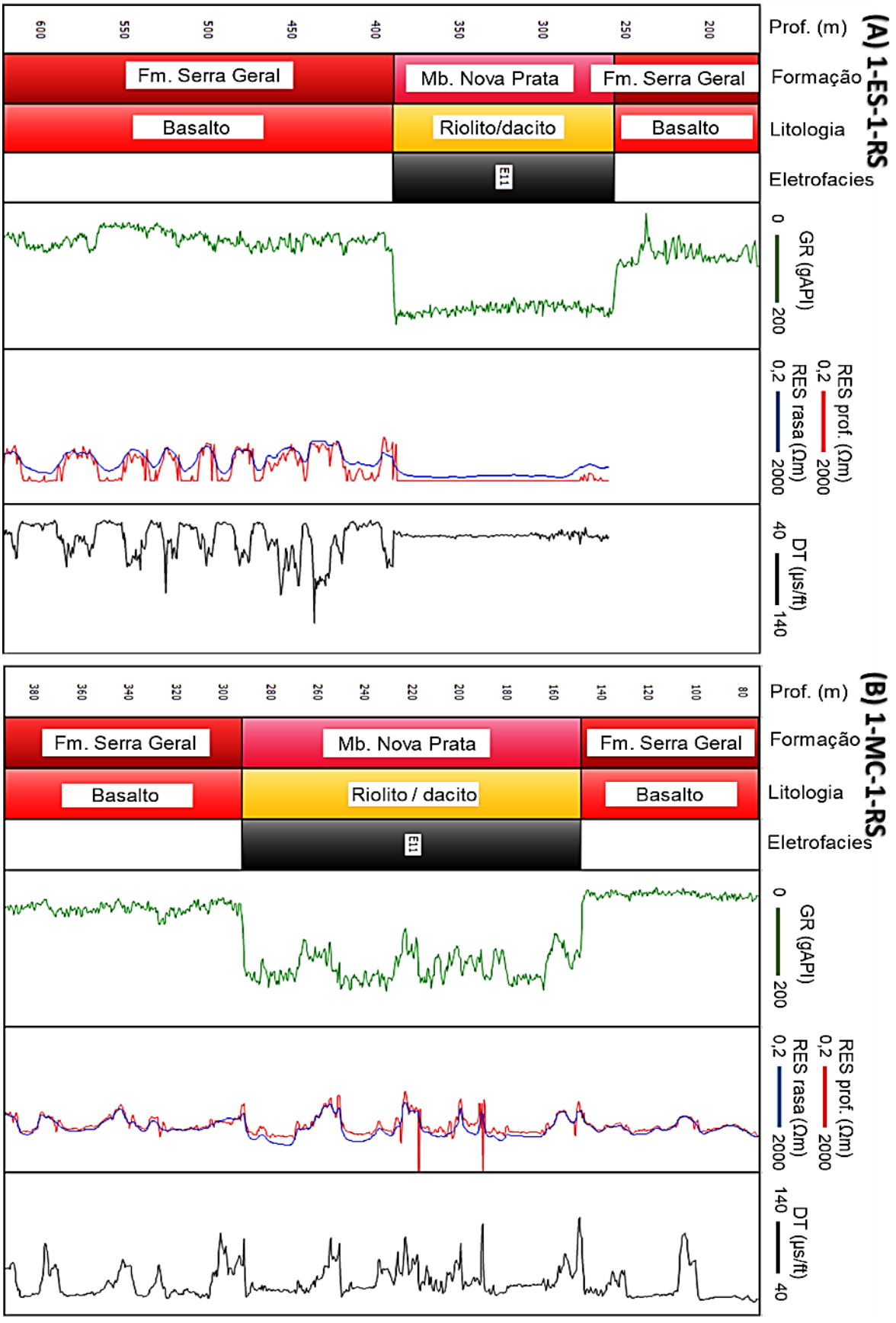


Figura 83: Poços na bacia do Paraná mostrando a relação de eletrofácies com os perfis de GR, RES, DT, RHOB e NPHI: A) 1-ES-1-RS; B) 1-MC-1-RS.

8. DISCUSSÕES

A partir dos dados petrofísicos, petrográficos, análises químicas e mineralógicas, e as relações entre eles apresentadas na descrição dos resultados, foi possível estabelecer critérios para identificação de rochas ígneas usando os perfis geofísicos. Por isso, as descrições petrográficas de amostras laterais e de calha, além de análises de FRX, DRX, QEMSCAN e ICP e as interpretações de perfis de imagem acústica e resistiva feitas que confirmam a presença de rocha ígnea, sua classificação e suas estrutura, morfologia e grau de alteração ajudam a entender quais destes fatores controlam as variações de cada perfil quando comparamos com as eletrofácies e fácies obtidas usando, respectivamente, os perfis geofísicos convencionais e os perfis de imagem acústica.

8.1. INTERPRETAÇÃO DA COMPOSIÇÃO DAS ROCHAS ÍGNEAS USANDO PERFIS GEOFÍSICOS

A partir dos resultados e interpretações diretas relacionadas à separação entre rochas ígneas e sedimentares usando a feição de Igneabilidade, foi possível discutir temas como os falsos positivos e negativos na feição de Igneabilidade, a morfologia da lava e a composição e textura da rocha a partir dos perfis geofísicos. Estas interpretações podem ser feitas com diferentes graus de certeza, dependendo dos perfis de poços disponíveis e do grau de alteração da rocha.

8.1.1. Falsos positivos na feição de Igneabilidade

A anidrita é o principal falso positivo no método da feição de Igneabilidade. No entanto, ela possui valores extremamente baixos de GR e NPHI inferior ou igual a zero, sendo sempre bastante homogênea em seus perfis (Figura 57A). As amostras de calha são também bastante conclusivas na distinção de ambas as litologias, que podemos obter durante a perfuração do poço ou pelas descrições das amostras, onde as anidritas são brancas e se recristalizam com uma forma acicular quando aquecidos com solução de HCl (De Oliveira *et al.*, 2018).

Os carbonatos que sofreram influência térmica das intrusões são também um falso positivo, mas como vimos no tópico de resultados (Figura 46B), são facilmente detectados por outros perfis e ainda podem ser usados para distinguir rochas ígneas básicas intrusivas de

extrusivas (Figura 55B). Outras litologias com muito baixa ou nenhuma porosidade e altas densidades também podem proporcionar um cruzamento na feição de Igneabilidade, tais como dolomitos, calcários cristalinos (Figura 57A) e algumas rochas metamórficas.

As zonas de arrombamento no poço (*breakouts*), geralmente detectadas pelo perfil cáliper, também podem mostrar um cruzamento na feição, pois o PEF pode ser afetado pelo fluido de perfuração, que é rico em barita (PEF = 267 b/e). Nestas zonas observamos um aumento do PEF, mas geralmente há uma redução do RHOB, como se pode ver na Figura 57B.

8.1.2. Falsos negativos em rochas ígneas extrusivas

Os derrames basálticos apresentam fácies brechadas, vesiculadas ou zonas alteradas (Mcdonald, 1953; Walker, 1971; Self *et al.*, 1998; Duraiswami *et al.*, 2003; Duraiswami *et al.*, 2008; Watton *et al.*, 2013; Watton *et al.*, 2014; Duraiswami *et al.*, 2014) que podem não mostrar o *crossover* característico da feição de Igneabilidade (Figura 58), caracterizando então um falso negativo para este método (Tabela 4). Nos derrames subaquosos, o problema está relacionado principalmente com as brechas (Figura 58A), enquanto nos derrames subaéreos, estes estão relacionados com fácies vesiculadas das *pahoehoe* infladas ou compostas e fácies brechadas de *rubbly pahoehoe* ou *a'a* (Figura 58B e Figura 58C).

Os hialoclastitos são compostos por vidro vulcânico e fragmentos ígneos, sendo que este conteúdo de vidro sofre alterações devido à interação com a água, formando minerais hidratados como a esmectita, illita e zeólitas (Watton *et al.*, 2013; 2014). Quando o hialoclastito tem muitos fragmentos de rocha vulcânica, apresenta uma densidade mais elevada (Watton *et al.*, 2014), e também apresenta um *crossover* na feição de Igneabilidade. Por outro lado, quando o vidro vulcânico predomina e apresenta argilominerais na sua matriz, pode não apresentar o *crossover*.

A fácies vesiculada na *pahoehoe* composta ou em *pahoehoe* inflada representa um falso negativo (Figura 58B e Figura 58C) quando a vesiculação é muito densa, o que geralmente ocorre mais perto do topo de uma lava *pahoehoe* inflada e ao longo de toda a sucessão de *pahoehoe* composta. As fácies brechadas também carecem de *crossover*, devido à variação abrupta da densidade e à presença comum de minerais argilosos da alteração do vidro vulcânico presente nestas fácies (Duraiswami *et al.*, 2003; 2008; 2014).

As rochas ígneas ácidas estudadas não apresentam o *crossover* da feição de Igneabilidade (Figura 62) devido à presença de minerais de menor densidade em sua composição, tais como quartzo, feldspatos alcalinos e plagioclásio sódico (Tabela 4). Esta composição provoca uma redução nos valores de RHOB e PEF, impedindo o *crossover*, mesmo que estas rochas ígneas sejam maciças. Além disso, as rochas ácidas, normalmente extrusivas, são depositadas como piroclásticas (ou sem conotação genética, rochas vulcanoclásticas), pois apresenta um elevado grau de explosividade devido à sua alta viscosidade (Gill, 2010), que afeta o perfil RHOB. No entanto, as rochas ácidas podem ser identificadas devido ao teor muito elevado de Th e K (Ran *et al.*, 2014), fornecendo valores de GR muito superiores aos das rochas sedimentares (Figura 62).

8.1.3. Identificação da rocha vulcânica básicas e suas fácies utilizando a feição de Igneabilidade

No presente trabalho foram discutidos interpretações e métodos para identificar as diferentes rochas ígneas normalmente presentes nos poços de petróleo das bacias brasileiras, com o auxílio de outros dados, tais como amostras laterais e perfis de imagem. Foi possível verificar um padrão de respostas dos perfis convencionais e a feição de Igneabilidade para estas variações. Algumas rochas ígneas básicas apresentam-se como falsos negativos quando utilizamos a feição de Igneabilidade para a caracterizar; isto ocorre em zonas com a presença de brechas ou vesículas, sempre confirmadas por amostras laterais e perfis de imagem acústica ou resistiva.

8.1.3.1. Relação entre a presença de vidro vulcânico e os falsos negativos

As brechas, quando formadas a partir do contato da lava com a água são chamadas hialoclastitos, que são enriquecidas em vidro vulcânico, palagonita e minerais de argila a partir da alteração deste vidro vulcânico (Watton *et al.*, 2014). Quanto mais argilominerais/vidro e palagonita nesta rocha e menos fragmentos ígneos ou cristais como a olivina, maior é a queda no RHOB e RES, bem como o aumento do DT e GR, de acordo com Watton *et al.* (2014). Portanto, é possível fazer uma correlação direta com falso negativo da feição de Igneabilidade em alguns hialoclastitos, devido à queda na densidade que estes minerais causam.

8.1.3.2. Relação entre autobrechas ou a presença de vesículas com os falsos negativos

As autobrechas, relacionadas com morfologias *rubbly pahoehoe* ou *a'a*, contém geralmente vidro vulcânico, zeólitas e sedimentos (Duraiswami *et al.*, 2008; 2014; Rossetti *et al.*, 2014; 2018). Por esta razão, estas zonas apresentam-se geralmente como um falso negativo para a feição da Igneabilidade. Esta disposição textural também favorece a presença de materiais externos, como a argila, o que diminui a densidade aparente da rocha (Figura 58B).

As fácies vesiculadas ou amigdaloidais também apresentam uma diminuição de RHOB e RES, assim como o aumento do DT, como citado por Nelson *et al.* (2015), causando o mesmo falso negativo na característica da Igneabilidade, especialmente em áreas com mais vesiculação, perto do topo (Planke, 1994; Bücker *et al.*, 1998; Nelson *et al.*, 2009; Nelson *et al.*, 2015; Jerram *et al.*, 2019).

8.1.4. Critérios para identificação de rochas ígneas

A partir de todos os resultados e discussões sobre a variação das feições dos perfis geofísicos em cada tipo de rocha ígnea estudada, é possível prever alguns padrões de respostas em *crossplots* ao comparar diferentes litologias em termos dos seus aspectos composicionais e textuais. Portanto, alguns perfis ou cálculos a partir deles (tais como DRDN e Ig) podem ajudar na interpretação preliminar da rocha.

8.1.4.1. Variações composicionais em perfis

Comparações entre geoquímica em amostras laterais de ígneas ácidas e básicas e os perfis adquiridos na mesma profundidade indicam que os valores de GR são diretamente proporcionais ao conteúdo de SiO_2 e Zr das análises químicas (Figura 63A e Figura 63D), conforme já proposto por Millward *et al.* (2002), e inversamente proporcional ao conteúdo de MgO e CaO (Figura 63B e Figura 63C). Isso mostra que o GR, quando não há interferência de alteração (que pode aumentar seus valores segundo Planke, 1994; Brewer *et al.*, 1998; e Bücker *et al.*, 1998), é diretamente proporcional ao grau de evolução magmática nestas rochas, usando parâmetros petrogenéticos (Cox *et al.*, 1979; Sial & McReath, 1984).

A mesma associação pode ser feita com o DRDN, pois a comparação dos resultados de geoquímica das mesmas amostras indicam que o DRDN é diretamente proporcional a CaO, MgO e $Fe_2O_3^{[t]}$, e inversamente proporcional ao SiO_2. Indicando que rochas ácidas apresentam DRDN menor (negativo) e rochas básicas apresentam DRDN positivo (Figura 64).

Sendo assim, pode-se dizer que as rochas ígneas apresentam variações nos perfis de GR, RHOB, NPHI e DT quando comparadas suas fácies maciças e rochas sedimentares, como já apresentado nos resultados (Figura 55, Figura 56, Figura 57 e Figura 58). Já existem alguns *crossplots* que fazem comparações entre variações de perfis, tais como a de Ran *et al.* (2014), que comparam as respostas das rochas ígneas ácidas, intermédias e básicas aos valores totais de GR e Th (ppm); ou de Zou *et al.* (2013), que comparam estas mesmas litologias nas relações entre GR x RHOB e GR x DT. No entanto, ambas não incluem respostas das principais rochas sedimentares para efeitos de comparação.

Os perfis de RHOB, GR, NPHI e DT respondem bem a variações composicionais entre rochas ígneas, permitindo separações ao comparar o fator Ig com o DRDN; observa-se que existe uma boa variação entre o riolito e o basalto. Na Figura 84A, comparamos as respostas de ambas as equações para as litologias ígneas abordadas no trabalho (diabásio, basalto e riolito) e as principais litologias sedimentares (anidrita, arenito, folhelho e carbonato), assim foi possível especificar campos distintos que permitem distinguir estas litologias, principalmente as rochas ígneas.

As variações nos *crossplots* entre DRDN x GR e DRDN x Ig também ajudam na individualização destas ígneas, como podemos ver nas Figura 84A e Figura 84B, indicando que a variação destes perfis ou equações podem ser a principal forma de identificar as rochas ígneas e as suas variações composicionais.

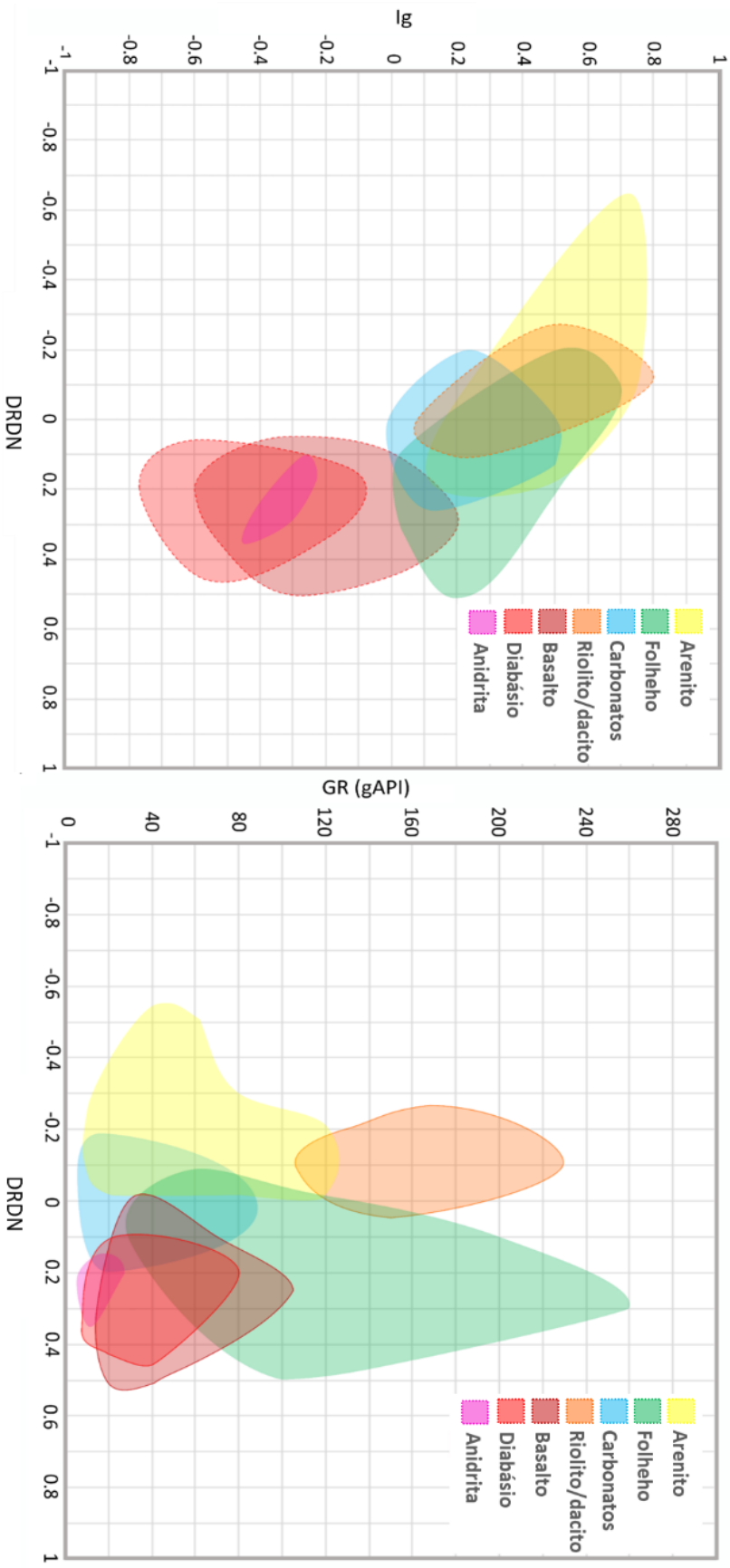


Figura 84: *Crossplots* para distinguir as rochas ígneas encontradas nos poços deste trabalho e rochas sedimentares: A) DRDN x Ig; B) DRDN x GR.

8.1.4.2. Variações texturais e morfológicas em perfis

Cada uma das rochas ígneas extrusivas possui variações texturais relacionadas com a morfologia da lava gerada em superfície. Estas variações afetam principalmente a RES, DT e RHOB, dificultando sua identificação em uma seção vulcânica (Figura 72, Figura 73, Figura 74, Figura 76, Figura 77, Figura 78, Figura 79, Figura 81, Figura 82 e Figura 83). Por este motivo, a identificação composicional deve ser feita nas porções com maior resistividade, uma vez que representam a rocha maciça (Figura 85). As outras variações são variações textuais causadas pela presença de vesículas, amígdalas ou brechas (Figura 72, Figura 73, Figura 74, Figura 76, Figura 77, Figura 78, Figura 79, Figura 81, Figura 82 e Figura 83 - Planke, 1994; Bücker *et al.*, 1998; Nelson *et al.*, 2009; Nelson *et al.*, 2015; Jerram *et al.*, 2019).

Para fazer este tipo de identificação através de *crossplots*, é necessário utilizar um perfil que responda bem à variação textural e outro que responda melhor à variação composicional. Então, um *crossplot* RES x GR pode dar uma boa ideia das variações de fácies de cada rocha vulcânica, como mostrado na Figura 85.

8.2. VARIAÇÃO COMPOSICIONAL NAS SOLEIRAS DE DIABÁSIO

As descrições de amostras de calha e os dados de FRX e DRX obtidos nas soleiras da bacia do Parnaíba indicam que as que apresentam “feição Barriguda”, possuem uma diferenciação magmática, com quatro fácies identificadas por variações químicas e mineralógicas também observadas por perfis (Figura 50 e Figura 52). Segundo Marsh (2015), as soleiras só apresentam uma variação composicional vertical se a intrusão já apresentar fenocristais de olivina ou ortopiroxênio no momento que o magma é alocado, ou se, após o início da cristalização destes mesmos minerais, houver um novo aporte magmático. Isso provocaria uma decantação destes e aumentaria os teores de MgO e a densidade na metade basal da soleira (Figura 18).

Na Figura 52 pode-se observar exatamente o fenômeno descrito por Marsh (2015), mas em soleiras da bacia do Parnaíba que exibem a “feição barriguda”, pois estas apresentam maior quantidade de olivina (Figura 50D) e um claro aumento de Mg, Cr e Ni na metade basal do corpo ígneo. Ainda é possível separar a metade de cima em três fácies (de baixo para cima): uma rica em Fe e Ti, com presença de magnetita octaédrica nas descrições (Figura 50C); uma

rica em elementos incompatíveis como K, Rb, Zr e P, que também representa a anomalia de GR da soleira; e a do topo que apresenta valores de elementos e perfis similar a parte basal, com exceção de Mg, Ni e Cr.

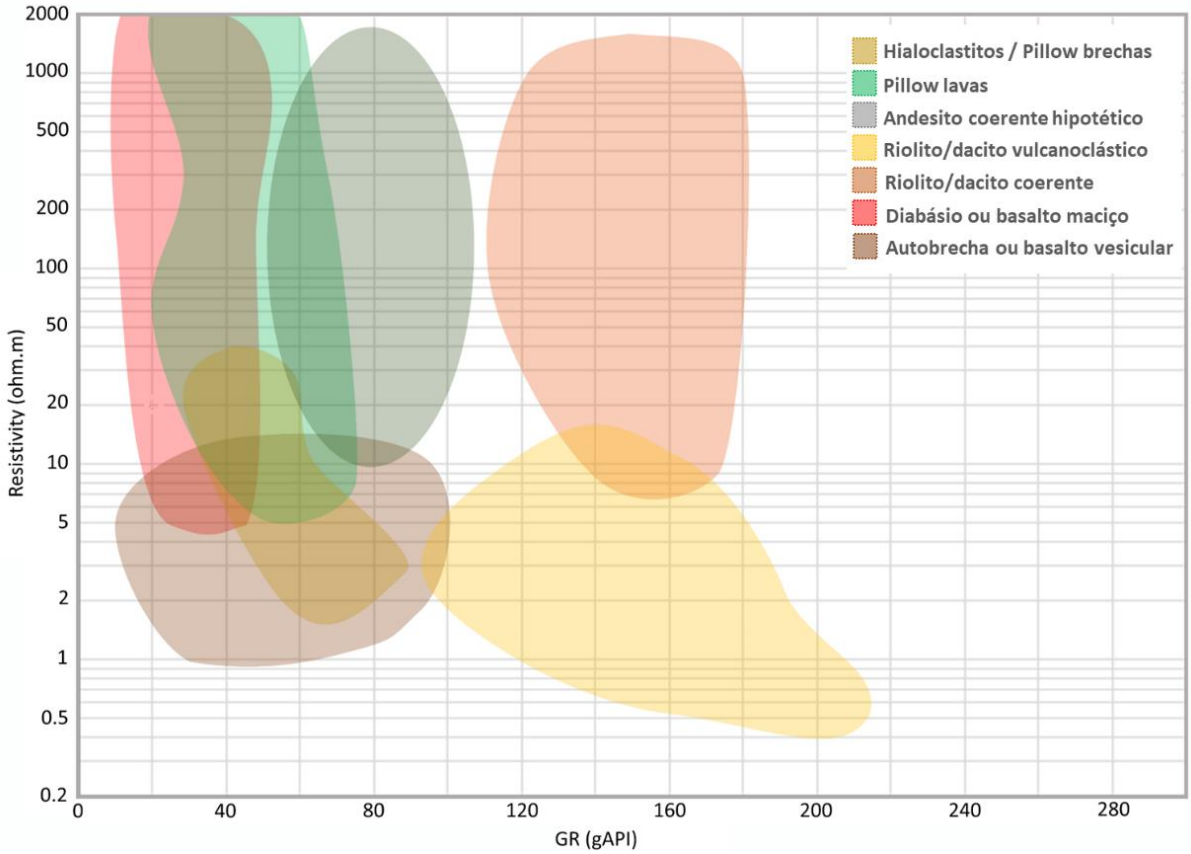


Figura 85: *Crossplot* entre RES e GR mostrando uma boa separação entre variações texturais e morfológicas das diferentes rochas ígneas estudadas no presente trabalho ao comparar estes dois perfis.

Com os pontos discutidos acima, é possível que a formação da "feição Barriguda" esteja atrelada às condições propostas por Marsh (2015) e essas variações em perfil sejam reflexo de uma diferenciação magmática, onde a metade de baixo (fácies rica em Mg, Cr e Ni) seria a primeira a se formar, e posteriormente as outras três, tendo os óxidos decantando até a base da metade de cima e a anomalia de GR sendo a última parte, onde se acumulam os elementos incompatíveis e podendo até apresentar uma composição andesítica, pois nessa parte há um claro aumento de Si e K, e uma queda dos valores de Ca e Al, indicando uma mudança da composição do plagioclásio cristalizado (Cox *et al.*, 1979; Sial & McReath, 1984) nesta fácies (Figura 17 e Figura 52).

As intrusões com “feição Caixote” não apresentam clara variação composicional ou mineralógica (Figura 51 e Figura 53), podendo estar associadas a soleiras que não apresentaram as condições propostas por Marsh (2015) ou a diques, os quais não apresentam variação composicional por estarem relacionados à passagem de magma, e não estagnação deste (Marsh, 2015).

Tanto a feição Barriguda, quanto a feição Caixote são encontradas na bacia do Paraná (Figura 65A, Figura 65B e Figura 65C), o que indica que a feição não está relacionada a um contexto regional, mas sim a um contexto composicional das intrusões. Já na bacia de Santos, algumas intrusões apresentam feição caixote (Figura 66A) e outras exibem uma feição de GR diferente das descritas na literatura, sendo indicada como “feição Barriguda Invertida”, pois a anomalia de GR fica no meio da porção basal da soleira (Figura 66B e Figura 66C).

Devido à carência de dados e amostras nessas intrusões, não é possível propor um modelo para a formação da “feição Barriguda Invertida”. Entretanto, esses diabásios possuem um aspecto diferente dos estudados nas bacias do Paraná e Parnaíba, pois são alcalinos (figura 46 / Penna *et al.*, 2019), enquanto os das outras duas bacias (Paraná e Parnaíba) são predominantemente subalcalinos (Barreto *et al.*, 2014; Rossetti *et al.*, 2014; Oliveira *et al.*, 2018; Rossetti *et al.*, 2018; Famelli *et al.*, 2021), indicando que quando ocorre uma diferenciação magmática, a feição de GR pode estar associada à série magmática.

Outro fator interessante para entender essas feições de GR trata das intrusões que mostram a “feição Barriguda” com espessura aparente vertical bem maior que as que apresentam uma “feição Caixote” (Figura 67A), independente da profundidade encontrada (Figura 67B). E quando é comparado o valor de GR médio de cada intrusão, encontram-se algumas faixas de valores que não apresentam correlação com a feição de GR (Figura 67A). Isto pode significar que o valore médio de GR pode ser um indicativo do evento magmático, como é observado no *crossplot* RHOB x GR (Figura 69) de todas as ígneas na bacia do Parnaíba, onde há claramente uma bimodalidade dos dados indicando dois conjuntos de rochas ígneas distintos, podendo haver alguma relação com os eventos magmáticos Sardinha e Mosquito e não havendo relação com a feição de GR da intrusão.

8.3. DISTINÇÃO ENTRE INTRUSÕES E DERRAMES BÁSICOS

A distinção entre rochas intrusivas e extrusivas com composição similar é possível, como foi visto sob o aspecto da feição de Igneabilidade. Entretanto, quando todos os perfis são observados em conjunto, essa distinção pode ser mais fácil do que o método anteriormente discutido.

8.3.1. Características relacionadas às intrusões

As intrusões ígneas são, geralmente, maciças e por isso não apresentam variações claras nos perfis de RES, RHOB, DT e NPHI (Figura 56A, Figura 56B, Figura 56C e Figura 57A). Essas variações só são observadas em casos de arrombamento de poço, que provoca uma queda de RES e RHOB e um aumento de DT, mas é observada pelo perfil cáliper (Jerram *et al*., 2019), ou quando existe um processo de alteração, que normalmente aumentam o GR e o DT, e diminuem os valores de RES e RHOB, devido a formação de argilominerais (Planke, 1994; Brewer, *et al.*, 1998; Bücker *et al.*, 1998; Jerram *et al.*, 2019).

Outras características que auxiliam em identificar uma intrusiva básica é o reconhecimento de uma das três feições de GR discutidas no tópico anterior, sendo que as feições “Barriguda” e “Barriguda Invertida” apresentam uma sutil diminuição de RES e RHOB e aumento no DT na zona da “barriga”, onde há aumento de GR e possível variação composicional, que seria o motivo dessas variações (bem representadas pelos histogramas bimodais de DT e RHOB referentes a elas nas Figura 68B, Figura 68C, Figura 68E e Figura 68F).

8.3.2. Características relacionadas a derrames básicos

A principal característica dos derrames básicos é que apresentam eletrofácies de baixa RES e RHOB e alto DT (Figura 72, Figura 73, Figura 74, Figura 76, Figura 77, Figura 78 e Figura 79), devido a presença de fácies vesiculadas ou brechadas (Planke, 1994; Brewer, *et al.*, 1998; Bücker *et al.*, 1998; Nelson *et al.*, 2009; 2015; Jerram *et al.*, 2019) inerentes às rochas extrusivas (Macdonald, 1953; Walker, 1971; Duraiswami *et al.*, 2003; 2008; 2014; White *et al.*, 2015).

Apesar dessas respostas em perfil serem próximas a respostas de rochas sedimentares e produzirem falsos negativos, até mesmo para a feição de Igneabilidade (tabela 4), a distância entre o RHOB e NPHI não muda (DRDN constante), pois quando há uma queda de densidade provocada pelo aumento de vesículas (como proposto por Planke, 1994; Bücker *et al.*, 1998; Nelson *et al.*, 2009; 2015; Jerram *et al.*, 2019) ou por uma rocha brechada (Brewer, *et al.*, 1998; Nelson *et al.*, 2009), também há um aumento de porosidade neutrônica que tende a manter uma distância constante e excelente indicadora para composição da rocha ígneas (Figura 61A, Figura 72, Figura 73, Figura 74, Figura 76, Figura 77, Figura 78 e Figura 79).

O perfil de GR é relacionado com a composição da rocha, como já discutido acima, mas pode ser afetado pela presença de argilominerais, seja de origem intempérica, hidrotermal ou pela cristalização do magma em contato com água (Planke, 1994; Brewer, *et al.*, 1998; Bücker *et al.*, 1998; Jerram *et al.*, 2019). Nos poços estudados isso foi observado em fácies relacionadas a autobrechas no poço 1-BRSA-1050-SPS (Figura 72); em um derrame caracterizado como *pahoehoe* inflada por Fornero *et al.* (2019) no mesmo poço, mas que análises de QEMSCAN apontam substituição hidrotermal do plagioclásio por k-feldspato (Figura 45); nos poços 3-BRSA-1343-RJS e 3-BRSA-1255-RJS associada a brechas formadas em ambiente aquoso (segundo Penna *et al.*, 2019) e às próprias *pillow lavas* (em menor escala), observadas pelo perfil de imagem (serão discutidas mais à frente - Figura 73 e Figura 74); e em poços na bacia do Paraná onde as fácies de baixa RES, que pode ser associadas a autobrechas ou fácies vesiculadas/amigdaloidais (Figura 77).

8.3.3. Distinção entre derrames subaéreos e derrames subaquosos

O tipo de colocação dos derrames, como subaérea ou subaquosa, é feito a partir do padrão de empilhamento de eletrofácies (detalhadas nas Tabelas 8 e 9).

Um derrame subaéreo apresenta um padrão de empilhamento de aumento e decréscimo de RES, DT e RHOB de acordo com a intercalação dos núcleos maciços dos derrames com os topos vesiculados (Planke, 1994; Bücker *et al.*, 1998; Nelson *et al.*, 2009; Nelson *et al.*, 2015; Jerram *et al.*, 2019) ou brechados (Figura 72, Figura 76 e Figura 77).

Enquanto um derrame subaquoso costuma apresentar valores de GR um pouco mais altos (Tabela 6) devido à formação de minerais hidratados a partir da interação do magma

com a água (Watton *et al.*, 2013 e 2014) e resistividades baixas pelos mesmos motivos, a depender se a fácies é brecha (RES mais baixas) ou *pillow lavas* (RES mais altas, mas não como uma intrusiva). E o mais importante, a ausência do padrão de empilhamento entre eletrofácies de baixa e alta RES e RHOB, pois um poço pode perfurar uma seção apenas de *pillow lavas* ou apenas de brechas nos derrames subaquosos, devido à variação lateral dessas fácies (Figura 25 e Figura 26; Chadwick *et al.*, 2013; White *et al.*, 2015; Chadwick *et al.*, 2016).

8.4. DISTINÇÃO DAS MORFOLOGIAS DE LAVA EM DERRAMES SUBAÉREOS BÁSICOS

As cinco eletrofácies propostas para o poço 1-BRSA-1050-SPS (Tabela 6) se distribuem ao longo do poço em um padrão de empilhamento que permite associar perfeitamente às litofácies propostas por Fornero *et al.* (2019). Sendo a eletrofácies E5 associada sempre a litofácies maciça; a E4 associada a litofácies vesiculada/amigdaloidal; a E3 associada a lobos vesiculados ou zonas de entablamento ou disjunções dentro da litofácies maciça; a E2 associada a autobrechas ou a litofácies vesiculares/amigdaloidais com alteração hidrotermal; e a E1 associada a litofácies maciça que sofreu alteração hidrotermal, evidenciada pelo QEMSCAN (Figura 36, Figura 45 e Figura 72). Essas associações ainda são correlacionadas à petrográfia feita em amostras laterais, corroborando as estruturas brechada, vesicular/amigdaloidal e maciça (Anexo 12.1, Figura 43 e Figura 44) com as propostas de Fornero *et al.* (2019) e as eletrofácies.

Isso indica que as fácies maciças são associadas a altas RES e RHOB e baixos DT e NPHI, assim como já proposto por Planke (1994), Bücker *et al.* (1998), Nelson *et al.* (2009, 2015) e Jerram *et al.* (2019). Essas fácies maciças são associadas a núcleos de *pahoehoe* infladas e *rubbly pahoehoe*, associadas a topos vesiculados/amigdaloidais e brechados, respectivamente (Macdonald, 1953; Walker, 1971; Duraiswami *et al.*, 2003; 2008; 2014).

Os topos brechados referentes às *rubbly pahoehoe* sempre apresentam, neste poço, um valor de GR mais alto que o núcleo maciço abaixo (Figura 72), que pode estar relacionado a alteração de vidro vulcânico formado nesta fácies ou presença de sedimentos (Brewer *et al.*, 1998; Duraiswami *et al.*, 2008). Entretanto, a característica mais chamativa é a variação abrupta de RES, DT, RHOB e NPHI na transição da fácies maciça do núcleo do derrame para o topo brechado (Figura 72).

Nas fácies vesiculadas, acima de núcleos maciços referentes a *pahoehoe* infladas, também apresentam uma queda de RES e RHOB e um aumento de DT e NPHI (Figura 72), mas devido ao aumento da concentração de vesículas para o topo (Bücker *et al.*, 1998; Duraiwami *et al.*, 2014), essa variação nos perfis é gradual (Figura 28 e Figura 72), como já havia sido descrito por Bücker *et al.* (1998) e Nelson *et al.* (2009).

As fácies vesiculadas/amigdaloidais, que, em perfil de imagem, foram descritas por Fornero *et al.* (2019) como lobadas e interpretadas como *pahoehoe* compostas apresentam feições de perfil bem parecidos com os topos vesiculados das *pahoehoe* infladas, mas sem um núcleo maciço abaixo e sempre apresentando um padrão serrilhado nos perfis (Figura 72), o qual pode estar associado à influência da carapaça vítrea devido ao resfriamento em contato com o ar (McDonald, 1953).

As zonas identificadas como fraturadas no perfil de imagem por Fornero *et al.* (2019) apresentam quedas nos valores de RES e RHOB e aumento no DT (Figura 72), mas não foi observado nenhuma característica clara em perfil que indicasse se as fraturas eram disjunções ou entablamentos.

Uma zona no intervalo 6488/6493 m apresenta GR bem mais alto que o restante dos basaltos e na classificação geoquímica fica no campo dos andesitos traqui-basálticos (Figura 46), mas em perfil de imagem (descrito por Fornero *et al.*, 2019) e em petrografia de amostras laterais foi identificado como tendo uma base maciça e um topo com amígdalas, mas as análises de QEMSCAN que identificaram uma substituição (provavelmente hidrotermal), de plagioclásio e piroxênio por K-feldspato e cloritas/esmectitas, respectivamente, o que corrobora com a mudança na classificação geoquímica e com o aumento dos valores de GR neste trecho, pois esses minerais contribuem para isso segundo Planke (1994), Brewer *et al.* (1998), Bücker *et al.* (1998) e Zou *et al.* (2014).

Pelos motivos exemplificados no poço 1-BRSA-1050-SPS que o perfil de GR deve ser utilizado com cuidado, pois uma alteração pode induzir a uma identificação errada da rocha ígnea. O mesmo ocorre no poço 1-BRSA-957-SCS, onde uma sequência de eletrofácies E1, E2, E3, E4 e E5 foi interpretada e as amostras laterais mostraram que as brechas e os basaltos amigdaloidais estão relacionados às eletrofácies E4, os basaltos maciços a E5 ou E1, sendo que ainda há uma eletrofácies E3 relacionada a basalto amigdaloidal (Figura 75).

As amostras laterais desse poço sugerem que os núcleos maciços podem estar alterados (como no exemplo do poço 1-BRSA-1050-SPS), pois apresentam a mesma eletrofácies relacionada a fácies maciça; entretanto, os topos amigdaloidais não apresentam GR alto (Figura 76). Outro ponto a ser discutido é a relação entre RES rasa e profunda nas fácies maciças, pois alguns apresentam a RES rasa > RES profunda e outros a RES profunda > RES rasa, que segundo Brewer *et al.* (1998) está relacionado ao padrão de fraturas, sendo as horizontais apresentando RES rasa > RES profunda e as verticais com RES profunda > RES rasa; tais fraturas poderiam estar facilitando uma alteração preferencial nos núcleos maciços dos derrames.

Em poços da bacia do Paraná os padrões de eletrofácies se repetem, como nos exemplos discutidos acima, mas com um aumento de GR nos topos de derrames, mesmo os que possuem uma gradual queda de RES e RHOB, indicando vesiculação (Figura 77). Isso pode estar relacionado ao preenchimento de vesículas com argilominerais que aumentam o GR, como zeólitas, esmectitas ou celadonitas, conforme já proposto por Bücker *et al.* (1998). Entretanto, estes poços não possuem amostras laterais para comparar com as respostas de perfil e a única relação que temos é o fato de o derrame estar acima de arenitos relacionados ao "paleodeserto Botucatu", indicando serem derrames subaéreos (Figura 77).

A partir desses poços estudados, fica evidente que o padrão de empilhamento de eletrofácies indica o tipo de morfologia de lava presente no poço, assim como os limites para cada derrame, quando os mesmos são simples, apresentando um núcleo maciço com alta RES e RHOB abaixo de um topo vesiculado ou brechado com baixo RES e RHOB (Figura 72). Assim é possível estipular um conjunto de feições em perfil esperadas para as três morfologias de lava subaérea discutidas no presente trabalho, desconsiderando fraturas e alterações (Figura 86).

8.5. DISTRIBUIÇÃO DE MORFOLOGIAS E ESTRUTURAS EM DERRAMES SUBAQUOSOS

Os derrames subaquosos estudados não apresentam o padrão descrito no tópico anterior, que mostram uma intercalação de zonas de altos e baixos RES, RHOB e DT (Figura 72, Figura 76, Figura 77 e Figura 86). Ao contrário, são caracterizados pela presença das eletrofácies E6, E7, E8 e/ou E9 (Figura 73, Figura 74, Figura 78 e Figura 79), sendo as

eletrofácies E6 e E9 associadas a fácies PL, obtida por análise de perfil de imagem acústica (Figura 70 e Figura 71); e as E7 e E8 associadas as fácies Br (Figura 70 e Figura 71).

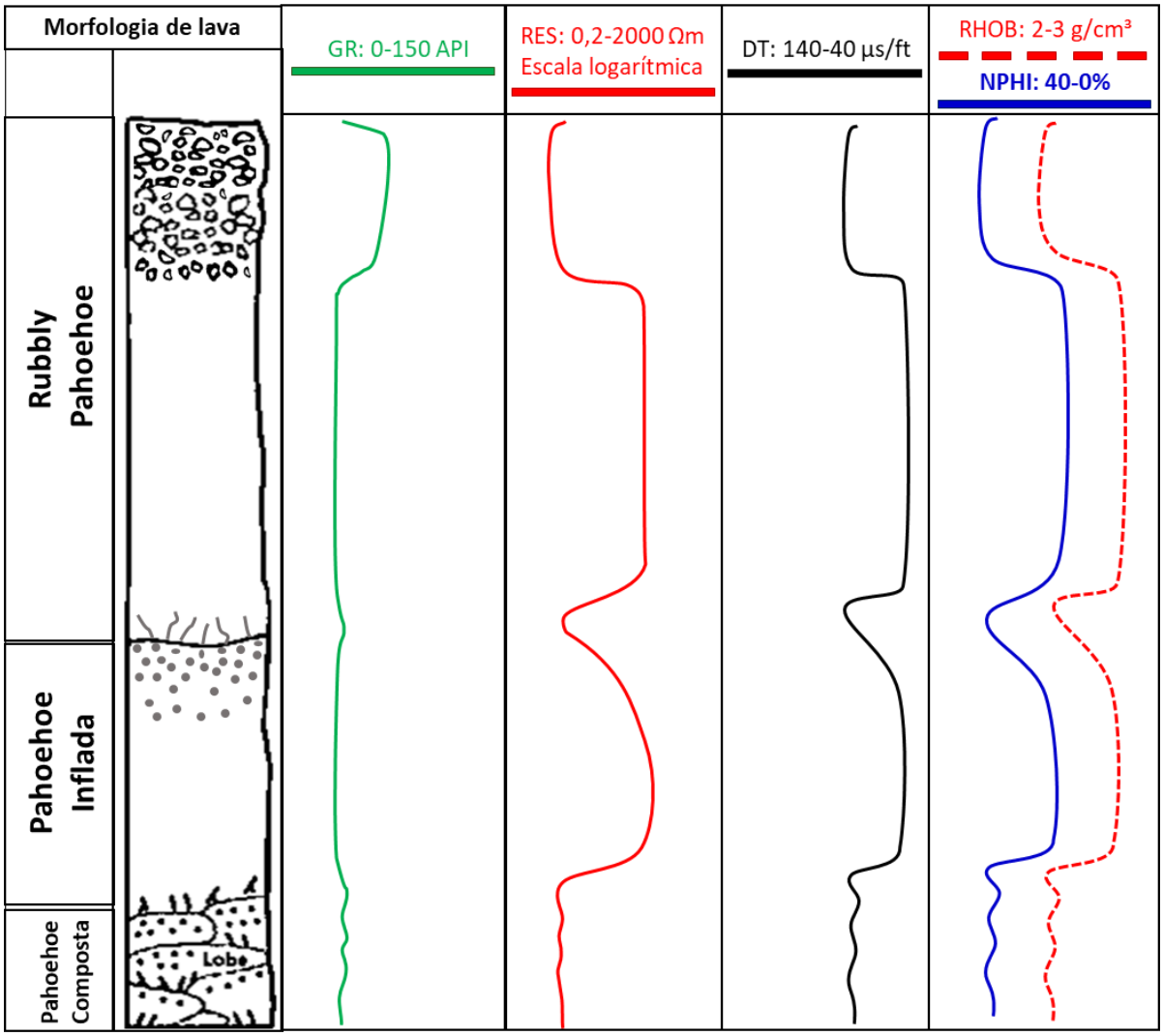


Figura 86: Proposta de padrão de resposta para as morfologias de lava basáltica subaérea sem alteração, fraturas ou presença de amígdalas preenchidas por minerais radioativos, baseada em basaltos das formações Camboriú e Serra Geral em poços da bacia de Santos e Paraná, respectivamente.

Quando compara-se as fácies PL e Br com estudos de outros autores (Brewer *et al.*, 1998; Watton *et al.*, 2014; De Luca *et al.*, 2017), suas características sugerem que a PL é associada a sequências de *pillow lavas*, com suas formas esféricas sendo as próprias *pillows* e o material de alto tempo de trânsito entre elas sendo a porção *interpillow*, algumas apresentam o *interpillow* bem definido e outros menos (Figura 87). A fácies Br associada a hialoclastitos ou *pillow* brechas, com clastos angulosos apresentando baixo tempo de trânsito e material

palagonítico ou argiloso com alto tempo de trânsito entre ales, sendo que alguns clastos apresentam formas semiesféricas, sugerindo fragmentos de *pillows* quebradas (Figura 87).

Considerando as informações acima discutidas, pode-se afirmar que a eletrofácies E6 está relacionada a *pillow lavas* com presença clara de material *interpillow* (Figura 70), o que proporciona um artefato no perfil de resistividade, que é a RES rasa >> RES profunda (Figura 73 - Brewer *et al.*, 1998); a eletrofácies E9 fica relacionada a *pillow lavas* que não apresentam *interpillow* visível no perfil de imagem (Figura 70 e Figura 71), com RES rasa ≥ RES profunda (Figura 74); a eletrofácies E7 está relacionada a brechas de baixíssima resistividade (Figura 73 e Figura 74), com muito material argiloso entre os clastos (Figura 70 e Figura 71), sendo provável que os hialoclastitos se enquadrem nesse contexto; e a eletrofácies E8 associa-se a brechas que apresentam resistividade um pouco maior que as da E7 (Figura 73), e em perfil de imagem não é claramente visível muito material de alto tempo de transito, apesar de evidentes clastos angulosos e outros em forma de semicírculos (Figura 70), sugestivos de fragmentos de *pillows* quebradas.

O perfil de ressonância nuclear magnética (NMR) foi obtido nos poços 3-BRSA-1343-RJS e 3-BRSA-1255-RJS indicando a presença de porosidade relacionada a argilominerais principalmente nas fácies Br (eletrofácies E7 e E8); e a porosidade relacionada a fluido livre na fácies PL (eletrofácies E6 e E9), apresentando alguns *spikes* e podendo ser relacionado a artefatos (Figura 73 e Figura 74).

Os poços 3-BRSA-1216DA-SPS e 3-BRSA-1290-SPS também apresentam as mesmas eletrofácies relacionadas a derrames subaquosos, sendo possível propor uma faciologia para esses poços, apesar de não haver dados comprovatórios como amostras laterais ou perfis de imagem nestes poços (Figura 78 e Figura 79).

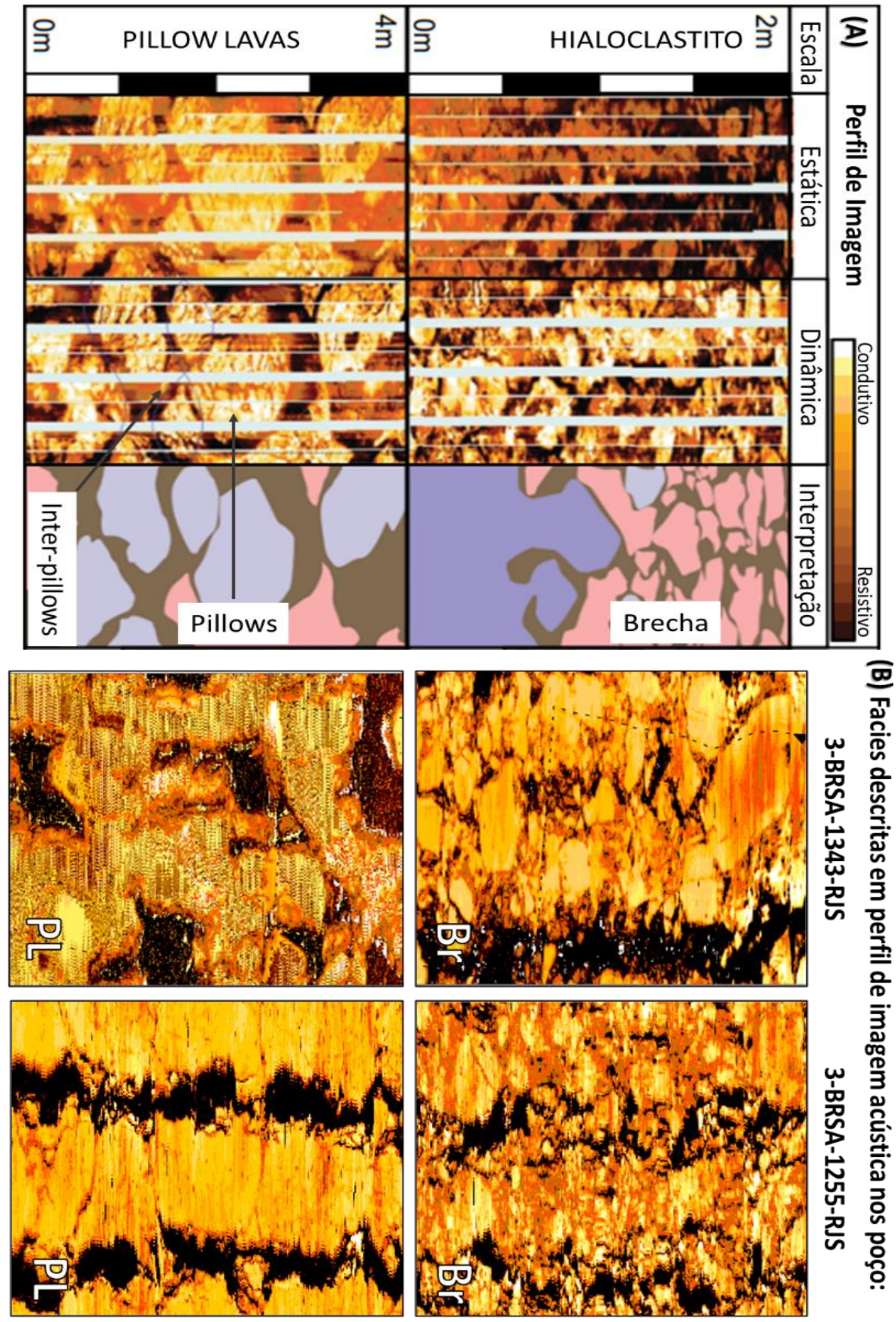


Figura 87: Comparação entre feições no perfil de imagem propostas por Watton *et al.* (2014) para *pillow lavas* e brechas (A) e as encontradas nos poços 3-BRSA-1343-RJS e 3-BRSA-1255-RJS (B).

8.6. DISTINÇÃO ENTRE ROCHAS ÍGNEAS ÁCIDAS COERENTES E VULCANOCLÁSTICAS

Em poços com valores muito altos de GR, a primeira suspeita é de rocha ígnea ácida, pois, segundo Ran *et al.* (2014), Liu *et al.* (2013) e Zou *et al.* (2013), estas apresentam GR > 80 gAPI. Nos poços estudados, as ígneas ácidas foram classificadas como riolitos e traqui-dacitos (Figura 46), apresentando GR > 90 gAPI, desconsiderando-se o desvio padrão (Figura 59A, Figura 63A, Figura 84B e Figura 85).

Dentro de uma sequência de vulcânicas ácidas como a do poço 3-BRSA-755A-RJS foi possível separar duas eletrofácies, a E10 e E11, e quatro fácies a partir do perfil de imagem acústica (M, VS, VC e iMVS). Tais fácies apresentam relações como na Figura 81. Quando comparamos as fácies M, VS e VC com o já proposto na literatura (Liu *et al.*, 2013; Ran *et al.*, 2014), pode-se relacionar a fácies M a ígneas maciças; a fácies VS a ígneas vesiculadas/amigdaloidais; e a fácies VC a rochas vulcanoclásticas (Figura 88).

Dentre estas fácies, o perfil que melhor separa as vulcanoclásticas das lavas coerentes (maciça ou vesicular) é o RES, pois os valores para vulcanoclásticas são muito baixos (E10 na Tabela 6), como já proposto por Liu *et al.* (2013) e Ran *et al.* (2014). Entretanto, se as vulcanoclásticas forem soldadas, a RES fica mais alta, podendo se aproximar de uma maciça a depender do grau de soldagem (Ran *et al.*, 2014). As lavas maciças ou vesiculadas apresentam RES bem mais altas (E11 na Tabela 6); apesar de não ser muito clara a separação entre ambas, em alguns casos é possível perceber uma leve queda na RES, quando se passa da fácies maciça para a vesiculada (Figura 81).

Os poços 7-LL-11-RJS e 7-LL-15D-RJS na bacia de Santos e 1-ES-1-RS, 1-MC-1-RS e 1-ES-2-RS na bacia do Paraná apresentam rochas vulcânicas ácidas relacionadas à Formação Camboriú e ao Mb. Nova Prata, respectivamente (Figura 82 e Figura 83). Neles é possível distinguir ambas eletrofácies propostas, sendo que os poços da bacia de Santos apresentam lavas coerentes e vulcanoclásticas (Figura 82) enquanto os poços da bacia do Paraná têm apenas lavas coerentes (Figura 83).

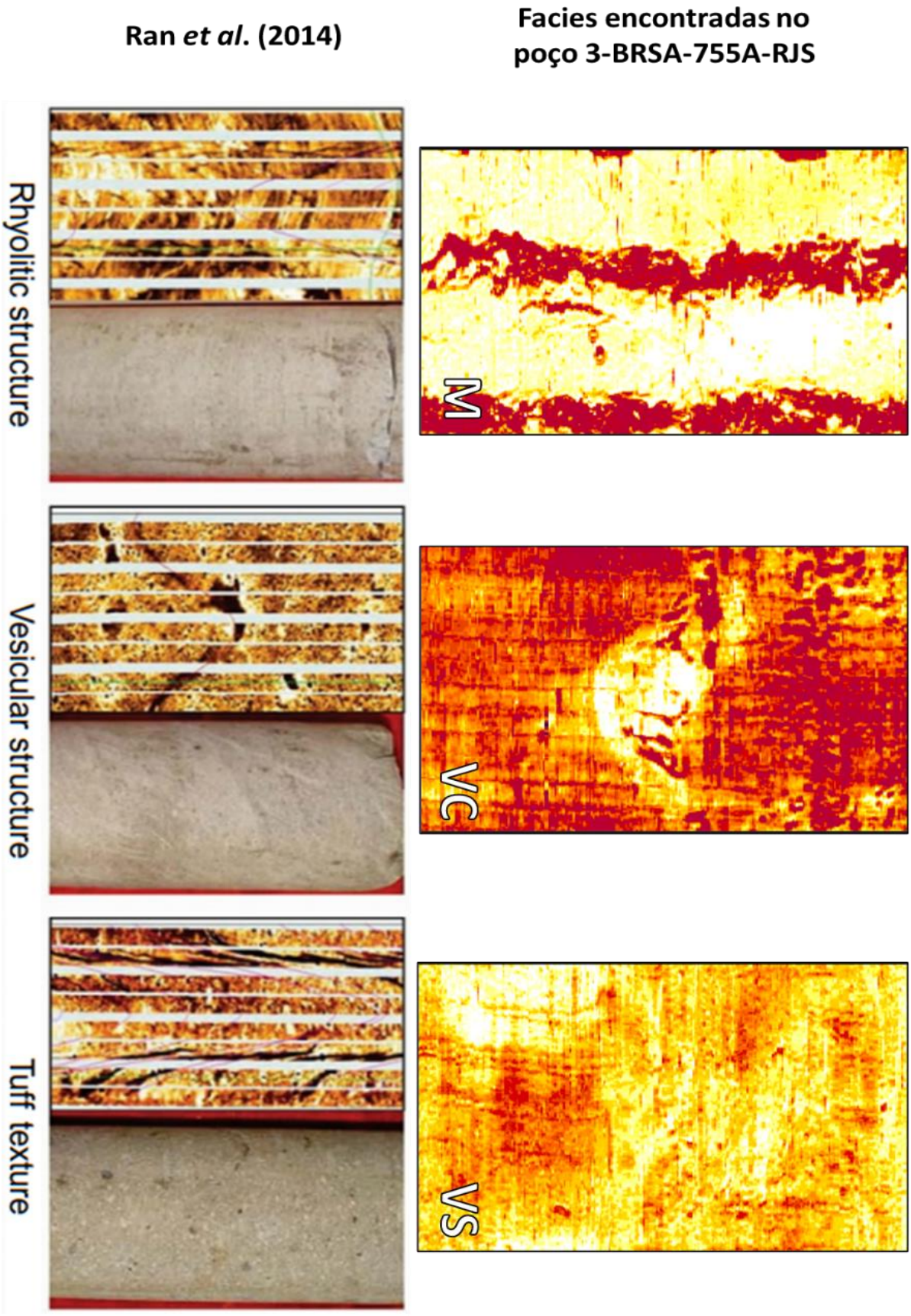


Figura 88: Comparação entre feições no perfil de imagem em rochas ácidas propostas por Ran *et al.* (2014) para fácies maciça, vesicular e vulcanoclásticas com as do poço 3-BRSA-755A-RJS.

8.7. ALTERAÇÃO DAS ROCHAS ÍGNEAS EM PERFIL

Os processos de alteração de rochas ígneas podem diminuir sua densidade, e gerar redução da porosidade primária devido à precipitação mineral (cimentação), mas também podem gerar porosidade secundária através da dissolução (Zou *et al*., 2013). Portanto, as zonas de alteração podem ser identificadas durante a perfuração devido a variações nos perfis RES, RHOB e NPHI (Figura 89B). O *crossplot* NPHI x RHOB (Figura 89C) pode ser utilizado para identificar alterações, enquanto o *crossplot* RHOB x RES (Figura 89A) auxilia no reconhecimento da substituição de minerais primários por minerais argilosos.

A observação de tendencias de alteração em perfis foi feita no poço 1-BRSA-1050-SPS, onde a sequência vulcânica exibe vários graus de alteração, marcados pela presença de clorita, esmectita, illita e k-feldspato (Figura 45, Anexo 12.1, Tabela 2 e Tabela 3) conforme identificado pelas análises DRX e QEMSCAN em amostras laterais.

O argilomineral dominante nas zonas alteradas é a clorita, que pode atingir até 60% do volume da rocha (Anexo 12.1). Esta maior proporção de clorita/esmectita não reflete em variações relevantes no perfil de GR, mas resultam numa diminuição significativa da resistividade de uma formação (Brewer *et al.*, 1998). Este efeito é mais bem observado na fácies maciça (Figura 72 e Figura 89B), onde a resistividade diminui de valores entre 100 e 200 Ωm, em intervalos sem alteração, para valores entre 7 e 30 Ωm (Figura 89B) para intervalos alterados.

O NPHI é também significativamente afetado pela presença de minerais argilosos como a clorita e a esmectita, devido ao fato destes serem hidratados e proporcionarem uma maior absorção de neutrões (Ellis & Singer, 2008). Uma tendência distinta de alteração associada ao aumento do teor de clorita (quando comparado com a face inalterada) é evidente no *crossplot* NPHI x RHOB. Isto permite a identificação de intervalos alterados com maior teor de clorita associado (Figura 89C).

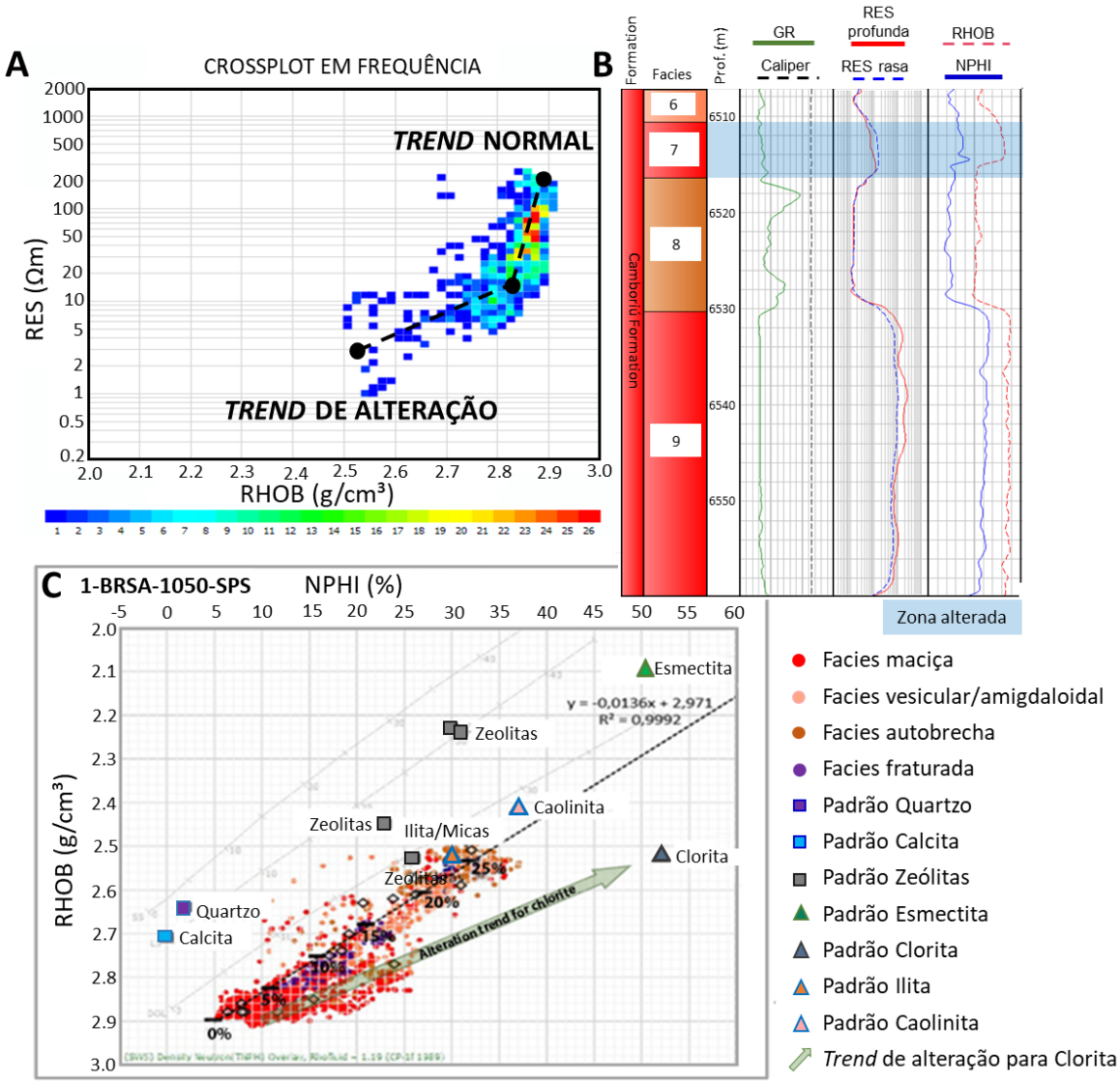


Figura 89: [A] A relação entre RHOB x RES, do poco 1-BRSA-1050-SPS, mostra as diferentes tendências para litofácies alteradas e sem alteração, em basaltos maciços. [B] Intervalo 7 com baixa RES e altos valores de NPHI é definido como uma zona alterada enquanto o intervalo 9 é sem alteração; [C] A relação NPHI x RHOB mostra a tendência empírica de alteração relativo ao aumento de clorita na rocha, em comparação com amostras sem alteração. A densidade e as respostas de neutrões para minerais específicos são também traçadas de acordo com o padrão da LOG INTERPRETATION CHARTS (Schlumberger, 2013).

8.8. UTILIZAÇÃO DE PERFIS GEOFÍSICOS DE RESISTIVIDADE, SÔNICO E DENSIDADE PARA ENTENDER A ESTRUTURA DA ROCHA ÍGNEA BÁSICA OU ÁCIDA

Os perfis de RES, DT e RHOB apresentam variações entre rochas ígneas de diferentes composições, sendo que as básicas apresentam maior RES e RHOB e menor DT que as ácidas (Zou *et al.*, 2013; Ran *et al.*, 2014). Entretanto, as variações observadas no presente trabalho relacionadas à estrutura dessas rochas, independente se são basaltos ou riolitos, causam uma variação bem maior destes perfis (Figura 85). Sendo assim, estes três perfis são mais interessantes para identificar fácies vulcanoclásticas (piroclásticas, autoclásticas ou

hialoclásticas), vesiculadas/amigdaloidais, fraturadas ou alteradas (seja alteração hidrotermal, intempérica ou provocada pelo contato do magma com a água), como pode ser visto nas Figura 47B, Figura 47C, Figura 47D, Figura 85 e Figura 86.

Já os perfis de GR e a distância entre o RHOB e NPHI (denominada como DRDN) possuem uma resposta composicional, independente da estrutura que a rocha apresenta (Figura 63 e Figura 64), apesar do GR também aumentar com a alteração, com a presença de argilominerais (Planke, 1994; Brewer, *et al.*, 1998; Bücker *et al.*, 1998) ou K-feldspato (Figura 45), mas um basalto alterado apresentou valores máximos na escala de 80 gAPI, enquanto as rochas ígneas ácidas apresentaram valores de GR mínimos na casa de 90 gAPI (Figura 59A).

A relação entre RHOB e NPHI deve ser utilizado junto com o GR para este entendimento, pois uma rocha alterada não apresenta variação significativa no DRDN (Figura 72). Em basaltos e outras rochas ígneas máficas o RHOB fica à direita do NPHI, com uma distância maior que em folhelhos. Enquanto em rochas ígneas ácidas o RHOB fica à direita do NPHI ou um sobre o outro, a depender da composição, com distância um pouco menor que em um arenito franco e podendo ficar bem parecido com a relação destes perfis para um carbonato (Figura 61A, Figura 61B, Figura 62A, Figura 64A e Figura 84B).

8.9. CONSIDERAÇÕES QUANTO A PETROFÍSICA DAS ROCHAS ÍGNEAS

Ao comparar os dados de análises petrofísicas nas amostras laterais de rochas vulcânicas com os dados de perfil nas mesmas profundidades é possível avaliar os resultados de cálculo de porosidade a partir do NPHI e as calculadas a partir de RHOB e DT. Assim como comparar relações de perfis com aumento de permeabilidade ou porosidade.

A primeira questão é se os perfis de NPHI, RES, DT e RHOB respondem bem à porosidade. Para isso comparamos estes quatro perfis com dados de porosidade obtidos em laboratório e o resultado indica que todos respondem à variação de porosidade, sendo que o DT e RES apresentam menor dispersão (Figura 47). Entretanto, quando comparamos com a porosidade calculada a partir de DT e RHOB e o próprio NPHI, observamos que o NPHI não responde diretamente à porosidade (Figura 47A), mas sim a elementos absorvedores de nêutrons como por exemplo Gd, B, Sm, Eu, Cd, Li, Dy (Ellis & Singer, 2008), os quais fazem os valores de NPHI

superestimarem a porosidade e o tornam um perfil pouco interessante para este fim em rochas vulcânicas (Millward *et al.*, 2002).

Já as porosidades calculadas a partir de DT e RHOB apresentam valores mais coerentes, mas um pouco superestimados, sendo o ϕDT o que mais se aproximou dos valores obtidos em laboratório (Figura 49B). Entretanto, para calcular porosidade a partir destes perfis é necessário obter dados de densidade e tempo de trânsito da matriz da rocha ígneas, disponíveis a partir de análises laboratoriais; todavia, durante a perfuração de um poço essa informação ainda não estaria disponível, e para isso comparamos através de um *crossplot* RHOB x DT, onde se forma uma tendência e seu extremo de maior densidade e menor DT representa uma aproximação razoável para ambos serem usados nos cálculos (Figura 49A).

Outra comparação que trouxe informações relevantes para uma análise petrofísica foi a comparação do RHOB com a densidade *bulk* calculada a partir de dados de laboratório de densidade de matriz e porosidade, que indica que o RHOB possui uma correlação boa com os dados laboratoriais, apesar de existir alguma dispersão (Figura 49C). Por esse motivo também foi calculada a ϕRHOB a partir da densidade de matriz obtida em laboratório, para efeito de comparação, e percebemos que seus valores ficaram melhores que os obtidos com densidade de matriz estimada, mas ficaram próximos dos obtidos a partir do DT (Figura 49B).

Outra utilização interessante da densidade de matriz foi a comparação com o GR, que mostra que os poços 3-BRSA-755A-RJS, 7-LL-11-RJS e 7-LL-28D-RJS, que apresentam rochas ígneas ácidas (Figura 46), apresentam alto GR e baixa densidade de matriz, enquanto os demais poços, que apresentam rochas ígneas básicas, possuem baixo a médio GR e alta densidade de matriz (Figura 49D).

Quando comparamos estes perfis com dados de permeabilidade (k), observa-se que nenhum perfil apresenta um *trend* claro que sugere um padrão para fácies de alta permeabilidade, entretanto, todas as rochas vulcanoclásticas apresentaram bons valores de k (Figura 47), conforme já sugerido por Millward *et al.* (2002), Xin *et al.* (2007), Liu *et al.* (2013), Zou *et al.* (2013) e Ran *et al.* (2014). As autobrechas apresentam boa porosidade (Figura 46), mas a permeabilidade máxima foi de 0,2 mD (Figura 47), o que sugere a presença de argilominerais (Figura 43C e Figura 44A).

A partir destas discussões, entende-se que todas as rochas vulcânicas com porosidade alta apresentaram baixa RES e alto DT (Figura 47), sendo que as que apresentaram alta permeabilidade possuem altíssimo GR, além de baixa RES e alto DT (Figura 48).

9. CONCLUSÕES

A partir da comparação de dados de análises em rocha e perfis geofísicos de poços foi possível associar muitas variações faciológicas, morfológicas, composicionais e de alteração nas rochas ígneas a variações e feições nos perfis de GR, RES, DT, RHOB e NPHI, que produzem respostas diferentes do padrão aplicado para rochas sedimentares, indicando que é possível fazer a separação entre rochas ígneas e sedimentares, além da caracterização destas ígneas como intrusivas ou extrusivas, sugerindo sua composição e morfologia/estruturas.

A separação entre as rochas ígneas e sedimentares é efetiva, utilizando a feição de Igneabilidade, desde que sabendo-se lidar com seus falsos negativos e falsos positivos, principalmente sendo usado em conjunto com outras feições de perfil que respondem a atributos composicionais, como o GR e a distância entre os perfis de RHOB e NPHI (DRDN). Assim, a técnica proposta no presente trabalho individualiza as ígneas de composição máfica, sejam intrusivas ou extrusivas.

A feição de Igneabilidade funciona a partir de um *crossover* entre as curvas de RHOB e PEF que distinguem ígneas básicas de rochas sedimentares. Para estudar e compará-la com outros perfis, foi desenvolvida uma fórmula matemática, baseada no cálculo de DRDN, que transforma a distância entre as curvas de RHOB e PEF em um valor numérico entre 1 e -1, denominado fator Ig.

Quando as ígneas apresentam composição félsica, a feição de Igneabilidade não funciona. Para isso, foi criada a feição de Igneabilidade para ígneas ácidas, que utiliza o Ig e o GR para separar estas de ígneas básicas e rochas sedimentares, sejam elas coerentes ou vulcanoclásticas.

Além de distinguir as rochas ígneas de rochas sedimentares, foi possível reconhecer o contexto de formação destas rochas, indicando se são intrusivas ou extrusivas, a partir das feições em perfil e de sua relação com as rochas encaixantes. Para as rochas extrusivas, também foi desenvolvida uma metodologia através da identificação de eletrofácies e do estudo do seu padrão de empilhamento, que permite distinguir derrames subaquosos de derrames subaéreos em basaltos e rochas afins, assim como propor as morfologias de lava que a compõe, distinguindo *pahoehoes* compostas, *pahoehoe* infladas e *rubbly pahoehoe* em

derrames subaéreos, e *pillow lavas* de hialoclastitos ou *pillow* brechas em derrames subaquosos.

Em diabásios foram comparadas suas feições em perfil GR, onde as feições Caixote podem estar associadas a diques e soleiras menos espessas, e as feições Barriguda são relacionadas apenas a soleiras de diabásio subalcalinos, normalmente mais espessas e apresentando variação composicional em sua seção vertical, podendo ser separada em quatro eletrofácies que são relacionadas à presença de minerais diferentes. Ambas as feições ocorrem nas três bacias estudadas (Santos, Paraná e Parnaíba), mas foi proposta uma terceira feição ainda não discutida na literatura, que foi encontrada em diabásios alcalinos na bacia de Santos, denominada “feição Barriguda Invertida”.

Para as rochas ígneas ácidas foi proposta uma eletrofácies que permite distinguir rochas coerentes de vulcanoclásticas em uma seção vulcânica, sendo que em análises petrofísicas ficou evidente que as rochas vulcanoclásticas ácidas são as que apresentam melhor porosidade e permeabilidade, dentre todas as rochas ígneas estudadas. Outras rochas ígneas, de composição básica, apresentam fácies com porosidade, como autobrechas e *pillow* lavas, mas com baixíssima permeabilidade.

A partir de todas as conclusões acima, ficou estruturado um método de identificação de rochas ígneas durante a perfuração de poços de petróleo. A partir dos perfis, pode-se individualizá-las das rochas sedimentares, identificar se sua composição é básica ou ácida, assim como distinguir se esta é extrusiva ou intrusiva; sendo uma rocha ígnea extrusiva de composição básica, pode-se identificar suas fácies e interpretar se esta é subaérea ou subaquosa; associando essas interpretações às análises petrofísicas, é possível indicar as melhores profundidades para coletar amostras laterais com objetivos de geoquímica e petrofísica, ou até selecionar zonas para tentativas de teste de pressão.

10. REFERÊNICAS BIBLIOGRÁFICAS

Almeida, F. F. M., de Brito Neves, B. B., & Carneiro, C. D. R. (2000). The origin and evolution of the South American Platform. **Earth-Science Reviews, 50** (1-2), 77-111.

Alves, E. C., Araujo, R. S., Ramos, E. C., Maia, M., dos Santos, A. C., & Hackspacher, P. C. (2022). **Meso-Cenozoic Brazilian Offshore Magmatism: Geochemistry, Petrology, and Tectonics** (Cap. 2, pp. 47-94). Londres: Academic Press.

Barreto, C. J. S., de Lima, E. F., Scherer, C. M., & Rossetti, L. D. M. M. (2014). Lithofacies analysis of basic lava flows of the Paraná igneous province in the south hinge of Torres Syncline, Southern Brazil. **Journal of Volcanology and Geothermal Research, 285** (1), 81-99.

Bassiouni, Z. (1994). **Theory, measurement, and interpretation of well logs**. Richardson, TX: Society of Petroleum Engineers.

Bond, L. J., Harris, R. V., Denslow, K. M., Moran, T. L., Griffin, J. W., Sheen, D. M., Dale, G. E., & Schenkel, T. (2010). **Evaluation of non-nuclear techniques for well logging: technology evaluation** (Relatório de Pesquisa). Washington: Department of Energy.

Bowen, N. L. (1922). The reaction principle in petrogenesis. **The Journal of Geology, 30** (3), 177-198.

Bowers, G. L. (2002). Detecting high overpressure. **The leading edge, 21** (2), 174-177.

Brewer, T. S., Harvey, P. K., Lovell, M. A., Haggas, S., William-Son, G., & Pezard, P. (1998). Ocean floor volcanism: constraints from the integration of core and downhole logging measurements. **Core Log Integration, 136**, 341-362.

Brown, G. & Brindley, G.W. (1980). **Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification** (Cap. 5, pp. 305-360). London: Mineralogical Society.

Bücker, C. J., Delius, H., Wohlenberg, J., & Leg 163 Shipboard scientific Party (1998). Physical signature of basaltic volcanics drilled on the Northeast Atlantic Volcanic Rifted Margins. **Core Log Integration, 136**, 363-374.

Caputo, M. V. (1984). **Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology and paleogeography of northern basins of Brazil.** Doctoral dissertation, University of California, Santa Barbara, CA, USA.

Caputo, M. V., & dos Santos, R. O. B. (2020). Stratigraphy and ages of four Early Silurian through Late Devonian, Early and Middle Mississippian glaciation events in the Parnaíba Basin and adjacent areas, NE Brazil. **Earth-Science Reviews, 207**, 1-50.

Chadwick Jr, W. W., Clague, D. A., Embley, R. W., Perfit, M. R., Butterfield, D. A., Caress, D. W., Paduan, J. B., Martin, J. F., Sasnett, P., Merle, S. G., & Bobbitt, A. M. (2013). The 1998 eruption of Axial Seamount: New insights on submarine lava flow emplacement from high-resolution mapping. **Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 14** (10), 3939-3968.

Chadwick Jr, W. W., Paduan, J. B., Clague, D. A., Dreyer, B. M., Merle, S. G., Bobbitt, A. M., Caress, D. W., Philip, B. T., Kelley, D. S., & Nooner, S. L. (2016). Voluminous eruption from a zoned magma body after an increase in supply rate at Axial Seamount. **Geophysical Research Letters, 43** (23), 12-063.

Chinelatto, G. F., Belila, A. M. P., Basso, M., Souza, J. P. P., & Vidal, A. C. (2020). A taphofacies interpretation of shell concentrations and their relationship with petrophysics: A case study of Barremian-Aptian coquinas in the Itapema Formation, Santos Basin-Brazil. **Marine and Petroleum Geology, 116**, 1-21.

Cox, K. G., Bell, J. D., & Pankhurst, R. J. (1979). **The interpretation of igneous rocks**. Boston: George Allen & Unwin.

De Luca, P. H. V., Matias, H., Carballo, J., Sineva, D., Pimentel, G. A., Tritlla, J., Esteban, M., Loma, R., Alonso, J. L. A., Jiménez, R. P., Pontet, M., Martinez, P. B., & Vega, V. (2017). Breaking barriers and paradigms in Presalt exploration: the Pão de Açúcar discovery (offshore Brazil). **AAPG Special Volumes, 113**, 177-193.

De Oliveira, F. V. C. S. R. S., Gomes, R. T. M., & Silva, K. M. S. (2019, agosto). Log features for the characterization of igneous rocks in the Pre-salt area of Santos Basin, SE Brazil. **Anais do AAPG International Conference and Exhibition**, Buenos Aires, Argentina.

Dos Anjos, C. W. D., & Guimarães, E. M. (2008). Metamorfismo de contato nas rochas da Formação Irati (Permiano), norte da Bacia do Paraná. **Brazilian Journal of Geology, 38** (4), 629-641.

Duraiswami, R. A., Bondre, N. R., & Managave, S. (2008). Morphology of rubbly pahoehoe (simple) flows from the Deccan Volcanic Province: implications for style of emplacement. **Journal of Volcanology and Geothermal Research, 177**, 822-836.

Duraiswami, R. A., Dole, G., & Bondre, N. (2003). Slabby pahoehoe from the western Deccan Volcanic Province: evidence for incipient pahoehoe-aa transitions. **Journal of Volcanology and geothermal Research, 121**, 195-217.

Duraiswami, R. A., Gadpallu, P., Shaikh, T. N., & Cardin, N. (2014). Pahoehoe-a'a transitions in the lava flow fields of the Western Deccan Traps, India-implications for emplacement dynamics, flood basalt architecture and volcanic stratigraphy. **Journal of Asian Earth Sciences, 84**, 146-166.

Ellis, D. V., & Singer, J. M. (2008). **Well logging for earth scientists** (2a. ed.). Dordrecht: Springer.

Ernesto, M., Bellieni, G., Piccirillo, E. M., Marques, L. S., de Min, A., Pacca, I. G., Martins, G., & Macedo, J. W. P. (2003). Paleomagnetic and geochemical constraints on the timing and duration of the CAMP activity in northeastern Brazil. **The Central Atlantic Magmatic Province: Insights from Fragments of Pangea, 136**, 129-149.

Famelli, N., Lima, E. F., & Carmo, I. D. O. (2021). Lithostratigraphy of the Serra Geral Formation in the northern portion of the Parana-Etendeka Igneous Province: A tool for tracking Early Cretaceous paleoenvironmental changes. **Journal of Volcanology and Geothermal Research, 410**, 107-152.

Feizhou, S. H. I., Yanchun, W. A. N. G., Wei, S. U. N., & Yuan, F. A. N. G. (2016). Analysis on Application Effect of NMR Logging Data in Igneous Rocks in District Dixi. **Xinjiang Petroleum Geology, 37** (5), 1.

Fisher, R. V. (1966). Rocks composed of volcanic fragments and their classification. **Earth-Science Reviews, 1** (4), 287-298.

Fisher, R. V. & Schminck, H. U. (1984). **Pyroclastic Rocks**. Berlin: Springer-Verlag.

Fornero, S. A., Marins, G. M., Lobo, J. T., Freire, A. F. M., & Lima, E. F. (2019). Characterization of subaerial volcanic facies using acoustic image logs: lithofacies and log-facies of a lava-flow deposit in the Brazilian Pre-salt, deep water of Santos Basin. **Marine and Petroleum Geology, 99**, 156-174.

Freire, A. F. M., dos Santos, G. F. R., da Silva, C. F., & Lupinacci, W. M. (2020). Recognition of turbidite stages in the Massapê oil field, Recôncavo Basin-Brazil, using well logs. **Journal of Petroleum Science and Engineering, 192**, 107-279.

Galford, J., Truax, J., Hrametz, A., & Haramboure, C. (2009, Junho). A new neutron-induced gamma-ray spectroscopy tool for geochemical logging. **SPWLA 50th annual logging symposium**, The Woodlands, TX, USA.

Gill, R. (2010). **Igneous rocks and processes: a pratical guide**. Chichester: Wiley-blackwell.

Gill, R. (2014). **Rochas e processos ígneos: um guia prático** (F. J. Nonnenmacher, Trad.). Porto Alegre: Bookman (Obra originalmente publicada em 2010).

Góes, A. M. O., & Feijó, F. J. (1994). Bacia do Parnaíba. **Boletim de geociências da Petrobras, 8** (1), 57-67.

Gomes, A. S., & Vasconcelos, P. M. (2021). Geochronology of the Paraná-Etendeka large igneous province. **Earth-Science Reviews, 220**, 103-716.

Gomes, J. P., Bunevich, R. B., Tedeschi, L. R., Tucker, M. E., & Whitaker, F. F. (2020). Facies classification and patterns of lacustrine carbonate deposition of the Barra Velha Formation, Santos Basin, Brazilian Pre-salt. **Marine and Petroleum Geology, 113**, 1-21.

Growcock, F., & Harvey, T. (2005). **Drilling fluids. drilling fluids processing handbook**. Burlington, USA: Elsevier.

Herlinger, R., Freitas, G. D. N., dos Anjos, C. D. W., & De Ros, L. F. (2020, June). Petrological and Petrophysical Implications of Magnesian Clays in Brazilian Pre-Salt Deposits. **SPWLA 61st Annual Logging Symposium**, Virtual Online Webinar.

Hurst, A. (1990). Natural gamma-ray spectrometry in hydrocarbon-bearing sandstones from the Norwegian Continental Shelf. **Geological Society, 48** (Special Publications), 211-222.

Imbuzeiro, B. M. (2021). **Caracterização de eletrofacies e quimiofacies em soleiras de diabásio da bacia do Parnaíba**. Monografia, Universidade Federal Fluminense, Niterói, RJ.

Jerram, D., & Petford, N. (2011). **The field description of igneous rocks**. Oxford: John Wiley & Sons.

Jerram, D. A. (2015). Hot rocks and oil: are volcanic margins the new frontier? **Elservier R&D Solutions for oil & gas**. 01-12.

Jerram, D. A., Millett, J. M., Kück, J., Thomas, D., Planke, S., Haskins, E., Lautze, N., & Pierdominici, S. (2019). 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, 25**, 15-33.

Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streickesen, A., & Zanettin, B. (1986). A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali – silica diagram. **Journal of Petrology, 27**, 745-750.

Leite, C. O. N., De Assis Silva, C. M., & De Ros, L. F. (2020). Depositional and diagenetic processes in the pre-salt rift section of a Santos Basin area, SE Brazil. **Journal of Sedimentary Research, 90** (6), 584-608.

Le Maitre, R. W., Streickeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M. J., Bonin, B., Bateman, P., Bellieni, G., Dudek, A., Efremova, S., Keller, J., Lameyre, J., Sabine, P. A., Schmid, R., Sørensen, H., & Woolley, A. R. (2002). **Igneous rock: a classification and glossary of terms** (2ª ed). Cambridge: Cambridge University Press.

Lima, E. F., Waichel, B. L., Rossetti, L. D. M. M., Sommer, C. A., & Simões, M. S. (2018). Feeder systems of acidic lava flows from the Paraná-Etendeka Igneous Province in southern Brazil and their implications for eruption style. **Journal of South American Earth Sciences, 81**, 1-9.

Liu, J., Wang, P., Zhang, Y., Bian, W., Huang, Y., Tang, H., & Chen, X. (2012). **Volcanic rock-hosted natural hydrocarbon resources: a review**. London: IntechOpen.

Macdonald, G. A. (1953). Pahoehoe, aa, and block lava. **American Journal of Science, 251**, 169-191.

MacDonald, G. A., & Katsura, T. (1964). Chemical composition of Hawaiian lavas. **Journal of petrology, 5** (1), 82-133.

Mao, K. Y. (2015). Analysis on influence factors based on NMR simulation in igneous rocks. **Progress in Geophysics, 30** (4), 1755-1762.

Marins, G. M., Parizek-Silva, Y., Millett, J. M., Jerram, D. A., Rossetti, L. M., e Souza, A. D. J., Planke S., Bevilaqua L. A., & Carmo, I. O. (2022). Characterization of volcanic reservoirs; insights from the Badejo and Linguado oil field, Campos Basin, Brazil. **Marine and Petroleum Geology, 146**, 105-950.

Marsh, B. D. (2015). **The encyclopedia of volcanoes** (Cap. 8, pp. 185-201). London: Academic Press.

Marques, L. S., & Ernesto, M. (2004). **Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida** (Cap XV, pp. 245-264). São Paulo: Beca.

Marzoli, A., Renne, P. R., Piccirillo, E. M., Ernesto, M., Bellieni, G., & Min, A. D. (1999). Extensive 200-million-year-old continental flood basalts of the Central Atlantic Magmatic Province. **Science, 284** (5414), 616-618.

McPhie, J. (1993). **Volcanic textures: a guide to the interpretation of textures in volcanic rocks**. Tasmanian: Tasmanian Government Printing Office.

Merle, R., Marzoli, A., Bertrand, H., Reisberg, L., Verati, C., Zimmermann, C., Chiaradia M., Bellieni G., & Ernesto, M. (2011). $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages and Sr–Nd–Pb–Os geochemistry of CAMP tholeiites from Western Maranhão basin (NE Brazil). **Lithos, 122** (3-4), 137-151.

Milani E. J. (2004). **Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida** (Cap XVI, pp. 245-264). São Paulo: Beca.

Milani, E. J., & Ramos, V. A. (1998). Orogenias paleozóicas no domínio sul-ocidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências, 28** (4), 473-484.

Milani, E. J., & Zalán, P. V. (1999). An outline of the geology and petroleum systems of the Paleozoic interior basins of South America. **Episodes Journal of International Geoscience, 22** (3), 199-205.

Milani, E. J., Rangel, H. D., Bueno, G. V., Stica, J. M., Winter, W. R., Caixeta, J. M., Pessoa Neto, O. C. & Campos Neto, O. P. C. (2007). Bacias sedimentares brasileiras: Cartas estratigráficas. **Boletim de Geosciências da Petrobras,15**, 183-205

Millward, D., Phillips, E. R., Young, S. R., Evans, C. J., & Beddoe-Stephens, B. (2002). Gamma-ray, spectral gamma-ray, and neutron-density logs for interpretation of Ordovician volcanic rocks, West Cumbria, England. **Geological applications of well logs: AAPG Methods in Exploration, 13**, 251-268.

Miranda, F. S., Vettorazzi, A. L., da Cruz Cunha, P. R., Aragão, F. B., Michelon, D., Caldeira, J. L., Porsche, E., Martins, C., Ribeiro, R. B., Vilela, A. F., Corrêa, J. R., Silveira L. S., & Andreola, K. (2018). Atypical igneous-sedimentary petroleum systems of the Parnaíba Basin, Brazil: seismic, well logs and cores. **Geological Society, London, 472** (Special Publications), 341-360.

Mizusaki, A. M. P. (1986). **Rochas ígneo-básicas do Neocomiano da bacia de Campos – Caracterização e comportamento como reservatório de hidrocarbonetos**. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio de Janeiro. Rio de Janeiro, RJ, Brasil.

Mizusaki, A. M. P., Thomaz-Filho, A., Milani, E. J., & De Césero, P. (2002). Mesozoic and Cenozoic igneous activity and its tectonic control in northeastern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences, 15** (2), 183-198.

Mizusaki, A. M. P.; Petrini, R.; Bellieni, G.; Cominchiaramonti, P.; Dias, J.; Demin, A., & Piccirillo, E. M. (1992). Basalt magmatism along the passive continental margin of SE Brazil (Campos Basin). **Contributions to Mineralogy and Petrology, 111**, 143-160.

Mizusaki, A. M., Thomaz Filho, A. & Roisenberg, A. (2008, abril). Rochas igneo-básicas das bacias sedimentares brasileiras como potenciais reservatórios de hidrocarbonetos. **IV Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados**, Foz do Iguaçu, PR, Brasil.

Miyashiro, A. (1978). Nature of alkalic volcanic rock series. **Contributions to Mineralogy and Petrology, 66**, 91-104.

Mohriak, W. U. (2003). Bacias sedimentares da margem continental Brasileira. **Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil, 3**, 87-165.

Moreira, J. L. P., Madeira, C. V., Gil, J. A., & Machado, M. A. P. (2007, maio/novembro). Bacia de Santos. **Boletim de Geociencias da Petrobras, 15** (2), 531-549.

Nelson, C. E., Jerram, D. A., & Hobbs, R. W. (2009). Flood basalt facies from borehole data: implications for prospectivity and volcanology in Volcanic Rifted Margins. **Petroleum Geocience, 15**, 313-324.

Nelson, C. E., Jerram, D. A., Clayburn, J. A. P., Halton, A. M., & Roberg, J. (2015). Eocene volcanism in offshore Southern Baffin Bay. **Marine and Petroleum Geology, 67**, 678-691.

Nery, G. G. (2005). PERFILAGEM GEOFÍSICA (Relatório de Pesquisa/2005). **Hydrolog Serviços de Perfilagens LTDA**, Salvador, BA.

Oliveira, A. L., Pimentel, M. M., Fuck, R. A., & Oliveira, D. C. (2018). Petrology of Jurassic and Cretaceous basaltic formations from the Parnaíba Basin, NE Brazil: correlations and associations with large igneous provinces. **Geological Society, London, Special Publications, 472** (1), 279-308.

Oliveira, D. C., & Mohriak, W. U. (2003). Jaibaras trough: an important element in the early tectonic evolution of the Parnaıba interior sag basin, Northern Brazil. **Marine and Petroleum geology, 20** (3-4), 351-383.

Oliveira, L. C., Rancan, C. C., Sartorato, A. C. L., Farias, F. A., & Pereira, E. (2021). Drowning unconformities on presalt carbonate platforms–Examples from the Itapema Formation (Lower Cretaceous), Santos Basin, offshore Brazil. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 577**, 110-570.

Oreiro, S. G., Cupertino, J. A., Szatmari, P., & Thomaz Filho, A. (2008). Influence of pre-salt alignments in post-Aptian magmatism in the Cabo Frio High and its surroundings, Santos and Campos basins, SE Brazil: an example of non-plume-related magmatism. **Journal of South American Earth Sciences, 25** (1), 116-131.

Peate, D. W. (1997). The parana-etendeka province. **Geophysical Monograph-American Geophysical Union, 100**, 217-246.

Peate, D. W., Hawkesworth, C. J., & Mantovani, M. S. (1992). Chemical stratigraphy of the Paraná lavas (South America): classification of magma types and their spatial distribution. **Bulletin of Volcanology, 55** (1), 119-139.

Penna, R., Araújo, S., Geisslinger, A., Sansonowski, R., Oliveira, L., Rosseto, J., & Matos, M. (2019). Carbonate and igneous rock characterization through reprocessing, FWI imaging, and elastic inversion of a legacy seismic data set in Brazilian presalt province. **The leading edge, 38** (1), 11-19.

Pietzsch, R., Tedeschi, L. R., Oliveira, D. M., dos Anjos, C. W. D., Vazquez, J. C., & Figueiredo, M. F. (2020). Environmental conditions of deposition of the Lower Cretaceous lacustrine carbonates of the Barra Velha Formation, Santos Basin (Brazil), based on stable carbon and oxygen isotopes: a continental record of pCO2 during the onset of the Oceanic Anoxic Event 1a (OAE 1a) interval?. **Chemical Geology, 535**, 1-23.

Planke, S. (1994). Geophysical response of flood basalts from analysis of wire line logs: ocen drilling program site 642, Vøring Volcanic Margin**. Journal of Geophysical Research, 99**, 9279-9296.

Planke, S., Alvestad, E., & Eldholm, O. (1999). Seismic characteristics of basaltic extrusive and intrusive rocks. **The Leading Edge, 18** (3), 342-348.

Planke, S., Rasmussen, T., Rey, S. S., & Myklebust, R. (2005). Seismic characteristics and distribution of volcanic intrusions and hydrothermal vent complexes in the Vøring and Møre basins. **The Geological Society of London, 6** (1), 833-844.

Polteau, S., Mazzini, A., Galland, O., Planke, S., & Malthe-Sørenssen, A. (2008). Saucer-shaped intrusions: Occurrences, emplacement and implications. **Earth and Planetary Science Letters, 266** (1-2), 195-204.

Quirein, J. A., Gardner, J. S., & Watson, J. T. (1982, September). Combined natural gamma ray spectral/litho-density measurements applied to complex lithologies. **SPE Annual Technical Conference and Exhibition**, New Orleans, LA, USA.

Ran, Q., Wang, Y., Sun, Y., Yan, L., & Tong, M. (2014). **Volcanic gas reservoir characterization** (Cap. 5, pp. 163-202). Waltham: GPP.

Riccomini, C., Sant'Anna, L. G., & Tassinari, C. C. G. (2012). Pré-sal: geologia e exploração. **Revista USP, 95**, 33-42.

Rider, M. H. (2002). **The geological interpretation of well logs**. Malta: Interprint Ltd.

Rocha, L. A. S., & De Azevedo, C. T. (2019). **Projetos de poços de petróleo** (3ª ed., Cap. 1, pp. 01-06). Rio de Janeiro: Editora Interciência.

Rocha, L. A. S., Azuaga, D., Andrade, R., Vieira, J. L. B., & Santos, O. A. L. A. (2006). **Perfuração direcional** (2ª ed., Cap. 2, pp. 47-98). Rio de Janeiro: Editora Interciência.

Rocha, L., Favoreto, J., & Borghi, L. (2021). Coquinas da Formação Itapema, Campo de Mero (Pré-sal da Bacia de Santos): Análise de Microfácies e Paleoambiente Deposicional. **Anuário do Instituto de Geociências da UFRJ, 44**, 1-21.

Rodrigues, R. (1995). **A Geoquímica Orgânica da Bacia do Parnaíba**. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS.

Rodriguez-Carvajal, J., & Roisnel, T. (1998). New Windows 95/NT Applications for Diffraction Commission for Power Diffraction, International Union for Crystallography. **Newsletter, 20**, 5-8.

Rossetti, L. M., Lima, E. F., Waichel, B. L., Scherer, C. M., & Barreto, C. J. (2014). Stratigraphical framework of basaltic lavas in Torres Syncline main valley, southern Parana-Etendeka Volcanic Province. **Journal of South American Earth Sciences, 56**, 409-421.

Rossetti, L., Lima, E. F., Waichel, B. L., Hole, M. J., Simões, M. S., & Scherer, C. M. (2018). Lithostratigraphy and volcanology of the Serra Geral Group, Paraná-Etendeka Igneous Province in southern Brazil: Towards a formal stratigraphical framework. **Journal of Volcanology and Geothermal Research, 355**, 98-114.

Sartorato, A. C. L., Tonietto, S. N., & Pereira, E. (2020, September). Silicification and dissolution features in the brazilian Pre-salt Barra Velha formation: impacts in the reservoir quality and insights for 3D geological modeling. **Rio Oil & Gas Expo and Conference**, Rio de Janeiro, RJ.

Schlumberger (2013) Log Interpretation Charts. **Schlumberger**, Houston, TX.

Self, S., Keszthelyi, L., & Thordarson, T. (1998). The importance of pahoehoe. **Annual Reviews Earth Planet, 26**, 81-110.

Self, S., Thordarson, T., Keszthelyi, L., Walker, G. P. L., Hon, K., Murphy, M. T., Long, P., & Finnemore, S. (1996). A new model for the emplacement of Columbia River Basalts as large, inflated pahoehoe lava flow fields. **Geophysical Research Letters, 23**, 2689-2692.

Sial, A. N., & Mcreath, I. (1984). **Petrologia Ígnea** (vol. 1.). Salvador: Sociedade Brasileira Geologia/CNPQ/Ed. Bureau.

Souza, I. V. A. F. (2004). **Avaliação do efeito térmico das intrusivas ígneas em um horizonte potencialmente gerador da Bacia do Paraná: Formação Irati**. Monografia, Universidade Federal do Rio Janeiro, Rio de Janeiro, RJ.

Souza-Lima, W., Pinho, G. C., Silva, P. M., & Paraizo, P. L. B. (2006). Classificação de rochas ígneas em perfis elétricos. **Boletim de Geociências da Petrobras, 14**, 185-191.

Spacapan, J. B., Palma, O., Galland, O., Senger, K., Ruiz, R., Manceda, R., & Leanza, H. A. (2019). Low resistivity zones at contacts of igneous intrusions emplaced in organic-rich formations and their implications on fluid flow and petroleum systems: A case study in the northern Neuquén Basin, Argentina. **Basin Research, 32** (1), 3-24.

Streckeisen, A. (1978). IUGS subcommission on the systematics of igneous rocks. Classification and nomeclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites and melilitic rocks. Recommendations and suggestions. **Neues Jahrbuch für Mineralogie, 134**, 1-14.

Tan, M., Wu, H., Zhang, J., Wang, K., Mao, K., Li, B., & Li, C. (2022). Influencing mechanics and correction method of nuclear magnetic resonance measurement in igneous rocks reservoir. **Journal of Petroleum Science and Engineering, 208**, 109-648.

Thiede, D. S., & Vasconcelos, P. M. (2010). Paraná flood basalts: rapid extrusion hypothesis confirmed by new $^{40}Ar/^{39}Ar$ results. **Geology, 38** (8), 747-750.

Thomaz Filho, A., Mizusaki, A. M. P., & Antonioli, L. (2008). Magmatismo nas bacias sedimentares brasileiras e sua influência na geologia do petróleo. **Brazilian Journal of Geology, 38** (2), 128-137.

Thomaz Filho, A., Mizusaki, A. M. P., & Antonioli, L. (2008). Magmatismo nas bacias sedimentares brasileiras e sua influência na geologia do petróleo. **Revista Brasileira de Geociências, 38** (2), 128-137.

Trosdtorf Jr, I., Morais Neto, J. M., Santos, S. F., & Portela Filho, C. V. (2014). Diques e soleiras na Bacia do Parnaíba: geometria e padrões de alojamento. **Boletim de Geociências da Petrobras, 22**, 261-287.

Trosdtorf Jr, I., Morais Neto, J. M., Santos, S. F., Portela Filho, C. V., Dall Oglio, T. A., Galves, A. C. M., & Silva, A. M. (2018). Phanerozoic magmatism in the Parnaíba Basin: characterization of igneous bodies (well logs and 2D seismic sections), geometry, distribution and sill emplacement patterns. **Geological Society, 472** (Special Publications), 321-340.

Umino, S. (2012). Emplacement mechanism of off-axis large submarine lava field from the Oman ophiolite. **Journal of Geophysical Research, 117**, 01-24.

Vaz, P. T., Rezende, N. G. A. M., Wanderlay Filho, J. R., & Travassos, W. A. S. (2007). Bacia do Parnaíba. **Boletim de Geociências da Petrobras, 15** (2), 253-263.

Vettorazzi, A. L. S. (2012). **Caracterização sedimentológica dos arenitos da Formação Cabeças (Devoniano) na borda leste da Bacia do Parnaíba**. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Rio Janeiro, Rio de Janeiro, RJ.

Waichel, B. L., de Lima, E. F., Viana, A. R., Scherer, C. M., Bueno, G. V., & Dutra, G. (2012). Stratigraphy and volcanic facies architecture of the Torres Syncline, Southern Brazil, and its role in understanding the Paraná–Etendeka Continental Flood Basalt Province. **Journal of Volcanology and Geothermal Research, 215**, 74-82.

Walker, G. P. L. (1992). Morphometric study of pillow-size spectrum among pillow lavas. **Bulletin of Volcanology, 54**, 459-474.

Walker, G.P.L. (1971). Compound and simple lava flows and flood basalts. **Bulletin of Volcanology, 35**, 579-590.

Watton, T. J., Cannon, S., Brown, R. J., Jerram, D. A., & Waichel, B. L. (2014). Using formation micro-imaging, wireline logs and onshore analogues to distinguish volcanic lithofacies in boreholes: examples from Palaeogene successions in the Faroe-Shetland Basin, NE Atlantic. **Geological Society, 397** (Special Publications), 173-192.

Watton, T. J., Jerram, D. A., Thordarson, T., & Davies, R. J. (2013). Three-dimensional lithofacies varietion in hyaloclastite deposits**. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 250**, 19-33.

Watton, T. J., Wright, K. A., Jerram, D. A., &Brown, R. J (2014). The petrophysical and petrographical properties of hyaloclastites deposits: implications for petroleum exploration. **AAPG Bulletin, 98**, 449-463.

White, J. D., McPhie, J., & Soule, S. A. (2015). **The encyclopedia of volcanoes** (Cap. 19, pp. 363-375). London: Academic Press.

Winter, W. R., Janhert, E. J., & França, A. B. (2007, maio/novembro). Bacia de Campos. **Boletim de Geociências da Petrobras, 15** (2), pp. 511-529.

Wright, V. P., & Barnett, A. J. (2020). The textural evolution and ghost matrices of the Cretaceous Barra Velha Formation carbonates from the Santos Basin, offshore Brazil. **Facies, 66** (1), 1-18.

Xin, L. G., YuHua, W., Jie, Z., FengPing, Y., ChangHie, Y., Neville, T. J., Farag, S., XingWang, Y., & YouQing, Z. (2007, junho). Petrophysical characterization of a complex volcanic reservoir. **Anais do SPWLA Annual Logging Symposium**. Austin, Estados Unidos, 48.

Young, R.A. (1995). **The Rietveld Method**. Oxford: Oxford University Press.

Zalán, P. V., Wolff, S., Astolfi, M. A. M., Vieira, I. S., Concelcao, J. C. J., Appi, V. T., Neto, E. V. S., Cerqueira J. R., & Marques, A. (1990). The Parana Basin, Brazil: Chapter 33: Part II. Selected Analog Interior Cratonic Basins: Analog Basins. **AAPG Special Volumes, 51**, 681-708.

Zalán, P. V. (2004). **Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida** (Cap. XXXIII, 595-613). São Paulo: Beca.

Zalán, P. V. (2016, outubro). Cinco quilômetros de sedimentos paleozóicos abaixo do Pré-sal da bacia de Santos. **Anais do Rio Oil & gas Expo and Conference**, Rio de Janeiro, RJ.

Zemanek, J., Glenn, E. E., Norton, L. J., & Caldwell, R. L. (1970). Formation evaluation by inspection with the borehole televiewer. **Geophysics, 35** (2), 254-269.

Zoback, M. D. (2007). **Reservoir geomechanics**. Cambridge: University Press.

Zou, C., Zhang, G., Yang, Z., Tao, S., Hou, L., Zhu, R., Yuan, X., RAN, Q., Li, D., Wang, Z. (2013). Volcanic reservoirs and hydrocarbon accumulations: on unconventional petroleum geology. **Petroleum Exploration and Development, 40** (4), 223-273.

11. ANEXOS

11.1. PETROGRAFIA DAS 37 AMOSTRAS LATERAIS ESTUDADAS, DISCRIMINANDO CLASSIFICAÇÃO MINERALÓGICA, TEXTURA, ESTRUTURA, CRISTALINIDADE, MINERALOGIA E PERCENTUAL DE ALTERAÇÃO.

Profundidade (m)	Classificação mineralógica	Textura/estrutura	Cristalinidade	Principais minerais primários	Principais minerais secundários	Estimativa de alteração (%)
6432,6	Basalto	afírico/maciço	hipocristalino	plagioclásio, piroxênio, minerais opacos e vidro vulcânico	clorita e esmectita	20
6433,6	Basalto	afírico/maciço	hipocristalino	plagioclásio, piroxênio, minerais opacos e vidro vulcânico	clorita e esmectita	15
6434,6	Basalto	afírico/maciço	hipocristalino	plagioclásio, piroxênio, minerais opacos e vidro vulcânico	-	15
6436,6	Basalto	afírico/maciço	hipocristalino	plagioclásio, piroxênio, minerais opacos e vidro vulcânico	clorita e esmectita	15
6437,6	Basalto	afírico/maciço	hipocristalino	plagioclásio, piroxênio, minerais opacos e vidro vulcânico	clorita e esmectita	15
6440,6	Basalto	afírico/maciço	hipocristalino	plagioclásio, piroxênio, minerais opacos e vidro vulcânico	clorita e esmectita	15
6441,6	Basalto	afírico/maciço	hipocristalino	plagioclásio, piroxênio, minerais opacos e vidro vulcânico	clorita e esmectita	15
6442,6	Basalto	afírico/maciço	hipocristalino	plagioclásio, piroxênio, minerais opacos e vidro vulcânico	clorita e esmectita	15
6447,6	Basalto	porfirítico/ amigdaloidal	holohialino a hipocristalino	plagioclásio, piroxênio, minerais opacos e vidro vulcânico	clorita, esmectita e amígdalas preenchidas por clorita/esmectita	30
6484,8	Basalto	porfirítico/maciço	holohialino	plagioclásio, piroxênio, minerais opacos e vidro vulcânico	clorita e esmectita	15
6486,8	Basalto	fragmentos porfiríticos/brecha	fragmentos holohialinos	vidro vulcânico, plagioclásio e piroxênio	clorita e esmectita	60
6488,8	Basalto	porfirítico/ amigdaloidal	holohialino a hipocristalino	plagioclásio, piroxênio, minerais opacos e vidro vulcânico	clorita, esmectita e amígdalas preenchidas por clorita/esmectita	25
6490,8	Basalto	porfirítico/ amigdaloidal	holohialino a hipocristalino	plagioclásio, piroxênio, olivina, minerais opacos e vidro vulcânico	clorita e esmectita	25
6492,0	Basalto	porfirítico/maciço	holohialino a hipocristalino	plagioclásio, piroxênio, minerais opacos e vidro vulcânico	clorita e esmectita	15
6518,0	Basalto	fragmentos porfiríticos e afíricos/brecha	fragmentos holohialinos	plagioclásio, piroxênio e vidro vulcânico	clorita e esmectita	30
6528,0	Basalto	fragmentos porfiríticos/brecha	fragmentos holohialinos	plagioclásio, piroxênio e vidro vulcânico	clorita e esmectita	25
6539,0	Basalto	porfirítico/maciço	holohialino a hipocristalino	plagioclásio, piroxênio, minerais opacos e vidro vulcânico	clorita e esmectita	10
6552,0	Basalto	porfirítico/maciço	hipocristalino	plagioclásio, piroxênio, minerais opacos e vidro vulcânico	clorita e esmectita	15
6573,0	Basalto	porfirítico/ amigdaloidal	hipocristalino	plagioclásio, piroxênio, minerais opacos e vidro vulcânico	clorita, esmectita e amígdalas preenchidas por calcita	30

Profundidade (m)	Classificação mineralógica	Textura/estrutura	Cristalinidade	Principais minerais primários	Principais minerais secundários	Estimativa de alteração (%)
6577,0	Basalto	fragmentos porfiríticos e afíricos/brecha	fragmentos holohialinos	plagioclásio, piroxênio e vidro vulcânico	clorita e esmectita	40
6580,0	Basalto	fragmentos porfiríticos e afíricos/brecha	fragmentos holohialinos	plagioclásio, piroxênio, olivina e vidro vulcânico	clorita e esmectita	40
6615,0	Basalto	porfirítico/maciço	holohialino	plagioclásio, piroxênio, olivina e vidro vulcânico	clorita e esmectita	15
6633,0	Basalto	porfirítico/maciço	hipocristalino	plagioclásio, piroxênio e minerais opacos	clorita e esmectita	15
6647,0	Basalto	porfirítico/maciço	hipocristalino	plagioclásio, piroxênio, minerais opacos e vidro vulcânico	clorita e esmectita	15
6677,0	Basalto	porfirítico/maciço	hipocristalino	plagioclásio, piroxênio, minerais opacos e vidro vulcânico	clorita e esmectita	15
6683,0	Basalto	porfirítico/maciço	hipocristalino	plagioclásio, piroxênio, olivina, minerais opacos e vidro vulcânico	clorita e esmectita	15
6697,0	Basalto	porfirítico/maciço	hipocristalino	plagioclásio, piroxênio, minerais opacos e vidro vulcânico	clorita e esmectita	20
6715,0	Basalto	porfirítico/maciço	hipocristalino	plagioclásio, piroxênio, minerais opacos e vidro vulcânico	clorita e esmectita	15
6734,2	Basalto	porfirítico/maciço	hipocristalino	plagioclásio, piroxênio, minerais opacos e vidro vulcânico	clorita e esmectita	15
6744,6	Basalto	porfirítico/maciço	holohialino a hipocristalino	plagioclásio, piroxênio, minerais opacos e vidro vulcânico	clorita e esmectita	15
6754,6	Basalto	porfirítico/maciço	holohialino a hipocristalino	plagioclásio, piroxênio, olivina, minerais opacos e vidro vulcânico	clorita e esmectita	15
6769,5	Basalto	porfirítico/maciço	hipocristalino	plagioclásio, piroxênio, minerais opacos e vidro vulcânico	clorita e esmectita	10
6827,0	Basalto	porfirítico/maciço	hipocristalino	plagioclásio, piroxênio, minerais opacos e vidro vulcânico	clorita e esmectita	15
6832,0	Basalto	porfirítico/maciço	hipocristalino	plagioclásio, piroxênio, minerais opacos e vidro vulcânico	clorita e esmectita	20
6835,0	Basalto	porfirítico/maciço	hipocristalino	plagioclásio, piroxênio, minerais opacos e vidro vulcânico	clorita, esmectita e fraturas preenchidas por anidrita, barita, clorita e calcita	15
6843,0	Basalto	porfirítico/maciço	hipocristalino	plagioclásio, piroxênio, minerais opacos e vidro vulcânico	clorita, esmectita e amígdalas preenchidas por calcita	20
6850,0	Basalto	porfirítico/maciço	hipocristalino	plagioclásio, piroxênio, minerais opacos e vidro vulcânico	clorita, esmectita e amígdalas preenchidas por calcita	20

11.2. ELEMENTOS MAIORES DE AMOSTRAS LATERAIS DE NOVE POÇOS ESTUDADOS DA BACIA DE SANTOS.

Poço	Prof. (m)	SiO_2 (%)	Al_2O_3 (%)	$Fe_2O_3^{(T)}$ (%)	MnO (%)	MgO (%)	CaO (%)	Na_2O (%)	K_2O (%)	TiO_2 (%)	P_2O_5 (%)	LOI (%)	Total (%)
1-BRSA-1050-SPS	6432.6	51.23	12.98	12.56	0.18	5.19	8.93	2.52	1.24	2.22	0.29	1.48	98.82
1-BRSA-1050-SPS	6433.6	50.72	13.07	12.78	0.18	5.08	8.84	2.52	1.22	2.25	0.28	1.51	98.44
1-BRSA-1050-SPS	6434.6	51.70	12.92	12.63	0.19	4.97	8.90	2.50	1.24	2.26	0.30	1.45	99.06
1-BRSA-1050-SPS	6436.6	51.24	13.00	13.05	0.17	5.06	9.19	2.49	1.13	2.29	0.28	1.31	99.21
1-BRSA-1050-SPS	6437.6	51.07	13.17	12.89	0.18	5.12	9.07	2.57	1.12	2.27	0.27	1.24	98.98
1-BRSA-1050-SPS	6440.6	51.60	12.89	12.60	0.17	4.96	9.47	2.37	1.15	2.29	0.29	2.39	100.20
1-BRSA-1050-SPS	6441.6	50.65	13.03	12.31	0.15	4.96	9.02	2.40	1.20	2.36	0.29	2.07	98.44
1-BRSA-1050-SPS	6442.6	50.13	13.00	12.46	0.17	5.11	8.71	2.64	1.37	2.36	0.29	2.19	98.43
1-BRSA-1050-SPS	6488.8	53.10	14.03	9.68	0.09	4.70	2.82	3.46	3.73	1.87	0.34	4.18	98.00
1-BRSA-1050-SPS	6492.0	53.11	14.24	9.78	0.13	3.73	7.08	2.34	3.67	1.99	0.37	3.27	99.71
1-BRSA-1050-SPS	6552.0	50.59	16.24	10.44	0.16	4.93	10.28	2.57	1.34	1.69	0.20	1.95	100.40
1-BRSA-1050-SPS	6633.0	53.17	14.23	10.90	0.17	4.79	9.22	2.48	1.67	1.88	0.27	1.28	100.00
1-BRSA-1050-SPS	6647.0	52.14	13.51	10.39	0.13	5.90	5.42	3.92	2.37	1.91	0.27	2.95	98.92
1-BRSA-1050-SPS	6677.0	51.74	14.22	10.32	0.19	4.37	8.19	3.15	1.97	1.98	0.26	1.63	98.00
1-BRSA-1050-SPS	6683.0	50.92	14.74	10.67	0.17	5.39	8.34	3.33	2.07	1.88	0.26	2.29	100.10
1-BRSA-1050-SPS	6715.0	52.82	14.50	11.18	0.15	4.87	8.98	3.06	1.51	2.01	0.26	1.59	100.90
1-BRSA-1050-SPS	6734.2	51.89	13.99	10.27	0.14	6.08	7.86	3.87	1.90	1.73	0.20	2.36	100.30
1-BRSA-1050-SPS	6744.6	50.54	14.34	10.01	0.13	5.91	9.78	2.68	1.21	1.68	0.21	1.89	98.40
1-BRSA-1050-SPS	6754.6	51.86	15.10	10.08	0.14	5.50	10.27	2.84	1.16	1.73	0.22	1.39	100.30
1-BRSA-1050-SPS	6769.5	50.77	14.27	10.37	0.14	5.79	6.02	3.89	2.93	1.88	0.24	2.58	98.87
1-BRSA-1050-SPS	6827.0	49.18	14.02	11.65	0.30	5.63	7.14	3.51	2.76	1.93	0.22	1.81	98.14
1-BRSA-1050-SPS	6832.0	50.93	13.52	12.25	0.20	5.00	6.28	3.26	4.33	1.93	0.24	1.63	99.56
1-BRSA-1050-SPS	6843.0	48.21	13.87	13.55	0.13	4.59	3.18	3.28	5.30	2.73	0.33	4.06	99.22
7-LL-15D-RJS	5011.0	56.96	13.89	5.34	0.02	0.38	0.36	2.30	8.84	1.41	0.18	8.85	98.51
7-LL-15D-RJS	5016.5	70.11	9.04	2.12	0.02	0.34	0.55	2.47	3.93	0.25	0.07	11.75	100.60
7-LL-15D-RJS	5026.0	38.97	13.47	10.83	0.19	3.78	10.48	2.41	3.38	1.63	0.19	14.93	100.30
7-LL-15D-RJS	5032.5	72.13	9.29	2.93	0.02	0.73	2.13	0.93	5.83	0.40	0.12	6.40	100.90
7-LL-15D-RJS	5045.2	48.97	14.60	10.24	0.08	1.75	2.68	1.64	6.12	1.69	0.18	12.73	100.70
7-LL-11-RJS	5111.3	44.92	14.50	10.67	0.10	9.32	5.39	5.11	1.15	0.89	0.09	7.65	99.79
7-LL-11-RJS	5121.0	44.69	11.95	11.46	0.09	11.59	2.79	3.58	2.89	0.96	0.09	8.37	98.47
7-LL-11-RJS	5129.8	46.72	15.18	9.82	0.12	6.88	12.28	2.29	0.74	0.99	0.08	4.85	99.96
7-LL-11-RJS	5255.6	47.12	16.59	11.53	0.09	6.67	6.20	2.44	2.80	1.67	0.17	3.88	99.16
3-BRSA-755A-RJS	5303.0	67.47	12.44	3.69	0.02	1.09	0.68	1.16	9.30	0.31	0.03	2.24	98.43
3-BRSA-755A-RJS	5391.5	71.87	11.75	3.13	0.02	0.15	0.83	1.22	8.56	0.18	0.03	1.32	99.05
3-BRSA-755A-RJS	5421.0	63.05	14.04	7.99	0.12	1.85	2.87	4.06	3.67	1.00	0.17	1.46	98.26
3-BRSA-755A-RJS	5430.0	70.06	12.07	4.84	0.03	1.51	0.47	1.24	8.43	0.40	0.07	1.66	98.75
3-BRSA-755A-RJS	5450.0	69.42	11.49	5.30	0.05	0.12	2.50	1.64	7.87	0.27	0.04	2.68	98.44
3-BRSA-755A-RJS	5455.0	70.72	12.16	2.75	0.04	0.22	2.95	1.65	8.39	0.30	0.05	2.92	100.40
3-BRSA-755A-RJS	5458.0	62.71	13.15	9.08	0.05	2.20	0.71	1.50	8.48	0.82	0.10	3.00	99.79
3-BRSA-755A-RJS	5494.0	61.16	12.77	9.26	0.12	3.61	4.65	3.20	2.87	1.26	0.15	2.36	99.91
3-BRSA-1255-RJS	5230.1	48.12	15.39	11.00	0.16	6.94	9.44	3.64	1.31	1.79	0.34	4.48	100.90
3-BRSA-1255-RJS	5239.4	53.56	16.10	7.35	0.05	6.88	5.45	2.75	1.05	1.98	0.22	10.89	100.90
3-BRSA-1255-RJS	5244.8	44.25	8.88	12.98	0.18	20.53	6.15	1.95	0.70	1.09	0.22	5.36	99.84
3-BRSA-1255-RJS	5246.8	47.65	14.54	12.52	0.13	7.88	8.32	2.39	1.56	2.06	0.25	5.33	100.10
3-BRSA-1255-RJS	5249.7	51.37	14.85	9.85	0.15	6.11	9.26	2.94	1.60	2.21	0.27	2.94	100.00
3-BRSA-1255-RJS	5591.4	51.42	14.62	10.86	0.19	5.61	9.96	2.73	1.37	2.12	0.27	2.20	100.40
3-BRSA-1255-RJS	5623.3	50.22	15.41	10.68	0.17	6.62	9.73	3.06	0.89	2.25	0.26	2.12	100.70
3-BRSA-1255-RJS	5631.9	43.39	9.35	14.39	0.19	19.16	6.92	1.99	0.83	1.36	0.21	4.73	100.90
3-BRSA-1255-RJS	5638.0	44.39	10.78	9.93	0.18	7.63	13.19	1.62	2.63	1.44	0.11	14.30	99.72
3-BRSA-1255-RJS	5645.0	51.49	14.01	5.58	0.07	1.98	8.08	0.80	8.73	1.42	0.88	13.14	98.80
3-BRSA-1255-RJS	5662.9	51.16	14.35	10.92	0.09	6.14	8.24	2.86	1.27	2.04	0.18	5.74	100.20
3-BRSA-1255-RJS	5669.9	48.02	14.15	12.70	0.10	7.98	5.85	1.74	3.10	2.13	0.18	7.85	100.10

Poço	Prof. (m)	SiO_2 (%)	Al_2O_3 (%)	$Fe_2O_3^{(T)}$ (%)	MnO (%)	MgO (%)	CaO (%)	Na_2O (%)	K_2O (%)	TiO_2 (%)	P_2O_5 (%)	LOI (%)	Total (%)
3-BRSA-1255-RJS	5676.4	53.51	15.27	8.69	0.06	3.97	5.68	2.13	5.22	2.15	0.36	5.46	99.08
3-BRSA-1255-RJS	5697.5	50.56	14.27	11.47	0.20	6.39	10.06	2.84	0.75	2.03	0.23	2.27	99.85
3-BRSA-1255-RJS	5713.8	49.36	13.65	11.09	0.20	6.89	10.36	2.61	1.21	1.91	0.17	4.92	99.85
3-BRSA-1267A-RJS	5114.0	44.79	15.81	9.73	0.14	5.08	9.05	3.31	1.69	2.19	0.41	14.37	100.20
3-BRSA-1267A-RJS	5189.0	49.17	14.42	6.75	0.11	3.29	11.55	1.65	5.35	1.51	0.67	11.14	100.20
3-BRSA-1267A-RJS	5197.4	50.25	14.86	11.58	0.24	6.39	10.59	2.85	0.76	2.13	0.24	0.93	100.70
3-BRSA-1267A-RJS	5215.0	47.60	13.76	11.50	0.16	9.69	8.52	3.22	1.17	1.58	0.31	5.24	100.50
3-BRSA-1267A-RJS	5223.2	39.47	9.38	4.53	0.11	4.27	18.75	0.47	6.52	1.07	0.48	17.00	92.30
3-BRSA-1267A-RJS	5233.3	42.41	12.71	5.76	0.10	2.95	15.34	1.65	3.66	1.22	0.28	18.94	94.78
3-BRSA-1267A-RJS	5241.3	47.75	13.14	5.26	0.07	2.65	11.49	0.59	8.12	1.24	1.26	14.42	98.31
1-BRSA-886-RJS	6397.5	30.27	3.39	2.11	0.09	5.93	37.07	1.17	0.80	0.31	0.15	24.80	97.98
4-BRSA-971B-SPS	5804.0	56.88	0.21	0.41	0.02	1.13	30.31	0.20	0.05	0.01	0.04	25.92	100.90
4-BRSA-971B-SPS	5811.0	21.05	0.54	0.39	0.04	5.86	40.42	0.09	0.12	0.05	0.07	38.63	98.88
4-BRSA-971B-SPS	5812.0	21.96	0.17	0.16	0.04	1.91	44.71	0.07	0.03	0.01	0.02	38.53	98.91
4-BRSA-971B-SPS	5814.0	21.19	0.34	0.28	0.06	3.46	43.78	0.12	0.10	0.02	0.04	38.65	99.81
4-BRSA-971B-SPS	5821.0	13.89	0.72	0.44	0.04	8.92	39.09	0.09	0.28	0.06	0.05	41.04	98.72
4-BRSA-971B-SPS	5836.0	22.16	0.24	0.18	0.05	3.20	44.04	0.10	0.07	0.01	0.02	38.65	100.20
4-BRSA-971B-SPS	5844.0	12.17	0.23	0.17	0.05	8.39	41.78	0.07	0.09	0.02	0.04	42.12	99.99
4-BRSA-971B-SPS	5862.0	11.66	0.22	0.19	0.05	10.38	39.07	0.10	0.07	0.02	0.05	42.61	99.38
4-BRSA-971B-SPS	5867.0	18.75	0.43	0.25	0.04	6.13	41.62	0.21	0.10	0.03	0.03	39.61	99.71
4-BRSA-971B-SPS	5875.0	24.37	0.96	0.37	0.02	6.44	38.43	0.12	0.16	0.05	0.02	37.83	99.42
4-BRSA-971B-SPS	5877.0	24.29	1.16	0.57	0.05	8.35	34.87	0.10	0.21	0.11	0.03	37.67	97.70
4-BRSA-971B-SPS	5965.5	10.53	0.29	0.55	0.04	18.95	28.67	0.10	0.03	0.02	0.02	44.78	99.18
4-BRSA-971B-SPS	6117.0	37.97	0.75	0.71	0.05	7.82	31.14	0.12	0.18	0.06	0.02	33.58	99.45
4-BRSA-971B-SPS	6122.7	86.81	0.10	0.61	0.02	4.40	6.52	0.10	0.04	0.01	< 0.01	11.46	101.00
4-BRSA-971B-SPS	6141.0	37.97	3.25	1.74	0.06	5.67	30.31	0.26	1.55	0.30	0.06	29.94	99.57
4-BRSA-971B-SPS	6146.8	51.15	16.94	9.05	0.05	6.44	7.90	2.97	0.43	1.85	0.24	6.55	100.50
4-BRSA-971B-SPS	6148.5	51.57	16.04	9.30	0.07	5.49	8.31	2.59	1.60	1.72	0.31	7.00	100.80
4-BRSA-971B-SPS	6153.7	51.71	13.69	10.32	0.11	6.57	9.31	2.29	1.08	1.70	0.21	7.23	100.90
4-BRSA-971B-SPS	6156.7	51.57	15.55	9.65	0.13	6.13	10.28	2.75	0.41	1.78	0.22	3.04	99.84
4-BRSA-971B-SPS	6162.0	50.63	15.46	10.27	0.10	6.71	9.79	2.68	0.57	1.78	0.23	4.52	101.00
4-BRSA-971B-SPS	6168.0	52.65	15.97	8.73	0.06	6.27	8.69	2.82	0.40	1.93	0.25	5.51	100.70
4-BRSA-971B-SPS	6173.7	50.24	15.16	10.80	0.11	6.27	9.55	2.69	0.80	1.77	0.23	5.69	100.90
4-BRSA-971B-SPS	6177.0	74.22	5.04	5.00	0.07	4.00	7.18	0.58	0.59	0.79	0.06	10.05	100.60
4-BRSA-971B-SPS	6181.5	49.58	12.26	9.75	0.15	4.46	13.87	2.35	0.75	1.51	0.21	10.19	100.10
4-BRSA-971B-SPS	6192.0	40.53	8.75	7.91	0.19	7.19	15.78	1.31	3.02	1.16	0.15	19.90	96.36
4-BRSA-971B-SPS	6195.0	51.98	14.99	11.46	0.16	5.20	10.07	2.89	0.49	1.91	0.23	2.08	100.80
4-BRSA-971B-SPS	6198.0	51.50	14.47	11.81	0.20	5.78	9.51	2.81	0.48	1.92	0.24	2.70	100.10
4-BRSA-971B-SPS	6208.5	40.92	7.95	6.91	0.16	2.95	23.04	1.75	0.80	0.96	0.14	18.64	94.23
4-BRSA-971B-SPS	6247.0	49.92	16.30	10.44	0.14	6.02	10.51	2.50	0.80	1.61	0.17	4.07	100.90
4-BRSA-971B-SPS	6252.0	51.47	15.48	9.93	0.17	5.31	10.74	2.49	0.47	1.59	0.18	3.46	99.00
4-BRSA-971B-SPS	6327.0	48.05	9.98	10.53	0.12	6.48	9.48	1.88	3.00	1.60	0.06	17.09	100.10
4-BRSA-971B-SPS	6348.0	50.61	13.31	12.02	0.07	7.57	4.91	2.13	2.37	1.39	0.11	10.64	99.49
4-BRSA-971B-SPS	6398.0	50.22	15.27	9.77	0.10	5.27	10.11	2.77	1.49	1.77	0.19	5.61	99.48
4-BRSA-971B-SPS	6411.5	51.55	14.26	12.12	0.22	5.25	9.83	2.65	0.75	2.03	0.23	2.54	100.30
4-BRSA-971B-SPS	6429.0	50.58	16.38	10.89	0.16	5.46	10.25	2.59	0.56	1.73	0.18	2.62	100.20
4-BRSA-971B-SPS	6443.0	50.85	14.68	11.47	0.18	6.17	10.54	2.45	0.64	1.76	0.18	3.13	100.90
4-BRSA-971B-SPS	6466.0	50.78	14.60	11.18	0.18	6.05	10.07	2.90	0.64	1.69	0.18	3.44	99.94
4-BRSA-971B-SPS	6505.0	52.83	15.40	9.74	0.15	5.12	9.62	3.28	0.88	1.72	0.20	2.10	99.87
4-BRSA-971B-SPS	6582.5	49.80	14.03	11.88	0.20	5.97	10.45	2.63	0.66	1.98	0.20	5.37	101.00
4-BRSA-971B-SPS	6588.0	51.30	14.71	10.29	0.15	6.36	8.96	2.86	0.79	1.93	0.22	4.82	99.84
4-BRSA-971B-SPS	6595.0	51.81	14.14	9.78	0.16	4.79	9.34	3.56	1.44	1.75	0.20	7.07	100.70
4-BRSA-971B-SPS	6608.0	52.67	14.70	10.93	0.16	5.05	9.64	2.52	0.73	1.84	0.21	2.06	98.80
4-BRSA-971B-SPS	6616.0	53.57	14.39	10.11	0.15	6.47	9.71	2.45	0.49	1.46	0.15	2.95	100.80
4-BRSA-971B-SPS	6646.0	51.90	16.46	9.18	0.14	5.33	10.75	2.72	0.70	1.46	0.13	1.92	99.37
4-BRSA-971B-SPS	6648.0	52.05	16.27	9.33	0.14	5.76	10.81	2.71	0.69	1.44	0.15	1.99	100.60
1-BRSA-1063-SPS	6467.0	50.40	15.09	11.34	0.05	7.57	3.12	3.26	2.19	2.00	0.26	9.34	99.85

Poço	Prof. (m)	SiO_2 (%)	Al_2O_3 (%)	$Fe_2O_3^{(T)}$ (%)	MnO (%)	MgO (%)	CaO (%)	Na_2O (%)	K_2O (%)	TiO_2 (%)	P_2O_5 (%)	LOI (%)	Total (%)
1-BRSA-1063-SPS	6497.0	50.22	15.80	10.84	0.14	5.90	8.54	3.27	0.97	1.89	0.23	4.24	99.82
1-BRSA-1063-SPS	6504.0	50.47	15.14	10.61	0.08	5.97	8.09	2.43	1.68	1.83	0.24	6.95	99.96
1-BRSA-1063-SPS	6532.0	46.24	14.52	13.44	0.08	7.59	3.52	0.23	6.38	1.87	0.23	10.06	99.09
1-BRSA-1063-SPS	6544.5	50.66	14.63	10.71	0.14	6.11	10.52	2.31	0.80	1.75	0.22	3.02	98.63
1-BRSA-1063-SPS	6583.0	49.78	13.89	11.52	0.05	7.27	2.61	0.47	6.98	2.12	0.29	8.34	98.35
1-BRSA-1063-SPS	6605.0	50.58	14.51	11.61	0.11	4.98	7.32	3.92	0.96	1.90	0.20	6.96	99.07
1-BRSA-1063-SPS	6688.8	52.46	15.28	9.52	0.10	7.86	3.52	4.20	1.42	1.85	0.20	6.78	99.25
1-BRSA-1063-SPS	6738.6	52.18	14.88	8.14	0.13	7.52	5.37	3.56	2.74	1.53	0.18	7.60	99.72
1-BRSA-1063-SPS	6739.2	52.80	14.09	8.46	0.10	8.14	4.17	2.78	3.85	1.43	0.16	9.01	100.50
1-BRSA-1063-SPS	6744.5	49.70	13.71	8.21	0.15	6.68	9.17	3.43	2.78	1.43	0.18	9.99	101.00
1-BRSA-1063-SPS	6745.4	50.45	13.86	8.77	0.09	7.48	7.91	2.57	2.77	1.30	0.14	9.90	100.50
1-BRSA-1063-SPS	6759.2	51.40	15.90	9.44	0.14	5.78	9.79	3.18	1.05	1.39	0.18	3.17	99.55
1-BRSA-1063-SPS	6798.8	51.49	15.81	9.67	0.14	5.97	7.88	2.34	2.67	1.37	0.16	3.21	98.05
1-BRSA-1063-SPS	6812.3	51.60	15.94	9.41	0.13	5.33	11.24	2.41	0.67	1.47	0.17	2.04	98.65
1-BRSA-1063-SPS	6502.5	51.49	15.64	9.69	0.15	6.15	10.42	2.42	1.03	1.78	0.24	2.68	100.70
1-BRSA-1063-SPS	6508.0	52.40	16.02	8.58	0.10	7.68	5.84	4.03	1.08	1.88	0.24	5.12	100.70
1-BRSA-1063-SPS	6510.0	42.81	15.25	16.08	0.16	12.93	1.67	1.17	1.40	2.04	0.25	9.97	99.04
1-BRSA-1063-SPS	6512.0	51.98	15.83	9.59	0.09	5.97	6.21	3.66	1.94	1.75	0.29	6.06	100.40
1-BRSA-1063-SPS	6518.0	52.65	15.28	9.41	0.09	6.63	6.03	3.92	1.54	1.89	0.21	5.44	100.50
1-BRSA-1063-SPS	6520.0	52.00	15.69	9.34	0.07	6.14	5.61	3.79	1.87	1.93	0.27	6.23	99.38
1-BRSA-1063-SPS	6527.0	53.27	15.97	9.08	0.09	6.46	4.35	4.59	1.07	1.89	0.22	5.45	98.98
1-BRSA-1063-SPS	6536.0	51.49	15.73	10.23	0.15	5.72	9.08	2.95	1.13	1.87	0.22	3.78	100.70
1-BRSA-1063-SPS	6539.0	53.73	15.34	8.87	0.15	5.64	8.95	3.32	1.24	1.78	0.23	2.14	100.50
1-BRSA-1063-SPS	6541.5	51.63	15.58	9.67	0.16	6.70	8.45	3.38	1.18	1.81	0.23	3.11	100.60
1-BRSA-1063-SPS	6549.5	52.32	15.46	9.96	0.18	5.65	8.42	3.75	1.40	1.71	0.21	1.98	100.10
1-BRSA-1063-SPS	6552.0	52.57	15.06	9.77	0.18	5.90	7.94	3.62	1.61	1.69	0.21	2.15	99.12
1-BRSA-1063-SPS	6554.0	51.73	14.11	10.95	0.14	5.48	10.21	2.48	1.02	2.09	0.25	3.04	99.87
1-BRSA-1063-SPS	6555.0	50.83	14.26	11.59	0.10	5.27	8.87	2.27	1.59	1.95	0.27	5.23	99.14
1-BRSA-1063-SPS	6559.0	52.50	13.89	11.45	0.13	4.73	9.31	2.39	1.66	1.93	0.30	4.37	100.70
1-BRSA-1063-SPS	6562.0	50.25	15.76	9.65	0.11	6.78	9.80	2.43	0.61	2.11	0.28	5.03	100.50
1-BRSA-1063-SPS	6565.0	53.37	14.98	9.15	0.11	6.25	5.38	3.97	1.73	2.16	0.30	4.69	99.09
1-BRSA-1063-SPS	6586.5	49.09	13.76	13.06	0.06	8.44	2.17	0.22	6.67	1.38	0.30	8.34	98.80
1-BRSA-1063-SPS	6592.0	51.76	15.14	10.52	0.10	5.65	6.01	3.81	1.80	1.99	0.26	5.95	99.79
1-BRSA-1063-SPS	6598.0	50.51	14.64	11.15	0.09	6.59	6.01	4.14	0.34	1.68	0.23	7.74	98.40
1-BRSA-1063-SPS	6603.0	50.15	15.57	10.36	0.09	5.68	7.96	4.25	0.50	1.87	0.25	7.24	100.60
1-BRSA-1063-SPS	6609.0	53.12	16.53	8.54	0.13	5.42	7.21	4.60	0.86	1.88	0.25	3.55	100.30
1-BRSA-1063-SPS	6614.0	52.66	15.03	9.70	0.09	6.85	4.93	4.25	1.28	1.93	0.25	5.35	98.93
1-BRSA-1063-SPS	6660.1	51.09	14.77	10.66	0.11	6.70	5.87	3.23	2.24	1.80	0.22	7.38	100.60
1-BRSA-1063-SPS	6728.7	27.57	2.74	1.75	0.09	5.01	36.07	0.29	0.85	0.27	0.15	32.92	98.11
1-BRSA-1063-SPS	6866.8	7.44	0.35	0.61	0.12	2.77	48.01	0.20	0.13	0.02	0.19	42.70	99.30
1-BRSA-1063-SPS	6867.7	20.52	0.16	1.05	0.22	9.44	35.24	0.23	0.05	0.01	0.12	40.20	98.72
1-BRSA-1063-SPS	6877.3	63.78	0.20	0.89	0.10	0.30	24.90	0.20	0.08	0.01	0.12	26.45	100.50
1-BRSA-1063-SPS	6147.9	90.63	0.39	1.73	0.03	2.47	4.09	0.17	0.08	0.02	0.01	4.85	100.90
1-BRSA-1063-SPS	6167.8	20.58	0.41	0.59	0.02	7.22	40.86	0.56	0.10	0.03	0.06	37.18	99.96
1-BRSA-1063-SPS	6186.0	79.28	0.20	0.99	0.04	3.61	13.02	0.20	0.05	0.01	0.01	13.56	100.80
1-BRSA-1063-SPS	6194.5	77.30	0.79	1.55	0.05	5.28	11.13	0.39	0.18	0.08	0.13	13.72	99.98
1-BRSA-1063-SPS	6205.8	5.65	0.19	0.26	0.03	2.51	50.41	0.27	0.09	0.01	0.04	42.61	99.64
1-BRSA-1063-SPS	6320.0	19.65	0.38	0.31	0.04	3.50	44.17	0.45	0.09	0.03	0.06	38.56	99.58
1-BRSA-1063-SPS	6338.0	23.75	0.66	0.59	0.06	3.49	42.22	0.51	0.23	0.05	0.07	37.19	100.00
1-BRSA-1063-SPS	6357.7	38.65	3.76	2.01	0.06	7.70	25.97	0.87	2.14	0.38	0.13	28.75	98.87
1-BRSA-1063-SPS	6391.5	42.71	4.74	2.85	0.07	8.73	21.98	1.44	1.64	0.48	0.12	26.63	100.10
1-BRSA-1063-SPS	6421.5	53.64	6.64	4.03	0.05	9.42	11.77	1.62	2.42	0.66	0.21	19.21	98.64
1-BRSA-1063-SPS	6451.0	57.34	9.07	5.18	0.06	8.60	6.02	1.15	4.84	0.85	0.17	15.42	99.67
1-BRSA-1063-SPS	6454.5	53.80	8.32	4.85	0.07	8.49	11.13	0.76	3.40	0.77	0.18	17.93	100.00
1-BRSA-1063-SPS	6456.2	59.89	9.34	5.20	0.06	7.78	5.29	0.77	4.62	0.95	0.23	12.86	98.23
1-BRSA-1063-SPS	6458.0	56.89	9.17	5.79	0.06	8.25	6.84	0.80	4.16	0.90	0.18	14.23	98.09
1-BRSA-1063-SPS	6466.0	51.93	4.21	3.21	0.16	3.41	23.46	0.26	2.04	0.41	0.15	22.64	100.30

Poço	Prof. (m)	SiO_2 (%)	Al_2O_3 (%)	$Fe_2O_3^{(T)}$ (%)	MnO (%)	MgO (%)	CaO (%)	Na_2O (%)	K_2O (%)	TiO_2 (%)	P_2O_5 (%)	LOI (%)	Total (%)
1-BRSA-1063-SPS	6469.0	52.34	16.52	9.58	0.04	6.20	2.17	3.97	2.86	2.06	0.29	7.46	99.11
1-BRSA-1063-SPS	6472.0	50.82	17.71	9.24	0.08	7.19	4.22	4.28	1.15	2.17	0.26	6.15	100.40
1-BRSA-1063-SPS	6474.0	50.00	16.53	11.25	0.08	7.39	1.31	1.02	6.56	2.08	0.25	6.33	99.25
1-BRSA-1063-SPS	6480.0	52.23	16.00	9.16	0.11	6.47	6.04	3.76	1.00	1.90	0.22	4.85	98.33
1-BRSA-1063-SPS	6485.0	51.28	16.20	9.40	0.10	5.76	9.99	2.73	0.85	1.91	0.24	3.98	100.90
1-BRSA-1063-SPS	6487.0	49.63	15.44	11.13	0.13	6.70	10.47	2.52	0.71	1.93	0.22	2.81	100.50
1-BRSA-1063-SPS	6490.0	51.93	15.51	10.45	0.17	5.89	8.01	3.55	1.35	1.84	0.24	3.00	100.70
1-BRSA-1063-SPS	6494.0	49.87	18.45	10.14	0.06	7.33	1.97	0.90	6.42	1.98	0.26	5.88	100.70
1-BRSA-1063-SPS	6498.0	54.07	15.41	8.35	0.13	5.43	7.58	4.16	1.80	1.95	0.27	2.61	100.80
1-BRSA-1063-SPS	6498.5	53.57	15.33	10.15	0.16	5.20	5.68	4.64	1.45	1.99	0.23	2.74	99.29
1-BRSA-1063-SPS	6469.0	52.34	16.52	9.58	0.04	6.20	2.17	3.97	2.86	2.06	0.29	7.46	99.11
1-BRSA-1063-SPS	6472.0	50.82	17.71	9.24	0.08	7.19	4.22	4.28	1.15	2.17	0.26	6.15	100.40
1-BRSA-1063-SPS	6474.0	50.00	16.53	11.25	0.08	7.39	1.31	1.02	6.56	2.08	0.25	6.33	99.25
1-BRSA-1063-SPS	6480.0	52.23	16.00	9.16	0.11	6.47	6.04	3.76	1.00	1.90	0.22	4.85	98.33
1-BRSA-1063-SPS	6485.0	51.28	16.20	9.40	0.10	5.76	9.99	2.73	0.85	1.91	0.24	3.98	100.90
1-BRSA-1063-SPS	6487.0	49.63	15.44	11.13	0.13	6.70	10.47	2.52	0.71	1.93	0.22	2.81	100.50
1-BRSA-1063-SPS	6490.0	51.93	15.51	10.45	0.17	5.89	8.01	3.55	1.35	1.84	0.24	3.00	100.70
1-BRSA-1063-SPS	6494.0	49.87	18.45	10.14	0.06	7.33	1.97	0.90	6.42	1.98	0.26	5.88	100.70
1-BRSA-1063-SPS	6498.0	54.07	15.41	8.35	0.13	5.43	7.58	4.16	1.80	1.95	0.27	2.61	100.80
1-BRSA-1063-SPS	6498.5	53.57	15.33	10.15	0.16	5.20	5.68	4.64	1.45	1.99	0.23	2.74	99.29
1-BRSA-1063-SPS	6502.5	51.49	15.64	9.69	0.15	6.15	10.42	2.42	1.03	1.78	0.24	2.68	100.70
1-BRSA-1063-SPS	6508.0	52.40	16.02	8.58	0.10	7.68	5.84	4.03	1.08	1.88	0.24	5.12	100.70
1-BRSA-1063-SPS	6510.0	42.81	15.25	16.08	0.16	12.93	1.67	1.17	1.40	2.04	0.25	9.97	99.04
1-BRSA-1063-SPS	6512.0	51.98	15.83	9.59	0.09	5.97	6.21	3.66	1.94	1.75	0.29	6.06	100.40
1-BRSA-1063-SPS	6518.0	52.65	15.28	9.41	0.09	6.63	6.03	3.92	1.54	1.89	0.21	5.44	100.50
1-BRSA-1063-SPS	6520.0	52.00	15.69	9.34	0.07	6.14	5.61	3.79	1.87	1.93	0.27	6.23	99.38
1-BRSA-1063-SPS	6527.0	53.27	15.97	9.08	0.09	6.46	4.35	4.59	1.07	1.89	0.22	5.45	98.98
1-BRSA-1063-SPS	6536.0	51.49	15.73	10.23	0.15	5.72	9.08	2.95	1.13	1.87	0.22	3.78	100.70
1-BRSA-1063-SPS	6539.0	53.73	15.34	8.87	0.15	5.64	8.95	3.32	1.24	1.78	0.23	2.14	100.50
1-BRSA-1063-SPS	6541.5	51.63	15.58	9.67	0.16	6.70	8.45	3.38	1.18	1.81	0.23	3.11	100.60
1-BRSA-1063-SPS	6549.5	52.32	15.46	9.96	0.18	5.65	8.42	3.75	1.40	1.71	0.21	1.98	100.10
1-BRSA-1063-SPS	6552.0	52.57	15.06	9.77	0.18	5.90	7.94	3.62	1.61	1.69	0.21	2.15	99.12
1-BRSA-1063-SPS	6554.0	51.73	14.11	10.95	0.14	5.48	10.21	2.48	1.02	2.09	0.25	3.04	99.87
1-BRSA-1063-SPS	6555.0	50.83	14.26	11.59	0.10	5.27	8.87	2.27	1.59	1.95	0.27	5.23	99.14
1-BRSA-1063-SPS	6559.0	52.50	13.89	11.45	0.13	4.73	9.31	2.39	1.66	1.93	0.30	4.37	100.70
1-BRSA-1063-SPS	6562.0	50.25	15.76	9.65	0.11	6.78	9.80	2.43	0.61	2.11	0.28	5.03	100.50
1-BRSA-1063-SPS	6565.0	53.37	14.98	9.15	0.11	6.25	5.38	3.97	1.73	2.16	0.30	4.69	99.09
1-BRSA-1063-SPS	6586.5	49.09	13.76	13.06	0.06	8.44	2.17	0.22	6.67	1.38	0.30	8.34	98.80
1-BRSA-1063-SPS	6592.0	51.76	15.14	10.52	0.10	5.65	6.01	3.81	1.80	1.99	0.26	5.95	99.79
1-BRSA-1063-SPS	6598.0	50.51	14.64	11.15	0.09	6.59	6.01	4.14	0.34	1.68	0.23	7.74	98.40
1-BRSA-1063-SPS	6603.0	50.15	15.57	10.36	0.09	5.68	7.96	4.25	0.50	1.87	0.25	7.24	100.60
1-BRSA-1063-SPS	6609.0	53.12	16.53	8.54	0.13	5.42	7.21	4.60	0.86	1.88	0.25	3.55	100.30
1-BRSA-1063-SPS	6614.0	52.66	15.03	9.70	0.09	6.85	4.93	4.25	1.28	1.93	0.25	5.35	98.93
1-BRSA-1063-SPS	6660.1	51.09	14.77	10.66	0.11	6.70	5.87	3.23	2.24	1.80	0.22	7.38	100.60

11.3. ARTIGO PUBLICADO NA BRAZILIAN JOURNAL OF GEOPHYSICS.

Brazilian Journal of Geophysics (2022) 40, 1, 19-41
© 2022 Brazilian Geophysical Society
ISSN 2764-8044
DOI: 10.22564/brjg.v40i1.2156

IGNEABILITY FEATURE: AN EFFECTIVE, EASY AND LOW-COST WAY TO IDENTIFY BASIC IGNEOUS ROCKS USING WIRELINE WELL LOGS IN OPEN HOLE WELLS

Filipe Vidal Cunha Santa Rosa Soares de Oliveira[1*], Ricardo Tepedino Martins Gomes[1], Lidia Waltz Calonio[2], Krishna Milani Simões Silva[1], Isabela de Oliveira Carmo[1], Bruno Tosta Bittencourt[1], Bruna Maia Imbuzeiro[2], Carla Semiramis Silveira[2], Cleverson Guizan Silva[2], Antonio Fernando Menezes Freire[2]

[1] Petrobras, Rio de Janeiro, RJ, Brazil
[2] Universidade Federal Fluminense – UFF, Niterói, RJ, Brazil

*Corresponding author email: fvidal@id.uff.br

ABSTRACT. The correct identification of igneous rocks is of fundamental importance during drilling and to the quality of the initial assessment of their role in the petroleum systems. These rocks show characteristics in geophysical well logs that are distinct from those of sedimentary rocks. After calibrating with laboratory data, we propose a method to identify and characterize igneous rocks using basic geophysical logs. This method consists of a crossover between bulk density and photoelectric factor logs to identify basic igneous rocks in sedimentary sections, named "igneability feature". This log feature consists in using the bulk density log on the scale 2.0 to 3.0 g/cm³ in the same track as the photoelectric factor log on the inverted scale, from 12 to 2 b/e. Then, when the density log is to the right of the photoelectric factor, it denotes the presence of basic igneous rocks. Acid igneous rocks were also studied and characterized by a complementary method, which consists in a crossover between the gamma ray log and a factor calculated from the bulk density and photoelectric factor log curves. Thus, this method covers most of the varieties of igneous rock found in the Brazilian basins, such as Santos, Parnaíba and Paraná.

Keywords: igneous rocks; well logs; petrophysics; basalts; igneability feature.

INTRODUCTION

Since igneous rocks can develop several roles in the petroleum system, such as seal, reservoir, trap or heat supplier for generation (Jerram, 2015), their recognition at different scales and characterization can be strategic to the development of an oil field (Mizusaki et al., 1992; Planke, 1994; Jerram, 2015; Penna et al., 2019). In this sense, a better identification of various products of magmatic processes in petroleum basins can lead to novel ways to be applied to hydrocarbon exploration or even provide exploration in basins that were not possible until now (Thomaz-Filho et al., 2008).

In general, magmatic rocks are recorded in several onshore and offshore basins in the Brazilian margin, mostly related to the separation between South America and Africa (Thomaz-Filho et al., 2008). The most recent exploration of the Brazilian Pre-salt section in SE offshore basins hosts several occurrences of igneous rocks associated with the rifting process (Riccomini et al., 2012).

Despite the significance of volcanic rocks for oil exploration in Brazil and worldwide, the characterization of these rocks and their facies using well logs remains a challenge (Zou et al., 2013; Ran et al., 2014; Jerram, 2015; Fornero et al., 2019). The use of image logs is very useful but needs the collection of sidewall core samples (SWC) for their correct characterization during the open hole logging (Fornero et al., 2019). Some authors (Zou et al., 2013; Ran et al., 2014) point out that the characterization of these rocks should ideally be done by expensive logs such as elemental capture spectroscopy (ECS) and

resistive and acoustic image logs. However, basic well logs such as gamma ray, resistivity, sonic, density, neutron and photoelectric factor are low-cost and are a means of obtaining information regarding the faciology of these rocks when there is a limitation of samples, laboratory analyses and geophysical well logs (Nelson et al., 2009).

This work presents a proposal for the identification and differentiation of igneous rocks using basic well logs dealing with the problem of characterizing these rocks, which is usually made by rock analysis of spotted SWC samples, or demanding more complex and expensive well logs, such as imaging logs and ECS.

Igneous rocks in sedimentary basins

Volcanism is mostly associated with tectonic plate boundaries (LaFemina, 2015; Jerram et al., 2019) commonly present in sedimentary basins. It mainly presents basic composition, in the form of lava flows, or intrusive bodies, as dikes and sills (Thomaz-Filho et al., 2008). Important examples of this volcanism can be found in Mero field, as sills and subaerial lava flows (Penna et al., 2019), subaerial lava flows in the southeast of Santos Basin deepwater (Fornero et al., 2019), and volcanic basalt sequence in the south of Campos basin, characterized by pillow-lavas, pillow breccias, hyaloclastites, and laminated surge deposits (De Luca et al., 2017).

Basaltic magma is characterized by low silica concentration, low viscosity, and low dissolved gas content, when compared to more evolved acid magmas (Gill, 2010). It presents melts usually developed in effusive eruptions that can more rarely be explosive but are generally low explosive like strombolian volcanoes (Gill, 2010). These flows generate various igneous facies according to external factors, such as the fluid present at the surface (air or water), the water depth, the slope of the terrain, the viscosity of the magma, and the effusion rate (Walker, 1971; Umino, 2012).

Subaerial lava flows are formed when the magma with air creates a thin glass crust, isolating the magma below it, which is still liquid, giving origin to various morphologies, such as pahoehoe, rubbly pahoehoe and a'a (Macdonald, 1953; Walker, 1971; Self et al., 1998; Duraiswami et al., 2014). Compound pahoehoe lavas are 20 to 50 cm thick lobes, on average, composed of an outer glassy film and a crystalline interior with a vesicular or amygdaloidal structure (Macdonald, 1953). They may be inflated due to magmatic input generating a metric morphology called sheet pahoehoes (Self et al., 1998).

The pahoehoe, rubbly pahoehoe or a'a lava morphologies, when are inflated, are characterized by a thick massive core and a vesicular top (in the case of sheet pahoehoe) or brecciated top (in the case of rubbly pahoehoe and a'a), with the a'a lavas still having breccia at the base, while the others having only small pipes (Macdonald, 1953; Walker, 1971; Duraiswami et al., 2003, 2008, 2014).

Subaqueous lava flows are characterized by rapid cooling due to the high temperature contrast of the lava in contact with water, generating very different shapes and facies from subaerial flows (Gill, 2010). This thermal shock generates volcanic glass, which is unstable and rapidly alters into palagonite, smectite and illite (Watton et al., 2013, 2014). These lava flows can also present various morphologies such as pillow, lobate and sheet lavas, which depend on the effusion rate, the viscosity of the lava and the topography (Umino, 2012; White et al., 2015).

The process for forming subqueous lava flows can also form hyaloclastites, which are originated by a nonexplosive thermal granulation in quenching processes, produced from the contact of lava with water, or during the transport down steep pillow slopes named pillow breccia (White et al., 2015). The breccias are composed of volcanic glass, igneous fragments, altered clay facies (palagonite, smectite and illite) and zeolites (Watton et al., 2013, 2014).

Pillow lavas are a type of blend of lavas, besides being the subaqueous correlate of the pahoehoe lobes (Walker, 1971), which is characterized by an abundant presence of volcanic glass on the outside of its form, vesicles (or amygdales) and radial fractures, and minute crystals and volcanic glass in its interior (Macdonald, 1953).

Subvolcanic magmatism is also common in the Brazilian sedimentary basins in the form of dikes and sills (Thomaz-Filho et al., 2008), where the dikes are tabular conduits and discordant features of the host rocks that transport the magma, and the sills are tabular subsurface compartments and concordant with the host rock that may store the magma (Marsh, 2015). Dikes and sills do not hold compositional variation, except when they are allocated with the presence of phenocrystals or when they undergo magmatic recharge during crystallization, providing in both cases fractional crystallization in the sill (Marsh, 2015).

Volcanics with composition other than the tholeiitic basalts are less common but also occur in Brazilian basins, such as acid volcanic rocks in Paraná Basin (Peate et al., 1992; Lima et al., 2012) and the alkaline ones in Espírito Santo Basin (Pires and Bongiolo, 2016; Pasqualon et al., 2019), for example. Continuous Campanian age tuff layers are also described in Campos Basin (Winter et al., 2007).

Well logs for volcanic rock identification

The identification of igneous rocks should preferably be done by ECS and imaging well logs; nevertheless, these logs are not always available from every drilled well. However, it is possible to infer the lithology using only basic well logs (Zou et al., 2013) to understand the behavior of each group of volcanic and subvolcanic rocks in terms of their compositional and morphological variations.

When it comes to the variation between basic and acid igneous rock, the acid rocks present higher gamma ray (GR) values, while the highest density (RHOB), resistivity (RES) and acoustic wave velocity (DT) values are of the basic volcanics.

These logs also decrease their values when they present brecciated facies, while GR values will increase when the igneous rock has altered facies (Zou et al., 2013; Ran et al., 2014). Hence, Millward et al. (2002) propose that some incompatible elements, such as Nb, Y, Th, U and Zr, are proportional to the content of SiO_2 in the rock and that it is possible to observe the pattern change by the values of the GR log, being Th an indicator of the chemical composition of the rock. Thus, the highest GR values are related to acid rocks but, when formed in a subaqueous environment, they are more radioactive than their underwater counterparts (Ran et al., 2014).

In subaerial lava flows, the increase of vesicles and fractures is expressed by the decrease of density, resistivity, and acoustic wave velocity, but the increase of the natural radioactivity of the rock (Planke, 1994). This natural rock radioactivity is related to the low temperature alteration of the rock, expressed by the presence of smectite and celadonite, as well as the presence of sediments between the igneous flows, while density and sonic logs respond to changes in matrix, porosity, and fluid in the pores, being affected by the alteration to clay minerals (Planke, 1994). In pillow lavas and hyaloclastite sequences, the increase in K (%) is a good indicator of the presence of clay minerals concerning to the alteration of the rocks (Brewer et al., 1998), affecting therefore the density and sonic logs due to the presence of these altered minerals (Planke, 1994). Futhermore, it is an important indicator that can help differentiate subvolcanic from subaerial lava flows.

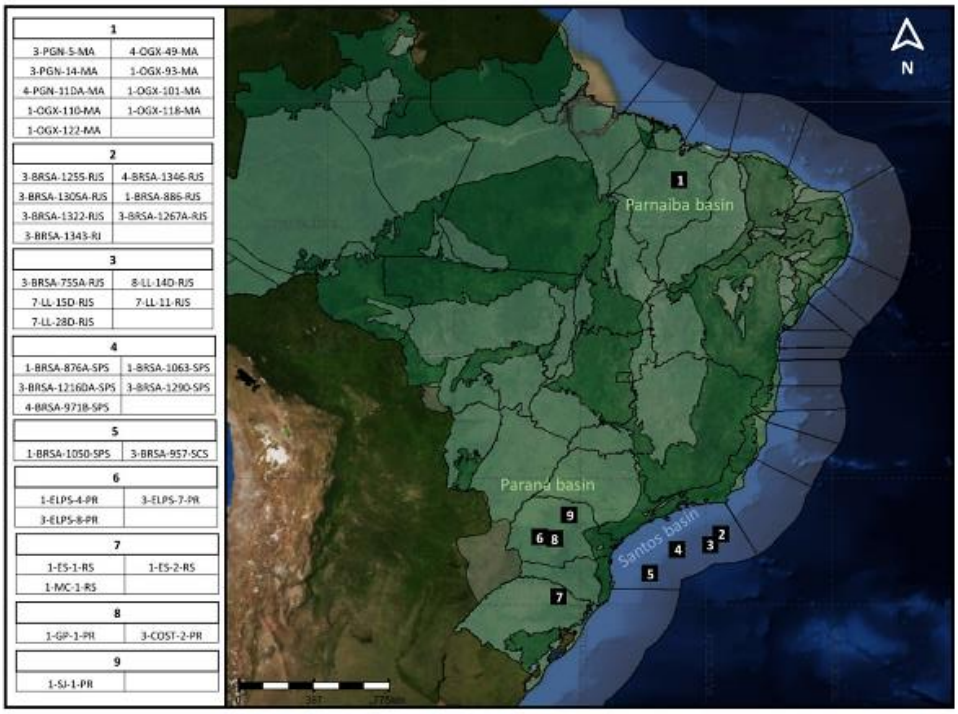
The subvolcanics present high values of impedance and acoustic wave velocity, and consequently higher density and lower sonic logs, when compared to the sedimentary section (Planke et al., 2005). The same characteristic in well logs is related to subaerial lava flow cores that exhibit higher density and lower sonic values, when compared to the sedimentary section, according to Bücker et al. (1998). In both cases, the caliper log shows the zones where a break-in occurs, as these are usually related to the coherent facies (Jerram et al., 2019).

DATA AND METHODS

For the development of the method presented in this study, we used public basic logs and rock data of wells from Santos, Parnaíba and Paraná basins with igneous rock occurrences (Figure 1), all provided by ANP (Brazilian National Agency of Petroleum, Natural Gas and Biofuels). These basic logs consist of gamma ray (GR), resistivity (RES), compressional sonic (DT), bulk density (RHOB), photoelectric factor (PEF) and neutron logs (NPHI).

The GR is a well log that obtains the natural radioactivity of the rock, from the elements potassium, thorium and uranium; the resistivity gives us the resistance to the passage of electric current in the rock; the sonic log reveals the transit time of the compressional wave in the formation; the neutron log indicates the porosity from a calculation of neutron absorption by the formation; the bulk density gives us a value considering the porosity as well; and the PE corresponds to an information that generates a value proportional to the average atomic number of the elements that compose the formation (Elis and Singer, 2007). The Interactive Petrophysics® version 4.6.1 software was used to analyze these well logs and generate the crossplots.

The rock data consist of lithogeochemical data (major, minor and trace elements); macroscopic description of sidewall core (SWC) and cutting samples; SWC images; X-ray diffraction (XRD); and X-ray fluorescence (XRF) data. They provided the rock mineralogical and textural characteristics, and rock classification. The mineralogy of the rock is identified by the description of the SWC or cutting samples and may be confirmed through XRD and XRF in some wells.



1	
3-PGN-5-MA	4-OGX-49-MA
3-PGN-14-MA	1-OGX-93-MA
4-PGN-11DA-MA	1-OGX-101-MA
1-OGX-110-MA	1-OGX-118-MA
1-OGX-122-MA	

2	
3-BRSA-1255-RJS	4-BRSA-1346-RJS
3-BRSA-1305A-RJS	1-BRSA-886-RJS
3-BRSA-1322-RJS	3-BRSA-1267A-RJS
3-BRSA-1343-RJ	

3	
3-BRSA-755A-RJS	8-LL-14D-RJS
7-LL-15D-RJS	7-LL-11-RJS
7-LL-28D-RJS	

4	
1-BRSA-876A-SPS	1-BRSA-1063-SPS
3-BRSA-1216DA-SPS	3-BRSA-1290-SPS
4-BRSA-971B-SPS	

5	
1-BRSA-1050-SPS	3-BRSA-957-SCS

6	
1-ELPS-4-PR	3-ELPS-7-PR
3-ELPS-8-PR	

7	
1-ES-1-RS	1-ES-2-RS
1-MC-1-RS	

8	
1-GP-1-PR	3-COST-2-PR

9	
1-SJ-1-PR	

Figure 1: Location of wells in Parnaíba (1), Santos (2, 3, 4, 5) and Paraná (6, 7, 8, 9) basins. The wells in close proximity were grouped into numbered zones, as shown in the table next to the image.

The classification is obtained with geochemical data using the TAS diagram (Le Maitre et al., 2002) and is correlated with the mineralogy found in the rock, whereas the texture may be punctually described with the SWC samples. This set of basic logs and data were used together to identify igneous rocks such as basalts, diabase, rhyolites, and volcanoclastics rocks in order to recognize and understand possible false negatives and false positives from a rock-log calibration. In Santos Basin, nineteen wells were analyzed containing distinct stratigraphic igneous intervals, located in the Pre-salt, Salt and Post-salt sequences. All igneous intervals have macroscopic descriptions of sidewall core samples (SWC) and drilling cuttings, and nine wells have chemical analysis for rock classification (Table 1).

In Parnaíba Basin, nine wells from the Parque dos Gaviões gas producing field were analyzed. These wells have cuttings of diabase dikes and sills described and analyzed by x-ray diffraction (XRD) and x-ray fluorescence (XRF) (Table 1).

In Paraná Basin, nine wells with lava flows overlies the aeolian sandstones of the Botucatu Formation (Scherer, 2000; Scherer and Lavina, 2006; Scherer and Goldberg, 2007 - Table 1). Samples or rock analysis data are not available for these wells, but the type of lava flows is well characterized in the literature by the presence of bimodal subaerial lavas, chemically classified basic or acid rocks (Bellieni et al., 1984; Lima et al., 2012; Waichel et al., 2012; Rossetti et al., 2014), where the distinction of basic from acid igneous rocks was made by the technique proposed by Zou et al. (2013) and applied to all data used in this study. This author separates volcanic rocks based on two crossplots, GR x DT and GR x RHOB, grouping these rocks into four lithotypes (basalts, andesites, dacites and rhyolites), and also inferring patterns of fracture or alteration and whether they are coherent or not.

Well log features

It was observed that a crossover between the bulk density (RHOB) and the photoelectric factor (PEF)

curves can be performed to identify basic igneous rocks (basalt and diabase) in sedimentary intervals and we named this crossover as "Igneability feature" (De Oliveira et al., 2018, 2019). This feature represents variations on compositional and morphological characteristics and was tested in different lithologies (sandstone, siltstone, mudstone, carbonate, salt, diabase, basalts with different morphologies, rhyolite, volcanoclastic rocks and rocks that underwent contact metamorphism) to validate the method efficiency. For basalt and diabase, this log feature consists in using the density log on the scale 2.0 to 3.0 g/cm³ in the same track as the photoelectric factor log on the inverted scale, from 12 to 2 b/e. So, when there is a crossover and the density is to the right side of the photoelectric factor, a hatching is made indicating the presence of igneous mafic rock or false positives.

For comparisons of the Igneability feature with other well logs, the Ig Factor was created, which is a mathematical calculation from the Igneability (Eq. 1), measuring on a dimensionless scale the distance between the curves in order to compare the feature with other well logs, which is also a mathematical calculation that results in a value between -1 and 1 that represents the distance between both curves for a given scale. This calculation was developed from the method for calculating the DRDN (Freire et al., 2019).

From the development of this calculation, it was possible to arrive at a simplification that resulted in Eq. 1, where the Igneability factor (Ig) represents the distance between the density curves (RHOB) and the photoelectric factor (PEF), with negative values indicating basic igneous rocks (RHOB to the right of the PEF). Values close to zero indicate that both curves are overlapping, and positive values indicate sedimentary or acid igneous rock, with PEF to the right of the RHOB.

$$Ig = 3.2 - RHOB - 0.1*PEF \quad (1)$$

On the other hand, for acid igneous rocks, a second crossover was created, called "Feature for acid igneous rocks". This was done using the gamma ray log on the 0 to 200 gAPI scale and the Ig Factor on the -2 to 2 scale, both in the same track with hatching when the GR is to the left of the Ig Factor. This crossover was also tested from several different lithologies in order to verify false positives and false negatives.

All false positives and false negatives were identified, always presenting a counterpoint to check how to know if there really is or not an igneous rock.

Rock-log calibration

Tests to understand the variations in well logs introduced in the previous topic were calibrated with cuttings or SWC samples, from which we got macroscopic description, petrophysics and geochemical analyses. These data provide an actual composition of the igneous or sedimentary rocks and help to interpret the well log response of each rock and to check the log feature or the characteristic presented.

In this direction, a total of 540 SWC samples were studied in 19 wells in Santos Basin, of which 230 have geochemical analysis. In Parnaíba Basin, the identification was done from the description, XRD and XRF analyses. On the other hand, in Paraná Basin, due to the paucity of well analyses, the available literature was used for such correlation (Table 1). Some of these wells have already been characterized by authors as to rock type or lava flow morphology (Fornero et al., 2019; Penna et al., 2019). For these cases these references were used for the model calibration, as long as they are in agreement with the macroscopic or geochemical descriptions used in the present work.

RESULTS

Well logs were used to separate igneous rocks from the sedimentary ones. Then, a preliminary identification was done to previously identify if the rock is basic, intermediate or acid, based on Ran et al. (2014) and Zou et al. (2013) techniques. Knowing whether the igneous rock is intrusive or extrusive is also of high interest during the drilling of a petroleum well; so, some methods have been applied for this, such as calibrating with SWC samples and image logs to check the functionality and accuracy of the interpretations using the geophysical well logs.

Igneous Rock Classification

Igneous rocks, previously identified by well logs especially in wells of Santos Basin, have their composition confirmed by macroscopic descriptions and chemical analyses in SWC samples, from the TAS diagram (Le Maitre et al., 2002).

In Santos Basin, igneous intrusive and extrusive rocks with basic and acid compositions were analyzed (Figure 2). The acid igneous rocks studied here have rhyolitic/trachydacitic composition and are only in the wells of the Tupi field, while the basic igneous rocks have alkaline or subalkaline signature with basaltic compositions, being more common in several areas of

Table 1: Studied wells and the samples available for macroscopic description, laboratory analyses performed on these samples, and special well logs used for characterization of the igneous rocks from literature methods (Ran et al., 2014; Watton et al., 2014; Fornero et al., 2019; Jerram et al., 2019).

Well	Basin	Rock samples	Laboratory analysis	Well log analysis
8-LL-14D-RJS	Santos Basin	SWC	-	Imaging and geochemical log
7-LL-15D-RJS	Santos Basin	SWC	Geochemical analysis	Imaging and geochemical log
7-LL-11-RJS	Santos Basin	SWC	Geochemical analysis	Imaging and geochemical log
7-LL-28D-RJS	Santos Basin	SWC	-	Imaging and geochemical log
3-BRSA-755A-RJS	Santos Basin	SWC	Geochemical analysis	-
3-BRSA-1255-RJS	Santos Basin	SWC	Geochemical analysis	Imaging and geochemical log
3-BRSA-1305A-RJS	Santos Basin	SWC	-	Imaging and geochemical log
3-BRSA-1322-RJS	Santos Basin	SWC	-	Imaging and geochemical log
3-BRSA-1343-RJS	Santos Basin	SWC	-	Imaging and geochemical log
3-BRSA-1267A-RJS	Santos Basin	SWC	Geochemical analysis	Imaging and geochemical log
4-BRSA-1346-RJS	Santos Basin	SWC	-	Imaging and geochemical log
1-BRSA-886-RJS	Santos Basin	SWC	Geochemical analysis	Imaging and geochemical log
1-BRSA-876A-SPS	Santos Basin	SWC	-	-
4-BRSA-971B-SPS	Santos Basin	SWC	Geochemical analysis	Geochemical log
1-BRSA-1050-SPS	Santos Basin	SWC	Geochemical analysis	-
1-BRSA-1063-SPS	Santos Basin	SWC	Geochemical analysis	Imaging and geochemical log
3-BRSA-1216DA-SPS	Santos Basin	SWC	-	Imaging and geochemical log
3-BRSA-1290-SPS	Santos Basin	SWC	-	Imaging log
3-BRSA-957-SCS	Santos Basin	SWC	-	Geochemical log
3-PGN-5-MA	Parnaíba Basin	Cutting	X-ray fluorescence	-
3-PGN-14-MA	Parnaíba Basin	Cutting	-	-
4-PGN-11DA-MA	Parnaíba Basin	Cutting	-	-
4-OGX-49-MA	Parnaíba Basin	Cutting	X-ray diffraction and fluorescence	-
1-OGX-93-MA	Parnaíba Basin	Cutting	-	-
1-OGX-101-MA	Parnaíba Basin	Cutting	X-ray diffraction and fluorescence	-
1-OGX-110-MA	Parnaíba Basin	Cutting	X-ray diffraction and fluorescence	-
1-OGX-118-MA	Parnaíba Basin	Cutting	-	-
1-OGX-122-MA	Parnaíba Basin	Cutting	-	-
1-ELPS-4-PR	Paraná Basin	-	-	-
3-ELPS-7-PR	Paraná Basin	-	-	-
3-ELPS-8-PR	Paraná Basin	-	-	-
1-ES-1-RS	Paraná Basin	-	-	-
1-ES-2-RS	Paraná Basin	-	-	-
1-MC-1-RS	Paraná Basin	-	-	-
1-GP-1-PR	Paraná Basin	-	-	-
3-COST-2-PR	Paraná Basin	-	-	-
1-SJ-1-PR	Paraná Basin	-	-	-

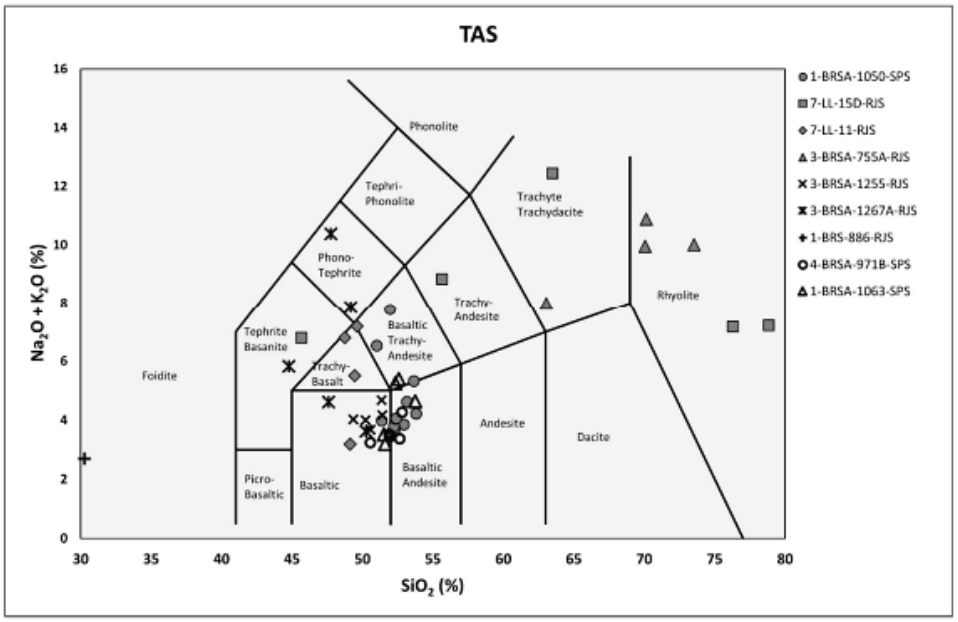


Figure 2: Classification chart of igneous rocks (TAS - Le Maitre et al., 2002) by chemical analyzes of SWC from some wells studied in Santos Basin.

the basin as intrusions and extrusions (Figure 2). In these wells, the SWC samples identified mainly carbonates in the Pre-salt section as host rock, or halite and anhydrite of the Ariri Formation as diabase intrusion.

In Parnaíba Basin, nine wells were analyzed at Parque dos Gaviões, a gas-producing area. These wells have intrusions associated with the Mosquito and Sardinha Formations, both in the form of diabase intrusions (De Miranda et al., 2018). The X-ray diffraction analysis of the igneous rocks in these wells predominantly shows plagioclase and pyroxene composition (Figure 3). In these wells the host rocks are shales, sandstones, or black shales, identified by description of cuttings and characterization by well logs and X-ray diffraction.

In Paraná Basin, 9 wells were studied in order to test the method in a known basin. However, these wells do not present SWC sample analysis, so the identification of these volcanic rocks was done by cuttings and the Zou et al. (2013) method to distinguish acid from basic igneous by well logs (Figure 4). The host rocks were identified as sandstones and shales mainly from the description of cuttings and characterization by well logs.

Igneability feature

We propose the "Igneability feature", a technique that uses bulk density (RHOB) and photoelectric factor (PEF) logs as a crossover that separates basic igneous rocks from sedimentary ones, due to the difference between both lithological types in relation to the bulk density of these rocks and the atomic number of the elements that compose the mineralogy. Meanwhile, the drilling environment is complex and there is a need to identify situations in which the crossover will suggest the presence of igneous rocks, even if they are not, or the opposite. However, it is worth noting that exceptions are occasional and how to distinguish false positives and false negatives will be discussed.

As the mineralogy of a mafic igneous rock is quite different from the one of sedimentary rocks, the bulk density and photoelectric factor logs vary considerably from the ones of the sedimentary rocks. However, acid igneous rocks have a mineralogy very similar to the siliciclastic sedimentary rocks, both being mainly composed of quartz, alkali feldspars and sodium plagioclase. This makes it difficult to separate both using these two geophysical well logs.

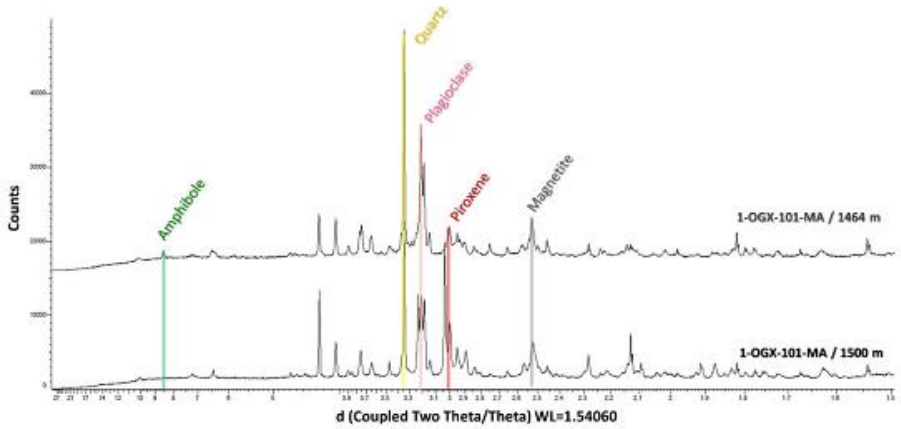


Figure 3: Result of two X-ray diffraction analyses, carried out on drill cutting samples from igneous rocks in well 1-OGX-101-MA in Parnaíba Basin, proving the main composition of the lithology as pyroxene, plagioclase, quartz, amphibole, and magnetite. The presence of quartz is ambiguous due to the possibility of this solid material being in the drilling fluid or related to the enclosing sandstone.

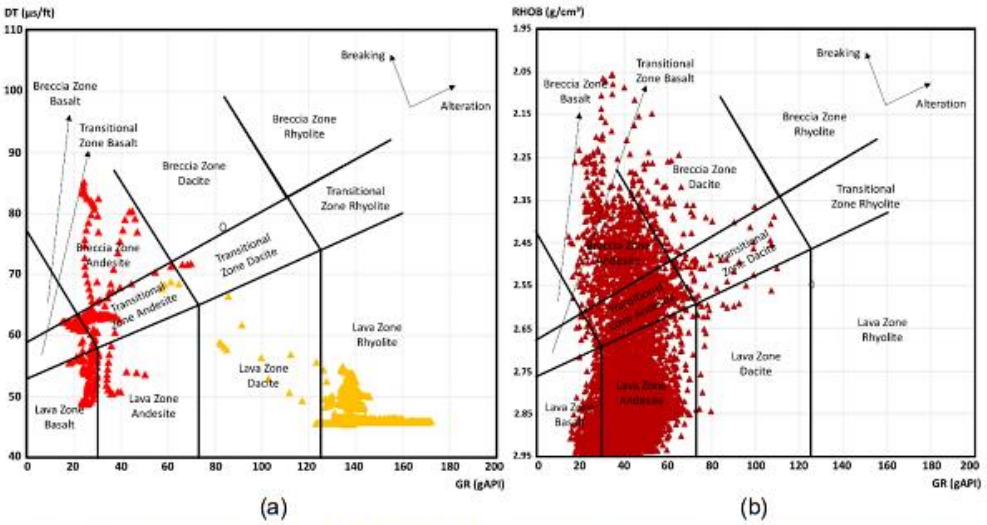


Figure 4: Two crossplots modified by Zou et al. (2013), a) one being the relationship between gamma rays and sonic logs of basic and acid composition intrusions in Paraná Basin and b) the other between gamma rays and density bulk of a sequence of basic lava flows of Serra Geral Fm. in Paraná Basin.

Contrast between basic igneous and sedimentary rocks

In Parnaíba and Paraná Basins, it is common to have intrusions into siliciclastic sedimentary sequences composed of sandstone, siltstone, and shale. These sedimentary lithologies present a pronounced contrast between RHOB and PEF when compared to igneous rocks; so, the Igneability feature works well in these situations, as the example from well 1-OGX-110-MA (Figure 5a), with three diabase intrusions, composed by plagioclase, pyroxene, and olivine, characterized by XRD on cuttings, showing a mineralogy composed of plagioclase, pyroxene, and olivine (De Oliveira et al. 2021; Imbuzeiro, 2021). These intrusions present a well-defined crossover for host rocks like mudstones, silts, and sandstones in this basin. This pattern is repeated in the

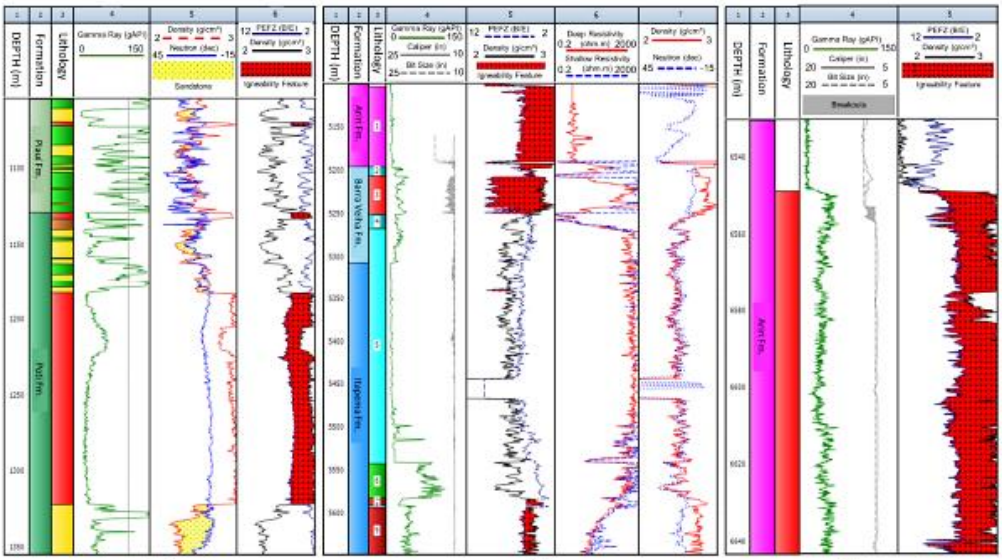


Figure 5: Three wells presenting different cases with the Igneability feature: a) Well 1-OGX-110-MA in Parnaíba Basin showing some diabase intervals (red in track 3) intruded in sandstones (yellow in track 3), siltstones (brown in track 3) and shales (green in track 3); b) Well 3-BRSA-1255-RJS in Santos Basin showing Pre-salt carbonates (light blue in track 3) below an anhydrite layer (pink in track 3) with two associated igneous layers: a diabase intrusion (red in track 3) in carbonate rocks (dark blue in track 3) and basalts (dark red in track 3). The anhydrite forms a false negative in the Igneability feature; c) Well 1-BRSA-876A-SPS in Santos Basin showing the contact between a diabase (red in track 3) and the halite of Ariri Fm. (white in track 3).

other wells in this basin as well as in Paraná Basin, with intrusions in different stratigraphic positions.

When the intrusions occur in carbonates of the Santos Basin Pre-salt, as in well 3-BRSA-1255-RJS (Figure 5b), the crossover also occurs in the igneous rock, but forms a transitional contact near the most proximal portion of the carbonate that may have undergone a thermal effect, with the PEF and RHOB coming closer together, but still with the RHOB to the right, according to the expected response for an igneous rock (Figure 6b). In the basal portion of this well, there is another igneous rock interval, a subaqueous extrusive basalt (Penna et al., 2019), but does not display zones under thermal effect; then the crossover can be seen without the transitional portion, working, in turn, as a sign of intrusive or extrusive magmatism. The entire lithological interpretation of this well was adjusted with description and analysis in a SWC sample, as described by Penna et al. (2019). These characteristics described above, referring to igneous rocks in carbonate sequences, are repeated in several wells in the Pre-Salt, including the exploratory wells and in the Mero and Tupi fields.

Some intrusions can occur in the saline section in wells of Santos Basin, as in the example of well 1-BRSA-876A-SPS (Figure 5c). In this well a diabase intrusion was identified in the halite of the Ariri Fm., where the crossover was formed without any transition referring to possible thermal effect. Descriptions of the SWC samples showed a diabase with fine phaneritic texture and plagioclase phenocrysts.

Diabases and host rock log features

The intrusive basic igneous rocks (diabase) are totally massive and therefore do not present great variation in the bulk density log; thus, the Igneability feature is very homogeneous and with high separation between the RHOB and PEF curves (Figure 5b). Besides having their GR values varying between 20 and 50 API, they have high resistivity values, low sonic ones, and the density with high values and always to the right of the neutron. Commonly, these rocks have a caliper indicating breakout (Jerram et al., 2019), due being massive and presenting a natural fracturing pattern because of the cooling process (Figure 6b).

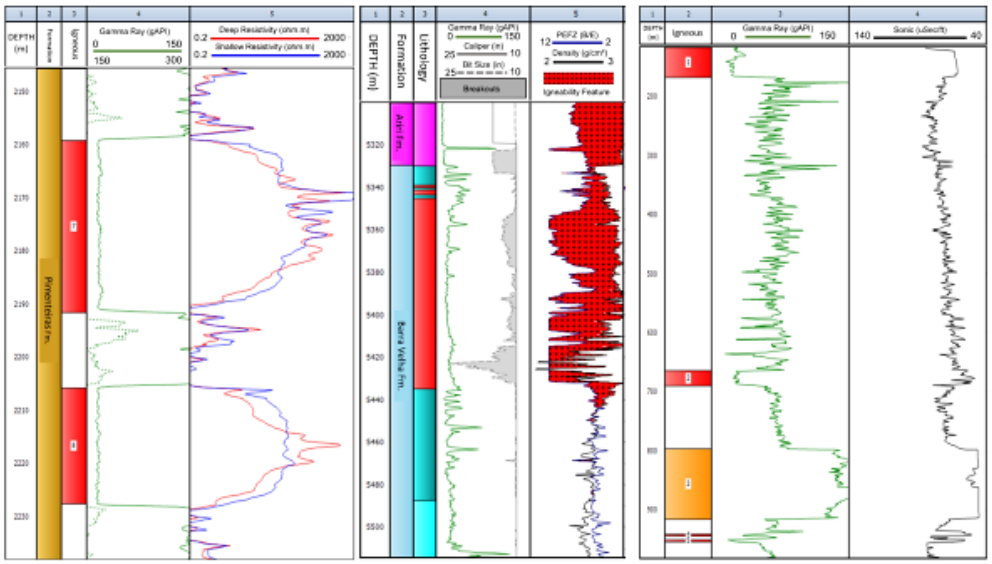


Figure 6: Three wells presenting different cases with the Igneability feature: a) Well 1-OGX-93-MA in Parnaíba Basin showing some diabase intervals (red in track 3) intruded into generator shales (white in track 3) of Pimenteiras Fm.; b) Well 3-BRSA-1305A-RJS in Santos Basin showing a diabase (red in track 3) intruded into Pre-salt carbonates (light blue in track 3) forming a contact metamorphic zone noticeable in well logs (dark blue in track 3), above all anhydrite (pink in track 3); c) Well 1-SJ-1-PR in Paraná Basin showing diabase sills (1 and 2 in red in track 3) and rhyolite (3 in orange in track 3) in an undifferentiated sedimentary section (white in track 3), in addition to possible diabase dykes (4 and 5 in red in track 3).

An igneous intrusion affects the host rocks in different ways, depending on the sedimentary rock. Three examples of intrusions into distinct sedimentary rocks show different relationships with the Igneability feature (Figure 5). The relation of intrusion and siliciclastic sedimentary host rock reveals that the Igneability feature decreases the crossover at the exact contact between the igneous and the sedimentary lithologies, but the distance between the PEF and RHOB logs is somewhat smaller in the sandstone or shale affected by the intrusion. This is not observed in sandstones and shales that have suffered little influence from the intrusion. If such intrusion occurs in an immature shale (Figure 6a), the heat will cause oil and gas generation (Dos Anjos and Guimarães, 2008), exhibiting in the portion most proximal to the igneous rock a zone with very low resistivity called Contact Low Resistivity Zones (CLRsZ), according to Spacapan et al. (2020).

This process occurs also in well 1-OGX-93-MA where the CLRsZ occurs due to several intrusions in the Pimenteiras Fm., presenting apparent thickness of up to half of the thickness of the diabase sill (Figure 6a). Intrusions in carbonate sequences, which occur in the Santos Basin Pre-salt, can also present this CLRsZ when this carbonate is an oil reservoir (Figure 5b). This thermal contact zone causes a transitional effect on the Igneability feature, causing the crossover not to break up exactly at the contact between the igneous and the carbonate rocks, but at a certain distance, that varies from intrusion to intrusion, but always less thick than the CLRsZ, when it is present, as we can observe in Figures 5b and 6b.

Intrusions in saline sequences, with halite as host rocks, have little effect on the Igneability feature, with the occurrence of only a thin zone (just under 5 m for an intrusion of 280 m in 1-BRSA-876A-SPS), where the RHOB and PEF logs are very close to each other, but without developing the crossover (Figure 5c).

The identification of false positives when using the Igneability feature is very important to understand these limitations and to know how to work around them (Table 2). The clearest situation is the presence of anhydrite in the sedimentary section, since it presents RHOB and PEF logs like diabase intrusions, as we can see in Santos (Figures 5b and 6b) and in Parnaíba Basins (Figure 7a). Other false positives are related to

Table 2: Relationship between false positives and false negatives in the Igneability feature for each rock and how to identify them. *Breakout zone applies to any rock.

Rock	Method exceptions	Example of occurence	Criteria to determine
Carbonatic host rocks	False positive	Figure 6b	Carbonate near an intrusive igneous rock. DRDN ≅ 0
Anhydrite	False positive	Figures 5b, 6b and 7a	GR ≤ 10 gAPI; NPHI ≤ 0%. Homogeneous well log patterns.
Dolomites or crystalline limestones	False positive	Figure 7a	The RHOB and NPHI are close or together, DRDN ≅ 0. RHOB ≤ 2.84 g/cm³.
Breakout zone*	False positive	Figure 7b	Caliper log >> bit size, PEF increases and RHOB decreases.
Hialoclastites	False negative	Figure 8a	0.1 < DRDN < 0.5 (distance between RHOB and NPHI similar to massive basalt); 10 < GR < 90 gAPI; 1 < RES < 20 Ωm
Autobreccia	False negative	Figures 8b and 8c	0.1 < DRDN < 0.5 (distance between RHOB and NPHI similar to massive basalt); 30 < GR < 90 gAPI; 1 < RES < 40 Ωm
Vesicular or amygdaloidal basalt	False negative	Figures 8b and 8c	0.1 < DRDN < 0.5 (distance between RHOB and NPHI similar to massive basalt); 30 < GR < 50 gAPI; 1 < RES < 40 Ωm
High altered basalt	False negative	-	Depending on the degree and type of alteration of the basalt, the relationship between RHOB and NPHI changes little, just getting closer than the one for a massive basalt. However, a high alteration may prevent this technique from identifying it as basalt, requiring laboratory analysis.
Acid igneous rocks	False negative	Figures 12a and 12b	Use the Igneability feature for acid igneous rock.

carbonate host rocks (Figures 5b and 6b), dolomites or crystalline limestones (Figure 7a), some metamorphic rocks and breakout zones. They are summarized in Table 2 and will be detailed in the topic Discussion.

Basalt log features

The extrusive igneous basic rocks (basalts) can be divided into two groups: subaqueous and subaerial lava flows. Both present morphologies that control the structure and the presence of volcanic glass or alteration minerals and both present patterns in the Igneability feature that are different from the diabase ones and are distinct from each other.

The subaqueous outcrops are mainly composed of pillow lavas and hyaloclastites, where the Igneability feature works well, with the exception of some hyaloclastites with much alteration to clay minerals, causing the curves to come close and even uncross the crossover in some cases. The average distance between RHOB and PEF in the crossover will be up to twice smaller than in the diabase and will present a more irregular behavior in the well logs (Figure 8a).

Subaerial lava flows are composed of a succession of various morphologies such as pahoehoe, rubbly pahoehoe and a'a. Some of these morphologies may have a massive core (sheet pahoehoe, rubbly pahoehoe and a'a), but normally associated with a vesiculated or brecciated facies at the top or top and bottom (Macdonald, 1953; Walker, 1971; Duraiswami et al., 2003, 2008, 2014). The vesiculated and brecciated facies provide a drop in the RHOB curve at the top of the sheet pahoehoe and the rubbly pahoehoe (Nelson et al., 2009), then they may not provide the crossover of the Igneability feature depending on the percentage of vesicles and the degree of breccia

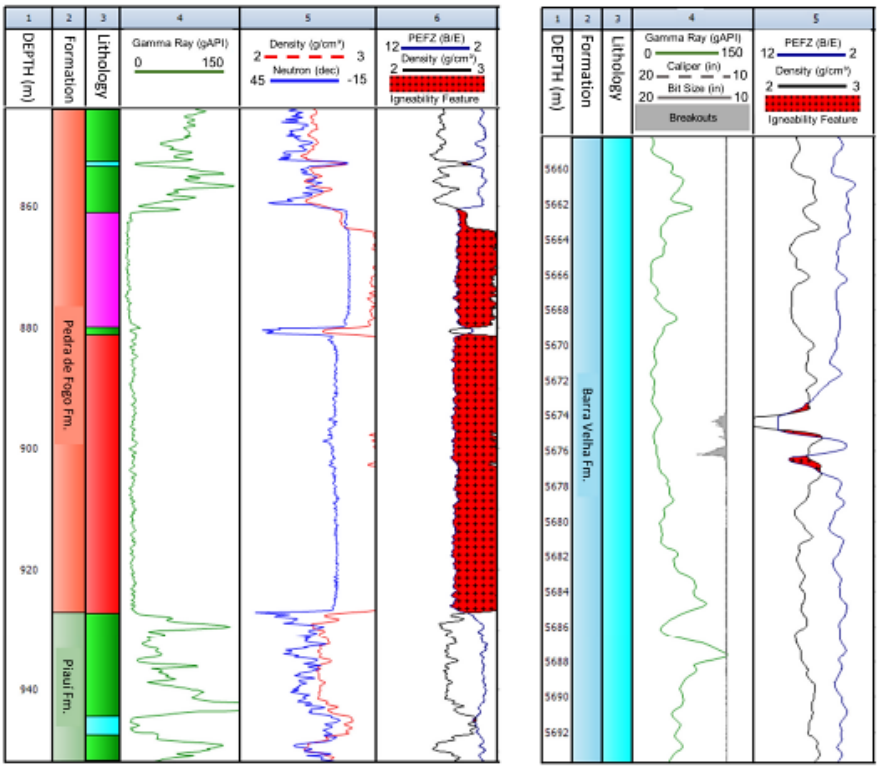


Figure 7: Two wells showing different cases with the Igneability feature: a) Well 1-OGX-110-MA in Parnaíba Basin showing some diabase (red in track 3) intruded into a sedimentary section composed of shales (green in track 3), carbonates (blue in track 3) and anhydrite (pink in track 3); b) Well 3-BRSA-1305A-RJS in Santos Basin showing Pre-salt carbonates (light blue in track 3) with a breakout zone evidenced by the caliper log.

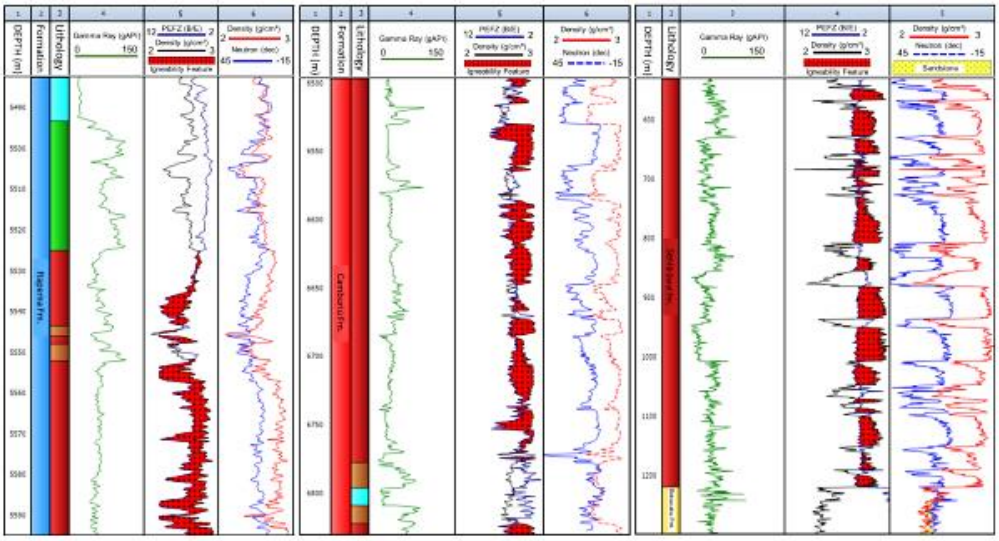
compaction. For this reason, the subaerial flow sections show an intermittent pattern (crossover and not crossover) in the igneability feature where it is possible to observe that every flow has a crossover at the base and does not have one at the top (Figures 8b and 8c).

Igneability Factor (Ig): a comparison with other well logs

The integrated use of the Ig factor with the other well logs allows us to study and understand geological variations such as the composition of the igneous rock (basic or acid), their facies (massive, vesicular or brecciated) or the degree of alteration (due to the presence of glass). When we compare it with the GR log it is possible to see the correlation cited by Ran et al. (2014), where more acid igneous rocks have higher GR values, and compare this with our observations about the fact that the Igneability feature does not see the acid igneous rocks. In this sense, the same reasoning can be applied for the basic igneous rocks (Figure 9a), where lower GR values are observed and a comparison with the Ig factor is also possible. However, there are facies variations that are best observed in basic volcanics and actual variations as to the response of the Igneability feature.

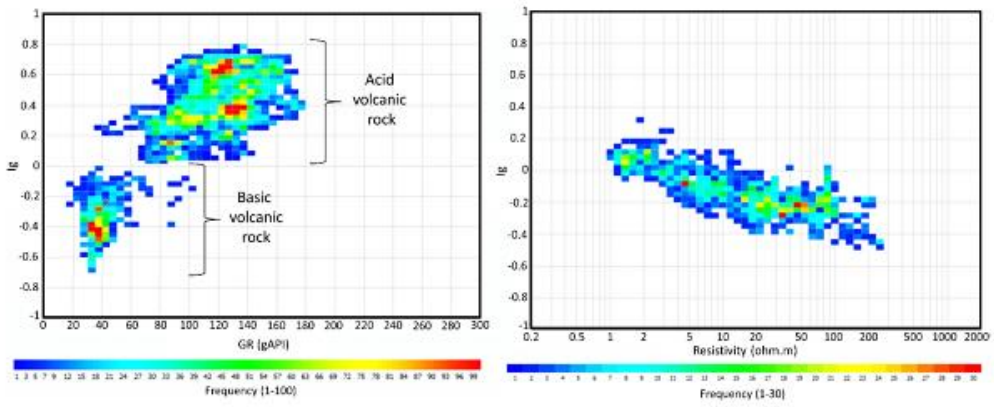
Low resistivity volcanic facies are directly related to Ig values close to zero and even positive; these facies are related to vesiculate zones or breccias in subaerial flows (Nelson et al., 2009). Subaqueous facies may also show lower resistivities depending on the volcanic glass content formed (Watton et al., 2013, 2014). These same relationships between Ig and resistivity are observed with compressional sonic, relating Ig near zero to high transit times (Figure 9b).

Comparing the clay porosity of the Nuclear Magnetic Resonance log (NMR) with the Ig factor, it can be seen that the presence of clay is related to Ig values close to zero or positive. This means that alteration becomes the factor that most affects the



(a) (b) (c)

Figure 8: Three wells presenting different cases with the Igneability feature: a) Well 3-BRSA-1343-RJS in Santos Basin showing basalts (reddish brown in track 3) interspersed with siltstones (brown in track 3), both below carbonates (blue in track 3) and shales (green in track 3); b) Well 3-BRSA-1050-SPS in Santos Basin showing subaerial basalts (according to Fomero et al., 2019) (reddish brown in track 3) intercalated with siltstone (brown in track 3) and carbonate (blue in track 3); c) 3-ELPS-8-PR well in Paraná Basin showing basalts (reddish brown in track 3) from Serra Geral Fm. on the aeolian sandstones (yellow in track 3) of Botucatu Fm.



(a) (b)

Figure 9: Two-point frequency crossplots showing the standard behavior of acidic and basic igneous rocks: a) Gamma ray and Ig crossplot indicating specific zones for the two types of volcanic rocks; b) Resistivity and Ig crossplot showing a trend of Ig variation as a function of resistivity in basic igneous rocks. The colors of the dots indicate frequency.

Igneability feature in basic igneous rocks, as this correlation also works for low resistivities and high transit time, all common characteristics of the presence of clay minerals (Figure 10).

The values in GR increase proportionally with the variation of acidity of the igneous rock because acid igneous rocks have minerals enriched in K and Th, which provide higher values of GR (Ran et al., 2014). Meanwhile, it is also possible to make the correlation of the increase of the igneous rock acidity with the decrease of density, because the basic and ultrabasic rocks tend to be denser than the intermediate and acid ones, due to the density of the essential minerals that compose them, as olivine and pyroxene which are denser than feldspar and quartz (Ran et al., 2014). As the PEF is also proportional to the matrix density of the rock (Ellis and Singer, 2007), there is a tendency for the Igneability feature not to appear in intermediate and mainly acid igneous rocks (when we ignore facies variations and only consider massive rocks). The relationship between Ig vs. GR and Ig vs. Resistivity indicates this trend and infers the response of the intermediate and ultrabasic igneous rock. The same is noted when using crossplots Ig vs. Sonic and Ig vs. NMR log (Figure 10).

The relationship between RHOB and NPHI logs indicates the composition of the igneous rock present in the well. The acid rocks present variations that are confused with sandstones and shales, because the spacing of these logs are directly related to the mineralogical composition. The crossplot NPHI x RHOB shows well the relationship between both of them, where the acid rocks are in the same trend of the porosity variation of sandstones and the basic igneous rocks have a different trend but starting from denser compositions below the trend of the porosity variation of the dolomite (Figure 11a). The trends of intermediate and ultrabasic rocks can be inferred from the expected matrix density for such a composition since we did not have these examples in the study.

To understand how this variation in RHOB and NPHI responds to variation in the Igneability feature, we compare the Ig with the DRDN (Freire et al., 2019). Thus, it is possible to observe that as the DRDN becomes negative (density to the left of neutron), the Ig becomes positive (density to the left of PEF), forming a trend of compositional variation (considering massive facies) that allows confirming that the working edge of the Igneability feature is in the intermediate rock (Figure 12b). Thus, based on this composition, the GR becomes the best parameter for correct lithological identification.

Based on the GR, RES, Ig and DRDN log patterns of acid igneous rocks (extrusive and intrusive), mafic intrusions (diabases), mafic basaltic lava flows (subaerial and subaqueous), the Table 3 presents a summary of the differences between between the rocks and the facies that do not show the crossover of the Igneability feature.

Igneability feature for acid igneous rock

Due to the fact that acid igneous rocks have high GR values, regardless of whether they are coherent or volcanoclastic, we associate the Igneability factor calculated from the Igneability feature with the GR log, where the Ig varies with scale from -2 to 2 and the GR varies with scale from 0 to 200 gAPI. Thus, we observed that:

- zones with basic rocks present the GR to the left of the Ig and the Ig with values below zero;
- when the Ig has values above zero and the GR remains to the left, the rock is sedimentary;
- when the GR is to the right of the Ig (always above zero), it is an indication of acid igneous rock (track 5 in Figures 12a and 12b).

The acid igneous rocks are characterized by high values of GR, but, when their facies are volcanoclastic and have low resistivity and low bulk density logs (Ran et al. 2014), they show values closer to sedimentary rocks such as sandstones and shales. Rhyolites exhibit a relationship between RHOB and NPHI curves similar to sandstones, even when they are volcanoclastic. However, the sandstones do not show such high values of GR, which in rhyolites easily reach 150 gAPI.

Shales are the only sedimentary rocks that can reach high radioactivity as a rhyolite can, but only when they have high organic matter content. Nevertheless, shales have a ratio between RHOB and NPHI that is inverse to that expected for rhyolites. Therefore, it is possible to distinguish these cases from false positives.

Some acid igneous rocks with a trachydacitic composition are somewhat less radioactive and have the ratio of RHOB and NPHI similar to that of a carbonate, but the set of well logs allows us to distinguish them from shale, sandstone and carbonate.

Some very altered zones in basic igneous rocks can reach high GR values and fit as exceptions regarding the Igneability feature, that is, it is a basic igneous rock, but the Igneability feature does not crossover. When the degree of alteration is very high, such as some rare

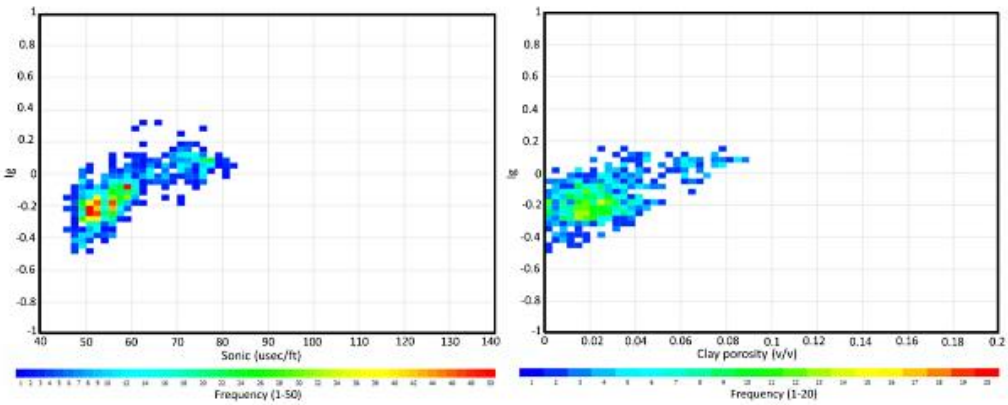


Figure 10: Two-point frequency crossplots relating the Ig to other well logs in basic igneous rocks: a) Ig related to Sonic, indicating a variation trend between them; b) Ig related to the NMR clay porosity, also indicating a trend between them.

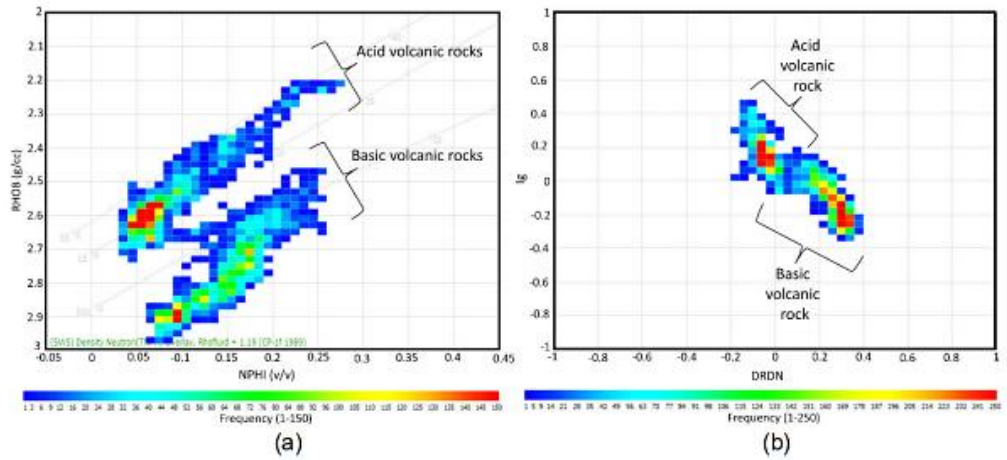


Figure 11: Two point frequency crossplots, where the red dots indicate a higher concentration of the points and the blue ones indicate a lower concentration: a) Crossplot RHOB vs. NPHI showing the porosity variation lines of sandstone, limestone and dolomite, with two distinct point clouds, the upper one related to the acid volcanics and the lower one related to the basic volcanic rocks; b) Crossplot DRDN (calculated according to Freire et al., 2019) by Ig showing that acid volcanics have positive Ig and a density and neutron variation similar to a sandstone, while basic volcanic ones have negative Ig and DRDN positive, similar to shales.

cases in hyaloclastites or rubbly top breccias, the GR may form a crossover with the Ig indicating a rhyolite, but usually this is very occasional and the RHOB and NPHI relationships remain as a basalt.

DISCUSSION

From the results and direct interpretations, it is possible to reach some discussions about the false positives and negatives in the Igneability feature, lava morphology, and the composition and texture of the rock from the geophysical well logs of petroleum wells. These interpretations can be made with different degrees of certainty depending on the available well logs and the degree of alteration of the rock.

False positives in sedimentary basins

The anhydrite is the main false positive in the igneability method. However, the anhydrite has extremely low

Table 3: Relation between the types of igneous rocks presented in this work and how to identify them from the Igneability feature, DRDN, GR and RES, as well as the figures with examples of each.

Igneous rock	Method exceptions	Example of occurence	Criteria to determine
Diabase	no	Figures 5a, 5b, 5c, 6a, 6b, 6c and 7a	Well logs normally linear and without zones of low resistivity or density. 15<GR<50 API; 50<RES<2000 Ωm; -0.8<Ig<-0.1
Subaerial basalt	On highly vesiculated facies or breccias	Figures 8b and 8c	Well logs of interspersing zones of high and low resistivity and density. 15<GR<100 API; 1<RES<1000 Ωm; -0.6<Ig<0.2
Subaqueous basalt	On glassy-rich facies (clay or palagonite), mainly breccias	Figures 5b, 8a and 12a	Well logs tend to have lower resistivity and density values; in the exceptions there may be shallow resistivity values greater than the deep resistivity one. 20<GR<90 API; 1<RES<1000 Ωm; -0.6<Ig<0.2
Riolite or Dacite	All facies	Figures 12a and 12b	Very high GR log, with resistivity and density varying according to facies. The igneability feature for acid igneous rocks should be used (crossover between Ig and GR). 110<GR<230 API; 1<RES<1000 Ωm; 0.1<Ig<0.8

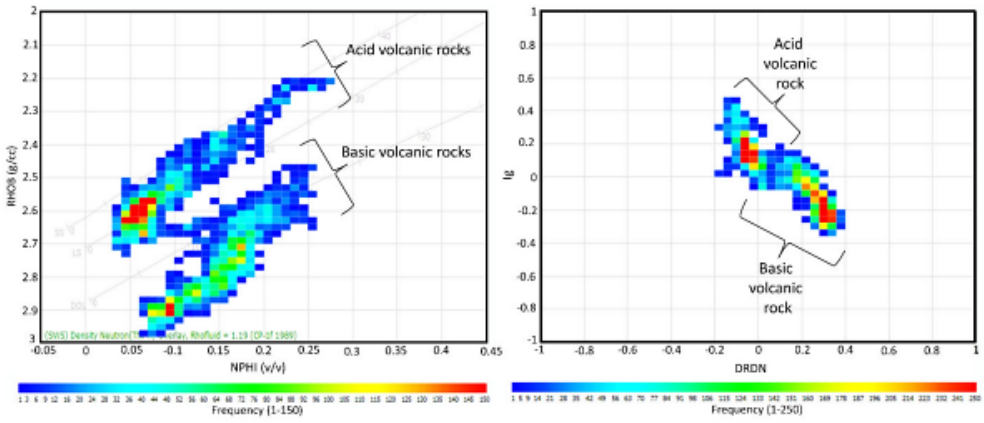


Figure 12: Two wells with the presence of acid volcanics: a) Well 7-LL-15D-RJS showing an intercalation of basalts (red in track 3) and rhyolites (orange in track 3) below a carbonate section (white in track 3); b). Well 3-BRSA-755A-RJS showing an intercalation of acidic lava flows with compositional variation from rhyolite (orange in track 3) to dacite (light brown in track 3) below a carbonate section (white in track 3).

gamma ray values and a neutron log less than or equal to zero and is always quite homogeneous in its well log characteristics (Figure 7a). Cuttings are also quite conclusive in distinguishing both lithologies, which can be obtained during well drilling or by the sample descriptions, where the anhydrite is white and recrystallized with an acicular shape when heated with HCl solution (De Oliveira et al., 2018).

Carbonates that have undergone contact metamorphism are also a false positive but, as we saw in the topic Results (Figure 6b), are easily detected by other well logs and can still be used to distinguish intrusive from extrusive basic igneous rocks. Other lithologies with very low or no porosity and high bulk densities can provide a crossover in the Igneability feature as well, such as dolomites, crystalline limestones (Figure 7a) and some metamorphic rocks.

Breakout zones in the well, usually detected by the caliper log, can also show a crossover, because the PEF reading can be affected by the drilling fluid, which is rich in barite (PE = 267 b/e). In these zones we observe an increase in PEF, but there is usually a reduction in RHOB, as can be seen in Figure 7b.

False negatives in extrusive igneous rocks

The basaltic flows have brecciated, vesiculated or altered facies (Macdonald, 1953; Walker, 1971; Self et al., 1998; Duraiswami et al., 2003, 2008; Watton et al., 2013, 2014; Duraiswami et al., 2014) that may not show the characteristic crossover of the Igneability feature (Figure 8), thus being a false negative for the method (Table 2). In subaqueous effusions, the problem is related to hyaloclastites (Figure 8a) that, while in subaerial lava flows, are related to high vesiculated or compound pahoehoe facies and brecciated rubbly pahoehoe or a'a facies (Figures 8b and 8c).

The hyaloclastites is composed of volcanic glass and igneous fragments and this glass content undergoes alteration due to interaction with water, forming hydrated minerals such as smectite, illite and zeolite (Watton et al., 2013, 2014). When the hyaloclastite has many fragments of volcanics, it shows higher density (Watton et al., 2014), and then it also exhibits a crossover in the Igneability feature. On the other hand, when volcanic glass predominates in the hyaloclastite composition, clay minerals are more abundant and may not show the crossover.

The vesiculated facies in compound pahoehoe or sheet pahoehoe lavas can be a false negative (Figures 8b and 8c) when the vesiculation is very dense, which usually occurs closer to the top of a sheet pahoehoe and along the entire compound pahoehoe succession. The brecciated facies also lack crossover, due to abrupt density variation and the common presence of clay minerals from the volcanic glass alteration present in these facies (Duraiswami et al., 2003, 2008, 2014).

The acid igneous rocks studied do not present the Igneability feature crossover (Figure 12) due to the presence of lower density minerals, such as quartz, alkali feldspars and sodium plagioclase (Table 2). This composition causes a reduction in RHOB and PEF values, preventing a crossover even though these igneous rocks are massive. In addition, commonly extrusive acid rocks are deposited as pyroclastics (or without genetic connotation, volcanoclastic rocks) because of the high degree of explosiveness due to their high viscosity (Gill, 2010), which affects the bulk density signature. However, acid rocks can be identified due to the very high Th and K content (Ran et al., 2014), providing GR values unusually higher than the sedimentary rock (Figure 12).

Identification of the basic volcanic rock and facies using the Igneability feature

In the present work it was discussed interpretations and methods to identify the different igneous rocks commonly present in petroleum wells of the Brazilian basins, with the help of other data, such as SWC samples and image logs. It was possible to verify a response pattern of the basic well logs and the Igneous feature for these variations, which will be discussed in this topic.

Some basic igneous rocks present themselves as false negatives when we use the Igneability feature to characterize them. This occurs in zones with the presence of breccias or vesicles, always confirmed by the SWC samples and acoustic and resistive imaging logs.

Relationship of the presence of volcanic glass to false negatives

Breccias, when formed from the contact of lava with water, are called hyaloclastites, which are enriched in volcanic glass, palagonite and clay minerals from the alteration of this volcanic glass itself (Watton et al., 2014). The more glass/clay minerals and palagonite in this rock and the fewer igneous or crystal fragments such as olivine, the greater the drop in bulk density and resistivity logs, as well as the increase in sonic log and GR, according to Watton et al. (2014). Therefore, it is possible to make a direct correlation with the reason for the Igneability feature not working in some hyaloclastites, due to the drop in bulk density that these minerals cause.

Relationship between autobreccias or presence of vesicles with false negatives

Autobreccias, related to rubbly pahoehoe or a'a morphology facies, usually contain volcanic glass, zeolites, and sediments (Duraiswami et al., 2008, 2014; Rossetti et al., 2014, 2018). For this reason, these zones usually present themselves as a false negative for the Igneability feature. This textural arrangement also favors the presence of external materials, such as clay, which decreases the bulk density of the rock.

The vesicular, or even amygdaloidal, facies also suffer the direct influence of the decreasing bulk density, as well as the resistivity (RES) and sonic (DT) logs, as cited by Nelson et al. (2015), causing the same false negative in the Igneability feature, especially in areas with more vesiculation, near the top.

Relationship between massive facies and volcanoclastic facies in acid extrusive igneous rocks

Comparing two igneous rocks of the same composition, but in different textures, one being massive and the other volcanoclastic, the volcanoclastic variation will always present lower resistivity and bulk density than the massive one (Ran et al., 2014). There is also a tendency for GR to be higher due to the accumulation of U and K according to Ran et al. (2014), since acid igneous rocks are the most likely to have volcanoclastic facies and this separation is usually most appropriate for them, although a method of distinguishing the different volcanoclastic rocks from each other is not yet known.

Diagnostic well logs and crossplots for igneous rocks

From all the results and discussions regarding the variation of features in the geophysical well logs in each type of igneous rock studied, it is possible to predict some response patterns in crossplots when comparing different lithologies in terms of their compositional and textural aspects. Therefore, some well logs or calculations from ones of them (such as DRDN and Ig) can help the preliminary interpretation of the rock.

Compositional variations

Igneous rocks show variations in GR, RHOB, NPHI and DT logs when comparing their massive facies with each other and with sedimentary rocks, as already presented in Results. Some crossplots that make this kind of comparison already exist, such as the one by Ran et al. (2014), which compares responses of acid, intermediate and basic igneous rocks as to total GR and Th (ppm) values, or the crossplots by Zou et al. (2013) that compares the same lithologies as to GR x RHOB and GR x DT relationships. However, both do not include responses from major sedimentary rocks for comparison purposes.

The well logs of RHOB, GR, NPHI and DT respond well to the compositional variation of the igneous rocks, enabling these separations, so when comparing the Ig factor with the DRDN, it is observed that there is a good variation between rhyolite and basalt, making possible to use the same for such separation. In Figure 13a, we compare the responses of both equations, Ig and DRDN, for the igneous lithologies addressed in the work (diabase, basalt and rhyolite) and the main sedimentary lithologies (anhydrite, sandstone, shale and carbonate); thus, it was possible to specify distinct fields that allow distinguishing these lithologies, mainly the igneous rocks.

Variations between DRDN with GR and Ig with GR in crossplots also help in the individualization of these igneous rocks, as we can see in Figures 13a and 13b, indicating that controlling the variation in these well logs may be the main way to identify igneous rocks and their compositional variations.

Textural variations

Each of the volcanic igneous rocks has textural variations related to the lava morphology generated at the surface. These variations mainly affect the resistivity, sonic and bulk density logs, making the identification in a volcanic section difficult. For this reason, compositional identification should be done on the portions with the highest resistivity, as they represent the most massive rock. The other variations are textural variations caused by the presence of vesicles, amygdales or breccias.

To do this kind of identification using crossplots, it is necessary to use one log that responds well to textural variation and another one that responds better to compositional variation. Therefore, a RES x GR crossplot can give a good idea of the facies variations of each volcanic rock as shown in Figure 14.

CONCLUSIONS

The Igneability feature allows the identification of basic igneous rocks in volcano-sedimentary sections and can be used as a tool associated with other log features, such as the relationship between RHOB and NPHI and the value of GR and RES for each igneous rock.

From the response of the Igneability feature and even the calculated Igneability factor, it is possible to infer facies variations in lava flows, using the fact that vesiculated and brecciated zones tend to respond as false negatives. This helps the interpretation of the environment where the volcanic rock extruded and it is always important to work in an integrated way with

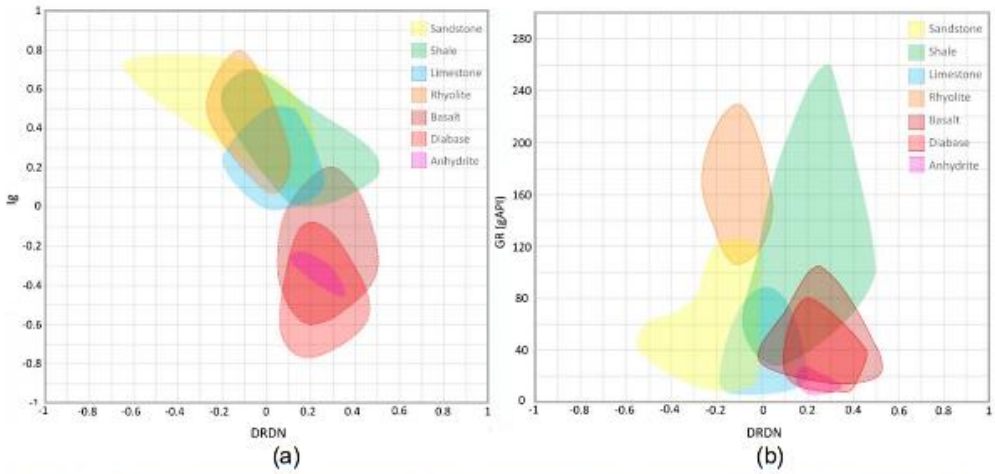


Figure 13: Crossplots indicating the variation trend of sedimentary and igneous rocks found in the studied wells: a) DRDN x Ig; b) DRDN x GR.

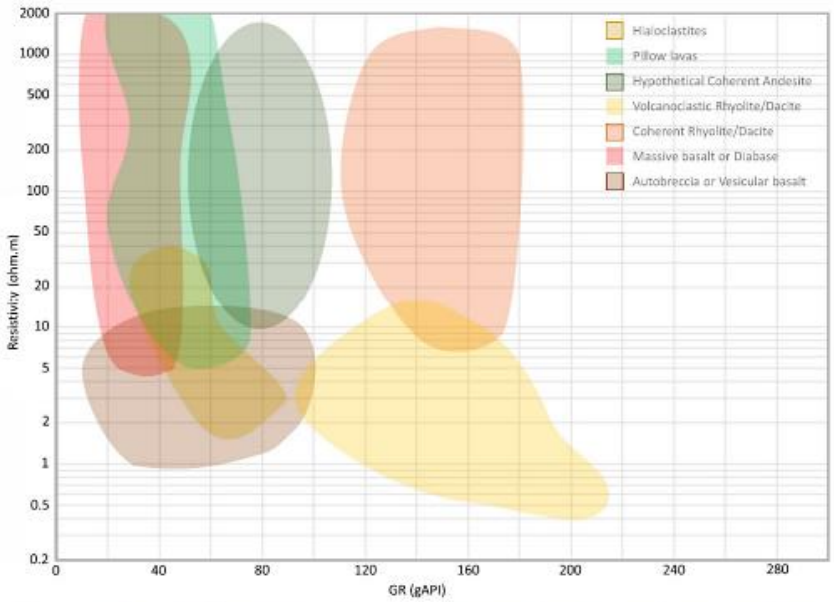


Figure 14: Crossplots between resistivity and gamma rays showing a good separation between textural and morphological variations when comparing these two well logs.

other well logs, highlighting false interpretations and understanding the compositional, faciological and alteration context of the rock.

The GR log and the relationship between RHOB and NPHI logs (or DRDN) are used to understand in a simplified way the compositional variation of the igneous rock, suggesting whether it tends to be basic, intermediate, or acid. In this context, it is also possible to interpret whether this rock behaves more coherent or volcanoclastic using the RES log variation, with the exception of the very vesicular facies that may behave similarly to volcanoclastic.

For the acid igneous rocks, the Igneability feature does not work due to their mineralogical composition. However, a new feature was obtained between the relation of the GR with the Ig, enabling to individualize

the acid from the basic rocks and the sedimentary section, regardless of the morphology of the igneous rock being volcanoclastic or coherent.

From this information about igneous rocks obtained and tested with cuttings, SWC samples and image logs, it was possible to propose a response pattern for each igneous rock and its facies variations in a simplified form, therefore guiding the well interpreter during the petroleum well drilling.

REFERENCES

Bellieni, G., P. Brotzu, P. Comin-Chiaramonti, M. Ernesto, A. Melfi, I.G. Pacca, and E.M. Piccirillo, 1984, Flood basalt to rhyolite suites in the southern Parana Plateau (Brazil): palaeomagnetism, petrogenesis and geodynamic implications: Journal of Petrology, 25, 3, 579–618, doi: 10.1093/petrology/25.3.579.

Brewer, T. S., P.K. Harvey, M.A. Lovell, S. Haggas, G. Williamson, and P. Pezard, 1998, Ocean floor volcanism: constraints from the integration of core and downhole logging measurements: Geological Society, London, Special Publications, 136, 1, 341–362, doi: 10.1144/GSL.SP.1998.136.01.28.

Bücker, C.J., H. Delius, and J. Wohlenberg, 1998, Physical signature of basaltic volcanics drilled on the northeast Atlantic volcanic rifted margins: Geological Society, London, Special Publications, 136, 1, 363–374, doi: 10.1144/GSL.SP.1998.136.01.29.

De Luca, P.H.V., H. Matias, J. Carballo, D. Sineva, G. A. Pimentel, J. Tritlla, M. Esteban, R. Loma, J.L. A. Alonso, R.P. Jiménez, M. Pontet, P.B. Martinez, and V. Vega, 2017, Breaking barriers and paradigms in presalt exploration: the Pão de Açúcar discovery (offshore Brazil) *in* Merrill, R.K., and C.A. Sternbach, Giant fields of the decade 2000–2010: AAPG Memoir, 113, chapter 11, 177–194, doi: 10.1306/13572007M1133686.

De Miranda, F.S., A.L. Vettorazzi, P.R. da Cruz Cunha, F.B. Aragão, D. Michelon, J.L. Caldeira, E. Porsche, C. Martins, R.B. Ribeiro, A.F. Vilela, J.R. Corrêa, L.S. Silveira, and K. Andreola, 2018, Atypical igneous-sedimentary petroleum systems of the Parnaíba Basin, Brazil: seismic, well logs and cores: Geological Society, London, Special Publications, 472, 1, 341–360, doi: 10.1144/SP472.15.

De Oliveira, F.V.C.S.R.S., R.T.M. Gomes, and K.M.S. Silva, 2018, Identificação de Basaltos e Diabásios em Poços Exploratórios de Petróleo Utilizando Perfis de Densidade e Fator Fotoelétrico: 49º Congresso Brasileiro de Geologia: VII Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados, Rio de Janeiro, RJ, Brazil.

De Oliveira, F.V.C.S.R.S., R.T.M. Gomes, and K.M.S. Silva, 2019, Log Features for the Characterization of Igneous Rocks in the Pre-Salt Area of Santos Basin, SE Brazil: AAPG International Conference & Exhibition. Buenos Aires, Argentina.

De Oliveira, F.V.C.S.R.S., B.M. Imbuzeiro, L.F. Ribeiro, and A.F.M. Freire, 2021, Identification of the intrusive events Mosquito and Sardinha in the Parnaíba Basin based on wireline logs, detailed description of cuttings and x-ray fluorescence analysis: 17th International Congress of the Brazilian Geophysical Society & Expogef, Rio de Janeiro, RJ, Brazil.

Dos Anjos, C.W.D., and E.M. Guimarães, 2008, Metamorfismo de contato nas rochas da Formação Irati (Permiano), norte da Bacia do Paraná: Brazilian Journal of Geology, 38, 4, 629–641, doi: 10.25249/0375-7536.2008384629641.

Duraiswami, R.A., G. Dole, and N. Bondre, 2003, Slabby pahoehoe from the western Deccan Volcanic Province: evidence for incipient pahoehoe-aa transitions: Journal of Volcanology and Geothermal Research, 121, 3–4, 195–217, doi: 10.1016/S0377-0273(02)00411-0.

Duraiswami, R.A., N.R. Bondre, and S. Managave, 2008, Morphology of rubbly pahoehoe (simple) flows from the Deccan Volcanic Province: Implications for style of emplacement: Journal of Volcanology and Geothermal Research, 177, 4, 822–836, doi: 10.1016/j.jvolgeores.2008.01.048.

Duraiswami, R.A., P. Gadpallu, T.N. Shaikh, and N. Cardin, 2014, Pahoehoe-a'a transitions in the lava flow fields of the western Deccan Traps, India-implications for emplacement dynamics, flood basalt architecture and volcanic stratigraphy: Journal of Asian Earth Sciences, 84, 146–166, doi: 10.1016/j.jseaes.2013.08.025.

Ellis, D.V., and J.M. Singer, 2007, Well logging for earth scientists: Dordrecht: Springer, 692 pp, doi: 10.1007/978-1-4020-4602-5.

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

Freire, A.F.M., G.F.R. Santos, C.F. Silva, H.C. Pequeno, I.P.M. Leal, W.M. Lupinacci, and R. Ávila, 2019, High resolution stratigraphy using well logs to identify turbidite stages in the Massapê oil field, Recôncavo Basin, Brazil: 16th International Congress of the Brazilian Geophysical Society, Rio de Janeiro, RJ, Brazil, doi: 10.22564/16cisbgf2019.302.

Gill, R., 2010, Igneous rocks and processes: a practical guide: John Wiley & Sons, 427 pp.

Imbuzeiro, B.M., 2021, Caracterização de eletrofacies e quimiofacies em soleiras de diabásio da bacia do Parnaíba: Monografia, Universidade Federal Fluminense, Niterói, Rio de Janeiro, Brazil. 96 pp.

Jerram, D.A., 2015, Hot Rocks and Oil: Are Volcanic Margins the New Frontier?: Elsevier R&D Solutions for Oil & Gas. Geofacets, 12 pp.

Jerram, D.A., J.M. Millett, J. Kück, D. Thomas, Planke, S., E. Haskins, N. Lautze, and S. Pierdominici, 2019, Understanding volcanic facies in the subsurface: a combined core, wireline logging and image log data set from the PTA2 and KMA1 boreholes, Big Island, Hawaii: Scientific Drilling, 25, 15–33, doi: 10.5194/sd-25-15-2019.

LaFemina, P.C., 2015, Plate tectonics and volcanism, in Sigurdsson, H., The Encyclopedia of Volcanoes: Academic Press, 2nd ed., chapter 3, p. 65–92, doi: 10.1016/B978-0-12-385938-9.00003-1.

Le Maitre, R.W., A. Streckeisen, B. Zanettin, M.J. Le Bas, B. Bonin, P. Bateman, G. Bellieni, A. Dudek, S. Efremova, J. Keller, J. Lameyre, P.A. Sabine, R. Schmid, H. Sørensen, and A.R. Woolley, 2002, Igneous rocks. A Classification and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks, 2nd ed., 236 pp. Cambridge, England: Cambridge University Press.

Lima, E.F.D., R.P. Philipp, G.C. Rizzon, B.L. Waichel, and L.D.M.M. Rossetti, 2012, Sucessões vulcânicas, modelo de alimentação e geração de domos de lava ácidos da Formação Serra Geral na região de São Marcos-Antônio Prado (RS). Geologia USP. Série Científica, São Paulo, SP, Brazil, 12, 2, p. 49–64, doi: 10.5327/Z1519-874X2012000200004.

Macdonald, G.A., 1953, Pahoehoe, aa, and block lava: American Journal of Science, 251, 3, 169–191, doi: 10.2475/ajs.251.3.169.

Marsh, B.D., 2015, Magma chambers, in Sigurdsson, H., The Encyclopedia of Volcanoes: Academic Press, 2nd ed., chapter 8, p. 185–201, doi: 10.1016/B978-0-12-385938-9.00008-0.

Millward, D., S.R. Young, B. Beddoe-Stephens, E.R. Phillips, and C.J. Evans, 2002, Gamma-ray, Spectral Gamma-ray, and Neutron-density Logs for Interpretation of Ordovician Volcanic Rocks, West Cumbria, England in Lovell M., and N. Parkinson, Eds., Geological Applications of Well Logs: AAPG Methods in Exploration Series, No. 13, Chapter 18, doi: 10.1306/Mth13780C18.

Mizusaki, A.M.P., R. Petrini, P. Bellieni, P. Comin-Chiaramonti, J. Dias, De Min, A., and E.M. Piccirillo, 1992, Basalt magmatism along the passive continental margin of SE Brazil (Campos Basin). Contributions to Mineralogy and Petrology, 111, 2, 143–160, doi: 10.1007/BF00348948.

Nelson, C.E., D.A. Jerram, and R.W. Hobbs, 2009, Flood basalt facies from borehole data: implications for prospectivity and volcanology in volcanic rifted margins. Petroleum Geoscience, 15, 4, 313–324, doi: 10.1144/1354-079309-842.

Nelson, C.E., D.A. Jerram, J.A. Clayburn, A.M. Halton, and J. Roberge, 2015, Eocene volcanism in offshore southern Baffin Bay: Marine and Petroleum Geology, 67, 678–691, doi: 10.1016/j.marpetgeo.2015.06.002.

Pasqualon, N.G., E.F. de Lima, C.M. dos Santos Scherer, L.D.M.M. Rossetti, and F.R. da Luz, 2019, Lithofacies association and stratigraphy of the Paredão Volcano, Trindade Island, Brazil: Journal of Volcanology and Geothermal Research, 380, 48–63, doi: 10.1016/j.jvolgeores.2019.05.011.

Peate, D.W., C.J. Hawkesworth, and M.S. Mantovani, 1992, Chemical stratigraphy of the Paraná lavas (South America): classification of magma types and their spatial distribution: Bulletin of Volcanology, 55, 1, 119–139, doi: 10.1007/BF00301125.

Penna, R., S. Araújo, A. Geisslinger, R. Sansonowski, L. Oliveira, J. Rosseto, and M. Matos, 2019, Carbonate and igneous rock characterization through reprocessing, FWI imaging, and elastic inversion of a legacy seismic data set in Brazilian presalt province: The Leading Edge, 38, 1, 11–19, doi: 10.1190/tle38010011.1.

Pires, G.L.C., and E.M. Bongiolo, 2016, The nephelinitic-phonolitic volcanism of the Trindade Island (South Atlantic Ocean): Review of the stratigraphy, and inferences on the volcanic styles and sources of nephelinites: Journal of South American Earth Sciences, 72, 49–62, doi: 10.1016/j.jsames.2016.07.008

Planke, S., 1994, Geophysical response of flood basalts from analysis of wire line logs: Ocean Drilling Program Site 642, Vøring volcanic margin: Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 99, B5, 9279-9296, doi: 10.1029/94JB00496.

Planke, S., T. Rasmussen, S.S. Rey, R. and Myklebust, 2005, Seismic characteristics and distribution of volcanic intrusions and hydrothermal vent complexes in the Vøring and Møre basins: Petroleum Geology Conference Series, Geological Society, London, 6, 1, 833–844, doi: 10.1144/0060833.

Ran, Q., Y. Wang, Y. Sun, L. Yan, and M. Tong, 2014, Lithological Identification and Prediction of Volcanic Rock, *in* Volcanic gas reservoir characterization: Gulf Professional Publishing, Elsevier, chapter 5, 163–201, doi: 10.1016/B978-0-12-417131-2.00005-3

Riccomini, C., L.G. Sant'Anna, and C.C.G. Tassinari, 2012, Pré-sal: geologia e exploração: Revista USP, 95, 33–42, doi: 10.11606/issn.2316-9036.v0i95p33-42.

Rossetti, L.M., E.F. Lima, B.L. Waichel, C.M. Scherer, and C.J. Barreto, 2014, Stratigraphical framework of basaltic lavas in Torres Syncline main valley, southern Parana-Etendeka Volcanic Province: Journal of South American Earth Sciences, 56, 409–421, doi: 10.1016/j.jsames.2014.09.025

Rossetti, L., E.F. Lima, B.L. Waichel, M.J. Hole, M. S. Simões, and C.M. Scherer, 2018, Lithostratigraphy and volcanology of the Serra Geral Group, Paraná-Etendeka Igneous Province in southern Brazil: Towards a formal stratigraphical framework: Journal of Volcanology and Geothermal Research, 355, 98–114, doi: 10.1016/j.jvolgeores.2017.05.008

Scherer, C.M.S., 2000, Eolian dunes of the Botucatu Formation (Cretaceous) in southernmost Brazil: morphology and origin: Sedimentary Geology, 137, 1–2, 63–84, doi: 10.1016/S0037-0738(00)00135-4

Scherer, C. M., and K. Goldberg, 2007, Palaeowind patterns during the latest Jurassic–earliest Cretaceous in Gondwana: Evidence from aeolian cross-strata of the Botucatu Formation, Brazil: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 250, 1–4, 89–100, doi: 10.1016/j.palaeo.2007.02.018

Scherer, C.M., and E.L. Lavina, 2006, Stratigraphic evolution of a fluvial-eolian succession: the example of the Upper Jurassic – Lower Cretaceous Guará and Botucatu formations, Paraná Basin, Southernmost Brazil: Gondwana Research, 9, 4, 475–484, doi: 10.1016/j.gr.2005.12.002

Self, S., L. Keszthelyi, and T. Thordarson, 1998, The importance of pahoehoe: Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 26, 1, 81–110, doi: 10.1146/annurev.earth.26.1.81

Spacapan, J.B., O. Palma, O. Galland, K. Senger, R. Ruiz, R. Manceda, and H.A. Leanza, 2020, Low resistivity zones at contacts of igneous intrusions emplaced in organic-rich formations and their implications on fluid flow and petroleum systems: A case study in the northern Neuquén Basin, Argentina: Basin Research, 32, 1, 3–24, doi: 10.1111/bre.12363.

Thomaz Filho, A., A.M.P. Mizusaki, and L. Antonioli, 2008, Magmatismo nas bacias sedimentares brasileiras e sua influência na geologia do petróleo: Revista Brasileira de Geociências, 38, Suppl. 2, 128–137, doi: 10.25249/0375-7536.2008382S128137.

Umino, S., 2012, Emplacement mechanism of off-axis large submarine lava field from the Oman Ophiolite: Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 117, B11, doi: 10.1029/2012JB009198

Waichel, B.L., E.F. de Lima, A.R. Viana, C.M. Scherer, G.V. Bueno, and G. Dutra, 2012, Stratigraphy and volcanic facies architecture of the Torres Syncline, Southern Brazil, and its role in understanding the Paraná-Etendeka Continental Flood Basalt Province: Journal of Volcanology and Geothermal Research, 215, 74–82, doi: 10.1016/j.jvolgeores.2011.12.004.

Walker, G.P.L., 1971, Compound and simple lava flows and flood basalts: Bulletin Volcanologique, 35, 3, 579–590, doi: 10.1007/BF02596829

Watton, T.J., D.A. Jerram, T. Thordarson, and R.J. Davies, 2013, Three-dimensional lithofacies variations in hyaloclastite deposits: Journal of Volcanology and Geothermal Research, 250, 19–33, doi: 10.1016/j.jvolgeores.2012.10.011.

Watton, T.J., K.A. Wright, D.A. Jerram, and R.J. Brown, 2014, The petrophysical and petrographical properties of hyaloclastite deposits: Implications for petroleum exploration. AAPG Bulletin, 98, 3, 449–463, doi: 10.1306/08141313029.

White, J.D., J. McPhie, and S.A. Soule, 2015, Submarine lavas and hyaloclastite in Sigurdsson, H., The encyclopedia of volcanoes: Academic Press, 2nd ed., pp. 363–375, doi: 10.1016/B978-0-12-385938-9.00019-5.

Winter, W.R., R.J. Jahnert, and A.B. França, 2007, Bacia de Campos: Boletim de Geociências da PETROBRAS, 15, 2, 511–529.

Zou, C.N., Z. Yang, S.Z. Tao, X.J. Yuan, R.K. Zhu, L.H. Hou, S.T. Wu, L. Sun, G.S. Zhang, B. Bai, L. Wang, X.H. Gao, and Z.L. Pang, 2013, Continuous hydrocarbon accumulation over a large area as a distinguishing characteristic of unconventional petroleum: The Ordos Basin, North-Central China: Earth-Science Reviews, 126, 358–369, doi: 10.1016/j.earscirev.2013.08.006.

Vidal, F.: developed the Igneability feature and tested it in different wells and sedimentary basins; identified the standard behavior of the basic well logs for each type of igneous rock and compared it with the literature; created the Igneability factor, testing and developing different crossplots; created the crossplots and the igneability feature for acid igneous rocks; **Gomes, R. T. M.:** tested the Igneability feature in different wells in Santos Basin and helped to create the Igneability factor, testing and developing different crossplots; **Calonio, L. W.:** helped in the tests of the Igneability feature in Paraná Basin; helped to write and generate the figures for the paper; **Milani, K.:** helped in the tests of the Igneability feature in different wells in Santos Basin; **Carmo, I. O.:** provided guidance on the faciological relationships of igneous rocks; helped to the interpretation of the geochemical data; helped in the paper development; **Bittencourt, B. T.:** guided the understanding of each well log in order to interpret each response of them for the igneous rocks; **Imbuzeiro, B. M.:** tested the Igneability feature in different wells in Parnaíba Basin; **Silveira, C. S.:** interpreted the x-ray diffraction data in the Parnaíba Basin wells; **Silva, C. G.:** made available cutting samples from wells in Parnaíba Basin for the study; **Freire, A. F. M.:** made available cutting samples from wells in Parnaíba Basin for study; guided and reviewed the entire process of testing methods in the different basins; and helped in the paper development.

Received on December 28, 2021 / Accepted on July 12, 2022

(cc) BY - Creative Commons attribution-type BY