



**UNIVERSIDADE FEDERAL FLUMINENSE**

Instituto de Geociências

Departamento de Geologia e Geofísica

Programa de Pós-Graduação em Dinâmica dos Oceanos e da Terra

Lidia Waltz Calonio

**Influência de pirita e argilominerais nos cálculos de  
saturação da Fm. Poti, Bacia do Parnaíba: um estudo de  
caso no poço 3-PGN-5-MA.**

Orientador: Antonio Fernando Menezes Freire

Niterói

Março/2020

**Influência de pirita e argilominerais nos cálculos de saturação da Fm. Poti,  
Bacia do Parnaíba: um estudo de caso no poço 3-PGN-5-MA.**

Lidia Waltz Calonio

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Dinâmica dos Oceanos e da Terra integrando os pré-requisitos para a obtenção do título de mestre em Geologia e Geofísica.

Orientador: Antonio Fernando Menezes Freire

**Influência de pirita e argilominerais nos cálculos de saturação da Fm. Poti,  
Bacia do Parnaíba: um estudo de caso no poço 3-PGN-5-MA.**

Lidia Waltz Calonio

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Dinâmica dos Oceanos e da Terra integrando os pré-requisitos para a obtenção do título de mestre em Geologia e Geofísica.

Aprovada em 17 de março de 2020

Comissão examinadora:

---

Prof. Dr. Antonio Fernando Menezes Freire (orientador)  
(GIECAR/GGO/UFF)

---

Prof. Dr. Wagner Moreira Lupinacci  
(GIECAR/GGO/UFF)

---

Prof. Dr. Marcus Vinicius Berao Ade  
Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ) - Faculdade de Geologia

---

Dr. Marcos Klotz de Souza  
Petrobras

Todos os direitos reservados. É proibida a reprodução total ou parcial do trabalho sem a autorização da Universidade, da autora ou do orientador.

Lidia Waltz Calonio

Graduada em Geologia em 2016 pela Universidade do  
Estado do Rio de Janeiro (UERJ)

Ficha Catalográfica

## DEDICATÓRIA

Dedico esta Dissertação ao meu Orientador Fernando Freire que confiou e investiu em mim ao longo desse período de muito trabalho. Me deu oportunidades de crescimento profissional e pessoal, me inspirou com seu exemplo profissional (e humano) e dividiu generosamente seu conhecimento comigo, me levando além, onde eu encontrava minhas limitações. Podendo ter ido trabalhar na NASA decidi ficar e inspirar outras jovens mentes.

## AGRADECIMENTO

Agradeço à toda equipe do Projeto Paranaíba (atuais e antigos membros). Cada novo olhar enriqueceu meu conhecimento sobre minha área de estudo, me abrindo novos horizontes e formas de pesquisa, ofertando conhecimento, habilidades, experiências e ideias que me inspiraram e indicaram caminhos a seguir.

Agradeço particularmente à Ramir Pimentel, que passou horas no laboratório comigo e me ensinou a descrever amostras de calha. À Jeniffer Nobre e à Luiza Ribeiro que geraram dados fundamentais para o meu trabalho, gamaespectrais e geoquímicos respectivamente, sem os quais minhas conclusões teriam sido incompletas. Ao colega Gabriel Rocha por toda a ajuda fundamental no uso do *software* IP. A Mario ramos pela ajuda no python. E a Raquel Macedo, que me ajudou de maneira fundamental na elaboração do modelo matemático do fator de correção. E aos amigos Julia Machado, Eberton Neto e Taísa Souza por estarem comigo sempre.

Aos professores agradeço todas as oportunidades de conhecimento (aulas, esclarecimentos de dúvidas e cursos ministrados) levando-nos a um estágio de excelência. Foi uma honra ter aprendido com todos os que cruzaram a minha trajetória durante esse projeto e com os quais tive oportunidades únicas de aprendizado. Obrigada a todos por todo investimento educacional e pela paciência.

Em especial agradeço ao meu Orientador Fernando Freire por todas as inúmeras perguntas respondidas e por todo o tempo dedicado.

A todos os funcionários que nos dão a infraestrutura necessária para o desempenho da vida acadêmica, todo o meu carinho: Faxineiros, Seguranças, Técnicos e funcionárias da secretaria; sem os quais não haveria Universidade.

Ao meu companheiro, amor e amigo, Oscar, que não titubeou em me dar todo apoio quando decidi fazer mestrado. Ao seu lado tive todo o apoio necessário para me focar totalmente e, assim, escrever a minha dissertação de mestrado com toda a tranquilidade necessária.

Obrigada.

## RESUMO

Um problema comum na avaliação de perfis é a presença de baixas resistividades relacionadas à presença de argilominerais e de minerais condutivos, impactando diretamente nos cálculos de saturação de água e, conseqüentemente, nos volumes de hidrocarbonetos disponíveis no reservatório. Visando contribuir com a mitigação deste problema em reservatórios portadores de gás, o presente trabalho traz o estudo de caso do poço 3-PGN-5-MA com a caracterização petrofísica do reservatório da Fm. Poti, na área do Parque dos Gaviões, Bacia Parnaíba. O poço em questão mostrou que o contato gás-água, quando interpretado apenas pela curva de resistividade, subestimava o reservatório em 49 metros, o que ficou evidente no gráfico de gradiente de pressão e pela acentuada separação das curvas de densidade e neutrão, sugerindo um intervalo portador de gás, apesar dos baixos valores de resistividade. Estudos integrados de fluorescência de raios-x, gamaespectrometria e avaliação de perfis, acompanhados por uma descrição detalhada de amostras de calha, permitiram identificar piritização e a presença de argilominerais no intervalo onde a resistividade diminuiu, mostrando a importância da correlação rocha-perfil. Com base nesta integração de dados, o presente estudo propõe uma metodologia de trabalho alternativa para a avaliação do reservatório Poti, no poço 3-PGN-5-MA, através de técnicas que tentam reduzir o efeito da presença de pirita e de argilosidade na curva de resistividade, conferindo maior precisão aos cálculos de saturação de água e de *netpay*, resultando em uma maior confiabilidade dos volumes de gás *in place*. Este fluxo de trabalho poderá ser aplicado a reservatórios com características similares, dando maior robustez aos processos exploratórios, diminuindo custos e aumentando a possibilidade de sucesso exploratório.

**Palavras-chave:** Parque dos Gaviões; Bacia do Parnaíba; Petrofísica; Pirita; Argilominerais.

## ABSTRACT

A common problem in the evaluation of well logs is the presence of low resistivities related to the presence of clay minerals and conductive minerals, directly impacting the water saturation calculations and, therefore, the hydrocarbon volumes available in the reservoir. In order to contribute to the mitigation of this problem in gas carrying reservoirs, the present work brings the case study of well 3-PGN-5-MA for the petrophysical characterization of the reservoir of the Poti Formation, in the area known as Parque dos Gaviões, Parnaíba Basin. The well in question showed that the gas-water contact, when interpreted only based on the resistivity log, underestimated the reservoir by 49 meters, which was evident in the pressure gradient graph and the sharp separation of the density and neutron curves, suggesting a gas saturate interval, despite low resistivity values. Integrated studies of x-ray fluorescence, gamma-spectrometry and profile evaluation, accompanied by a detailed description of cutting samples, allowed to identify pyritization and the presence of clay minerals in the interval where the resistivity decreases, showing the importance of the rock-profile correlation. Based on this data integration, the present study proposes an alternative work methodology for the evaluation of the Poti reservoir, in well 3-PGN-5-MA, using techniques that try to reduce the influence of the presence of pyrite and clay minerals on the resistivity log, reaching higher accuracy to water saturation and netpay calculations, resulting in a better reliability of gas volumes in place. This workflow can be applied at reservoirs with similar characteristics, getting the exploratory processes more solid, reducing costs and increasing the possibility of exploratory success.

**Key-words:** Hawk Park Gas Cluster; Parnaiba Basin; Petrophysics; Pyrite; Clay minerals.



## LISTA DE FIGURAS

- Figura 01:** Mapa de localização do Parque dos Gaviões e dos 5 campos atualmente em produção. Fonte: Modificado Sumário Geológico, ANP (2017), R15.....04
- Figura 02:** Mapa do volume de dados, em termos de poços e levantamentos sísmicos, atualmente existentes sobre a Bacia do Parnaíba. Fonte: Modificado de Sumário Geológico, ANP (2017), R15.....08
- Figura 03:** Mapa de localização da Bacia do Parnaíba e seus principais limites tectônicos. Fonte: Sumário Geológico, ANP (2015), R13.....09
- Figura 04:** Mapa tectonoestrutural interpretado da Bacia do Parnaíba. Fonte: Castro *et al.*, 2014.....11
- Figura 05:** Carta Estratigráfica da Bacia do Parnaíba. Fonte: Vaz *et al.*, 2007.....14
- Figura 06:** Sessão geológica esquemática da Bacia do Parnaíba mostrando as cinco Supersequências definidas e o embasamento. Fonte: Modificado de Sumário Geológico, ANP (2017), R15.....15
- Figura 07:** Mapas dos paleocontinentes com as áreas onde se iniciaram as atividades vulcânicas (destacadas em vermelho): (a) Província Magmática do Atlântico Central, há cerca de 200Ma – Pangea e; (b) Província Magmática Paraná-Etendeka, entre 137-127Ma - Gondwana. Fonte: Baseado em Courtillot *et al.*, 1999, 2003 *in* Silva (2016).....24
- Figura 08:** Mapa mostrando a distribuição da cobertura fanerozoica classificada por períodos geológicos na Bacia do Parnaíba. Fonte: Silva (2016).....25
- Figura 09:** Mapa geológico Bacia do Parnaíba. Fonte: Lima & Leite (1978) e Schobbenhaus *et al.* (1981) *in* Carvalho & Santos (2009).....26

<b>Figura 10:</b> Mapa das principais feições tectonoestruturais da Bacia do Parnaíba: Lineamento Pico Santa-Inês, Lineamento Transbrasiliano e Arco Ferrer-Urbano-Santos. Fonte: Modificado de Cunha, 1986 <i>in</i> Vetorazzi, 2012.....	28
<b>Figura 11:</b> Foto de alguns exemplares fósseis da Bacia do Parnaíba, Fm. Poti: A) estrutura reprodutiva feminina em forma de cúpula de pteridospermas primitivas; B) fronde de <i>Diplothmema gothanica</i> , uma pteridosperma primitiva típica do Mississipiano; C) esporângios de <i>Kegelidium lamegoi</i> , uma pteridosperma primitiva. Fonte: Caputo <i>et al.</i> (2005).....	33
<b>Figura 12:</b> Recorte da carta estratigráfica com os principais sistemas petrolíferos da Bacia do Parnaíba. Fonte: Modificado de Vaz <i>et al.</i> (2007).....	37
<b>Figura 13:</b> Imagem dos <i>plays</i> da Bacia do Parnaíba na área do Parque dos Gaviões associados aos principais sistemas petrolíferos. Fonte: Abelha (2013) <i>in</i> Sumário Geológico, ANP (2015), R13.....	37
<b>Figura 14a:</b> Recorte da carta estratigráfica com os sistemas petrolíferos secundários da Bacia do Parnaíba. Fonte: Modificado de Vaz <i>et al.</i> (2007) <i>in</i> Sumário Geológico, ANP (2017), R15. ....	38
<b>Figura 14b:</b> Síntese dos sistemas petrolíferos secundários da Bacia do Parnaíba. Fonte: Sumário Geológico, ANP (2017), R15.....	38
<b>Figura 15:</b> Imagem esquemática mostrando dados de reflectância de vitrinita e o efeito da maturação térmica dada pelas intrusões ígneas. A “janela de geração de óleo” está entre 0,6 a 1,3 %Ro e a “janela de geração de gás” entre 1,3 a 4,0 %Ro. Fonte: Modificado de Gonzaga e Gonçalves (1998) por DPC & Assoc. (2000) <i>in</i> Sumário Geológico, ANP (2019), R15.....	39
<b>Figura 16:</b> Recorte da carta estratigráfica com destaque para as principais características dos quatro intervalos geradores da Bacia do Parnaíba. Fonte: (Miranda <i>et al.</i> , 2018).....	41

- Figura 17:** Imagem com análise dos folhelhos devonianos das Fm. Pimenteiras subdivididos em tipos A, B e C considerando dados de COT e %Ro. Fonte: Rodrigues (1995) *in* Sumário Geológico, ANP (2015), R13.....43
- Figura 18:** Mapas de isóclitas com a distribuição espacial dos folhelhos devonianos da Fm. Pimenteiras tipo “C” (à esquerda) e teores médios de COT do mesmo folhelho tipo “C” (à direita). Fonte: Rodrigues (1995) *in* Sumário Geológico, ANP (2015), R13.44
- Figura 19:** Mapas de isópacas com a distribuição dos reservatórios Cabeças e Poti. Fonte: Lima (1990) e Cunha (1986) *in* Sumário Geológico, ANP (2015), R13.....46
- Figura 20:** Mapa regional de distribuição dos tipos de trapas para os sistemas petrolíferos da Bacia do Parnaíba. Fonte: Milani e Zalan (1998) *in* Sumário Geológico, ANP (2015), R13.....48
- Figura 21:** Linha sísmica mapeada mostrando o sistema atípico da Bacia do Parnaíba. O principal mecanismo de trapa e selo está associado ao fechamento quaquaversal dado pelas intrusões mapeadas dentro da Fm. Poti (seta vermelha superior). As intrusões mais basais, intrudidas na Formação Pimenteiras, favoreceram a geração (seta vermelha inferior). A migração do gás foi favorecida por falhas (setas pretas). Fonte: Miranda *et al.* (2018).....50
- Figura 22:** Carta de eventos do sistema petrolífero da Bacia do Parnaíba. Fonte: DPC & ASSOC (2000) *in* Sumário Geológico, ANP (2015), R13.....52
- Figura 23:** Imagem sintetizando os tipos de perfis e seus usos. Em destaque os perfis utilizados, exceto o Fator Fotoelétrico que não se encontra na lista, mas foi considerado no estudo. Fonte: Evenick (2008).....64
- Figura 24:** Imagem da carta\_base de resposta dos perfis para diferentes tipos de litologias e fluidos. Fonte: *Baker Hugues*.....65
- Figura 25:** Mapa de localização do poço 3-PGN-5-MA no Campo Gavião Caboclo, Parque dos Gaviões, Bacia do Parnaíba. Fonte: Elaboração própria.....72

- Figura 26:** Foto do armazenamento das amostras de calha nos sacos de panos dispostos em caixas por intervalo (à esquerda) e amostras na calha para descrição (à direita). Fonte: Elaboração própria.....74
- Figura 27:** Imagem do *software* gratuito SedLog utilizado na descrição das amostras de calha. Fonte: Elaboração própria. ....75
- Figura 28:** Fotos do preparo das amostras para liofilização (à esquerda) e liofilizador (à direita). Fonte: Workshop do Projeto Parnaíba (outubro/2019) .....76
- Figura 29:** Foto do equipamento Espectrômetro de Fluorescência de Raios-X utilizado para a geração das curvas de elementos químicos presentes nas amostras de calhas. Fonte: Workshop do Projeto Parnaíba (outubro/2019).....77
- Figura 30:** Foto do gamaespectrômetro utilizado nas amostras de calha para a geração das curvas individualizadas de tório, urânio e potássio. Fonte: Nobre (2019).....78
- Figura 31:** Imagem do Trace com o perfil litológico e perfis do poço 3-PGN-5-MA. Em destaque a interpretação preliminar do contato gás-água pela curva de Resistividade e o cruzamento dos perfis Densidade e Neutrão na frente do reservatório portador de gás. Fonte: Elaboração própria.....81
- Figura 32:** Imagem do Trace com o perfil litológico e perfis do poço 3-PGN-5-MA. Em destaque a interpretação do contato gás-água pelo gráfico de gradiente de pressão em comparação ao contato dado pelo perfil Resistividade. Fonte: Elaboração própria.....84
- Figura 33:** Imagens dos perfis antes e após a reinterpretação da litologia a partir das descrições das amostras de calha. À esquerda o perfil litológico original e à direita o perfil reinterpretado. No meio uma imagem do *software* SedLog ilustrando como é feita a plotagem dos dados de descrição das amostras de calha. Fonte: Elaboração própria.....86

- Figura 34:** Imagem do Trace com o perfil litológico, perfis do poço 3-PGN-5-MA e os subintervalos do reservatório Poti. Os números representam feições-chave e estão descritos no texto. Fonte: Elaboração própria.....87
- Figura 35:** Imagem do Trace com o perfil litológico e perfis do poço 3-PGN-5-MA mostrando as facies do reservatório Poti propostas conforme Miranda *et al.* (2018). Fonte: Elaboração própria.....92
- Figura 36:** Foto de grãos de pirita dispersos no litotipo arenítico da amostra de calha 1389 m. Fonte: Elaboração própria.....95
- Figura 37** Imagem do Trace com o perfil litológico e perfis do poço 3-PGN-5-MA com destaque, em vermelho, para a curva criada a partir da contagem da pirita durante as descrições das amostras de calha. Fonte: Elaboração própria.....96
- Figura 38:** Perfil litológico e perfis do poço 3-PGN-5-MA no Trace com destaque, em vermelho, para os perfis dos elementos S e Fe analisados no XRF. As setas em preto mostram tendências no comportamento das curvas. Notar os elevados teores de ferro no Diabásio. Fonte: Elaboração própria.....97
- Figura 39:** Foto da amostra de calha 1399 m onde foi observado exemplo de folhelho piritoso. Fonte: Elaboração própria.....104
- Figura 40:** Perfil litológico e perfis do poço 3-PGN-5-MA no Trace com destaque, em vermelho e laranja, para as duas subzonas criadas em função dos teores de S e Fe. As linhas tracejadas em preto mostram patamares médios para estes teores. Fonte: Elaboração própria.....106
- Figura 41:** Perfil litológico e perfis do poço 3-PGN-5-MA no Trace com destaque, em vermelho, para as duas zonas – Rty e Rtx – individualizadas dentro do reservatório portador de gás. Fonte: Elaboração própria.....107

**Figura 42:** Imagem do IP com os perfis do poço 5-PGN-5-MA. O *track* 5, destacado em vermelho, mostra as resistividades, comparando o comportamento da curva afetada (*Rt\_original*) e da resistividade esperada (*Rt\_corrigida*) caso não houvesse minerais condutivos. As setas mostram o comportamento da curva de ferro e sulfeto em ambas as zonas. Da esquerda para direita tem-se: Track 1: Depth (m): Profundidade; Track 2: Subintervalos\_Poti; Track 3: GR: Raios Gama (gAPI) / HCAL: Cáliper (in); Track 4: RHOZ: Densidade (g/cm<sup>3</sup>) / NPOR: Neutrão (dec) / PEFZ: Fator Fotoelétrico; Track 5: Rt: Resistividade (ohm.m); Track 12: XRF: Fe% e XRF:S%.  
Fonte: Elaboração própria.....109

**Figura 43:** Imagem do IP com os perfis do poço 5-PGN-5-MA. As várias curvas corrigidas, geradas no Excel a partir das fórmulas testadas, foram plotadas no *track* 6, destacado em vermelho. Da esquerda para direita tem-se: Track 1: Depth (m): Profundidade; Track 2: Subintervalos\_Poti; Track 3: GR: Raios Gama (gAPI) / HCAL: Cáliper (in); Track 4: RHOZ: Densidade (g/cm<sup>3</sup>) / NPOR: Neutrão (dec) / PEFZ: Fator Fotoelétrico; Track 5: Rt: Resistividade original (ohm.m); Track 6: Rt: Resistividades corrigidas (ohm.m).  
Fonte: Elaboração própria.....113

**Figura 44:** Imagem do IP com os perfis do poço 3-PGN-5-MA com destaque para a Resistividade corrigida, escolhida como o melhor resultado para a correção. Da esquerda para direita tem-se: Track 1: Depth (m): Profundidade; Track 2: Subintervalos\_Poti; Track 3: GR: Raios Gama (gAPI) / HCAL: Cáliper (in); Track 4: RHOZ: Densidade (g/cm<sup>3</sup>) / NPOR: Neutrão (dec) / PEFZ: Fator Fotoelétrico; Track 5: Rt: Resistividade original (ohm.m); Track 6: Rt: Resistividade corrigida (ohm.m); Track 7: DTCO: Sônico (us/ft); Track 8: XRF: Fe% e XRF:S%.  
Fonte: Elaboração própria.....114

**Figura 45:** Imagem do IP da etapa onde as linhas base para folhelho e arenito, de cada intervalo, são indicadas para o *software* para *input* nos modelos matemáticos de cálculo de argilosidade. Fonte: Elaboração própria.....116

**Figura 46:** Imagem com os perfis do poço 3-PGN-5-MA no IP. Da esquerda para direita tem-se: Track 1: Depth (m): Profundidade; Track 2: Subintervalos\_Poti; Track 3: GR: Raios Gama (gAPI) / HCAL: Cáliper (in); Track 4: RHOZ: Densidade (g/cm<sup>3</sup>) /

NPOR: Neutrão (dec) / PEFZ: Fator Fotoelétrico; Track 5: Rt: Resistividade original (preta) e corrigida (azul) (ohm.m); Track 6: DTCO: Sônico (us/ft); Track 7: XRF: Fe% e XRF:S%; Track 8: Vclay\_Larionov: Argilosidade (%); Track 9: Gaymard & Poupon: Porosidade (%); Track 10: Sw\_original: saturação (%); Track 11: Sw\_corrigida: saturação (%); Track 12: Netpay\_original e Netpay\_corrigido. Em destaque as zonas Rtx (normal) e Rty (corrigida). Fonte: Elaboração própria.....123

**Figura 47:** Fluxograma aplicado no poço 3-PGN-5-MA para a caracterização e correção do problema das baixas resistividades. Esse desenvolvimento pode ser replicado na avaliação de outros poços que apresentem o mesmo problema. Fonte: Elaboração própria.....125

## LISTA DE GRÁFICOS

- Gráfico 01:** Gráfico do histórico exploratório em termos de poços perfurados na Bacia do Parnaíba desde a década de 50 até o presente. Fonte: Modificado de Sumário Geológico, ANP (2017), R15.....6
- Gráfico 02:** Gráfico dos 20 campos terrestres com maior produção de gás natural. Gavião Branco se destaca como o terceiro. Quatro Campos da Bacia do Parnaíba, dos cinco atualmente em produção, figuram entre os maiores produtores. Fonte: Modificado de Sumário Geológico, ANP (2017), R15.....7
- Gráfico 03:** Gráfico “Profundidade x Gradiente de Pressão” utilizado na análise de fluidos e contatos do poço 5-PGN-5-MA no intervalo reservatório (Fm. Poti). Em destaque a profundidade de contato gás-água (G/A) interpretado a partir da Resistividade (Rt - vermelho) e do Gradiente de Pressão (azul). Fonte: Elaboração própria.....85
- Gráfico 04:** Gráfico de dispersão com dados de Th e K do poço 3-PGN-5-MA para estudo do tipo de argilominerais predominantes: caulinita e esmectita. Fonte: Modificado de Klaia & Dudek (2016).....94
- Gráfico 05:** Gráfico “Densidade x Condutividade” para quantificação da pirita em porcentagem. Fonte: Modificado de Holmes *et al.* (2013).98
- Gráfico 06:** Gráfico “Fator Fotoelétrico (PE) x Condutividade” para quantificação da pirita em porcentagem Fonte: Modificado de Holmes *et al.* (2013).....99
- Gráfico 07:** Gráfico “Profundidade x Resistividade” para análise da presença de pirita. Fonte: Elaboração própria..... 100
- Gráfico 08:** Gráfico “Profundidade x Densidade” para análise da presença de pirita. Fonte: Elaboração própria..... 101



<b>Gráfico 09:</b> Gráfico “Profundidade x PEFZ” para análise da presença de pirita. Fonte: Elaboração própria.....	102
<b>Gráfico 10:</b> Gráfico indicando o <i>cutoff</i> de porosidade. Fonte: Lalanne <i>et al.</i> (2004).....	121
<b>Gráfico 11:</b> Gráfico indicando o <i>cutoff</i> de saturação de água. Fonte: Lalanne <i>et al.</i> (2004).....	121
<b>Gráfico 12:</b> Gráfico indicando o <i>cutoff</i> de volume de argila (Vclay). Fonte: Lalanne <i>et al.</i> (2004).....	122

## LISTA DE TABELAS

**Tabela 01:** Tabela do Teste de Formação do poço 3-PGN-5-MA. Em destaque profundidade em cota e valores de pressão em Kg/cm<sup>2</sup> para a elaboração do gráfico “Profundidade x Gradiente de Pressão” utilizado na análise de fluidos e contatos. Fonte: Perfil composto original do poço 3-PGN-5-MA enviado pela ANP.....82

**Tabela 02:** Tabela com valores de referências para gradientes de pressão estática para cada tipo de fluido. Fonte: ([https://wiki.aapg.org/Normal\\_hydrostatic\\_pressure\\_gradients](https://wiki.aapg.org/Normal_hydrostatic_pressure_gradients)).....83

**Tabela 03:** Tabela do Excel onde foram feitos os cálculos de correção. Em seguida, uma curva foi gerada a partir dos resultados. No cabeçalho, destacado em vermelho, estão descritas algumas das fórmulas utilizadas. Fonte: Elaboração própria.....112

**Tabela 04:** Tabela com os valores médios de Netpay\_corrigido, Netpay\_original, Saturação\_corrigida, Saturação\_original, Vclay (argilosidade) e Porosidade\_corrigida. Em destaque a zona da Resistividade corrigida. Fonte: Elaboração própria.....124

# Sumário

1. APRESENTAÇÃO .....	1
1.1 Introdução .....	1
1.2 Objetivos .....	3
2. HISTÓRICO EXPLORATÓRIO.....	4
3. GEOLOGIA.....	8
3.1 Introdução .....	8
3.2 Geologia Regional e Evolução Tectonoestratigráfica.....	10
3.3 Geologia Local - Formação Poti.....	29
3.3.1 Petrografia.....	34
3.4 Sistema Petrolífero.....	36
4. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA .....	52
4.1 Propriedades petrofísicas.....	52
4.2 Pressão de Formação .....	56
4.3 Amostras de calha.....	58
4.4 Espectrometria de Fluorescência de Raios-X (XRF).....	59
4.5 Gamaespectrometria.....	59
4.6 Baixas resistividades em reservatórios .....	60
4.6.1 Piritização em reservatórios .....	62
4.6.2 Reservatórios argilosos.....	62
4.7 Perfis geofísicos.....	63
5. METODOLOGIA .....	72
5.1 Descrição de amostras de calha e subamostragem .....	73
5.2 Análise de Fluorescência de Raios-X (XRF).....	76
5.3 Dados gamaespectrais .....	77
6. RESULTADOS & DISCUSSÕES .....	78
6.1 Identificação do problema .....	78
6.2 Identificação do contato gás/água pelo gradiente de pressão .....	80
6.3 Detalhamento do reservatório Poti no poço 3-PGN-5-MA .....	87
6.3.1 Subintervalos do reservatório Poti no poço 3-PGN-5-MA.....	88
6.3.2 Características do reservatório Poti no poço 3-PGN-5-MA.....	92

6.3.2.1 Argilosidade.....	93
6.3.2.2 Piritização.....	94
6.3.2.3 Baixas resistividades no reservatório Poti do poço 3-PGN-5-M.....	103
6.3.2.4 Identificação do halo de metamorfismo e de percolação de fluidos provenientes das intrusões.....	104
6.4 Fator de correção para a Resistividade.....	107
6.5 Avaliação do reservatório e comparação de resultados.....	115
6.5.1 Avaliação do reservatório.....	115
6.5.2 Comparação de resultados.....	122
6.6 Proposta de um fluxo de trabalho para mitigar o problema.....	125
7. CONCLUSÕES .....	128
8. REFERÊNCIAS.....	128

# 1. APRESENTAÇÃO

## 1.1 Introdução

Uma forma eficiente de conhecer previamente uma Formação geológica em subsuperfície e diminuir as incertezas em relação às suas características é fazer uso de métodos que forneçam grande quantidade de informação de modo indireto e com o menor custo possível. Por isso são utilizados diversos métodos geofísicos que se complementem no intuito de obter informações para minimizar os riscos nas etapas de exploração, gerando prospectos confiáveis, robustos e econômicos e de modo a gerir bem os recursos humanos, financeiros e materiais. A perfilagem geofísica de poços é um procedimento fundamental para a avaliação de intervalos de interesse e seu uso é considerado indispensável para as etapas de exploração e desenvolvimento da produção. Entretanto, o senso crítico deve nortear o uso de tais técnicas uma vez que, por definição, as ferramentas de perfilagem fazem medições indiretas de propriedades do reservatório. A partir de avaliações de rochas e fluidos é que inferimos porosidade, saturação, permeabilidade e outros e assim obtemos as qualidades da Formação de interesse.

Nesse sentido, um problema usual na exploração de hidrocarbonetos é a presença de baixas resistividades relacionadas à presença de argilominerais e minerais condutivos. Isso demanda cautela nas interpretações e cálculos, pois, resistividades “artificialmente” baixas acarretam erros nos cálculos de saturação de água e, conseqüentemente, de estimativa do volume de hidrocarbonetos presentes no reservatório uma vez que se trata de uma variável fundamental nesta equação.

Vários métodos são utilizados atualmente a fim de mitigar o problema, sendo geralmente caros e demorados, por demandarem análises laboratoriais, fluidos de perfuração especiais e condições específicas durante a perfuração para que funcionem. Muitas vezes os dados de resistividades, nestes casos, não podem ser utilizados, inviabilizando as avaliações dos reservatórios. Este panorama mostra-se crítico especialmente em bacias terrestres, onde os custos de perfuração e produção devem ser bastante otimizados para gerarem lucro.

Visando contribuir com a mitigação da influência de argilominerais e de pirita em reservatórios de gás, o presente trabalho traz o estudo de caso do poço 3-PGN-5-MA para a análise e a caracterização petrofísica do reservatório da Formação (Fm.)

Poti na área do Parque dos Gaviões – Campo Gavião Cabloco –, Bacia Parnaíba. O poço em questão mostrou que o contato gás-água, quando interpretado pela curva de resistividade, subestimava o reservatório em quase 50 metros, o que ficou evidente no gráfico de “Pressão x Profundidade” que localiza o contato bem abaixo do que foi inicialmente estabelecido. Algumas formas de correção já conhecidas poderiam ser aplicadas, mas é proposto aqui um uso mais expedito das curvas, mais barato e mais rápido e com melhores estimativas de reservatório, onde o *log* de Resistividade possa ser aproveitado.

Além dos perfis de poços, este estudo utilizou, também, dados de fluorescência de raios-x (XRF) e gamaespectrometria, a partir de amostras de calha, um tipo de amostragem relativamente de baixo custo e mais acessível. Estes estudos foram realizados dentro do escopo do projeto de PD&I intitulado “Identificação de superfícies estratigráficas através das razões de C e N e dos isótopos de C e N”, patrocinado através de convênio UFF/PETROBRAS/ANP. Neste projeto, as amostras de calha, cuja guarda foi cedida à UFF pela antiga operadora Parnaíba Gás Natural, atual Eneva, também foram redescritas e, junto com a análise dos perfis, serviu para a confecção de um perfil litológico reinterpretado, conduzindo a um melhor entendimento do reservatório.

A Bacia do Parnaíba tem se destacado no cenário brasileiro e vem acumulando sucessos exploratórios nas últimas décadas. Mesmo sendo uma Bacia de nova fronteira e ainda pouco estudada, já é umas das mais profícuas para gás no Brasil, crescendo exponencialmente em produção e levando desenvolvimento à região do Parque dos Gaviões pela monetização do gás “*in situ*” onde a cadeia produtiva inclui termoelétricas na mesma área da exploração. Mostra-se interessante para pesquisas devido ao seu sistema petrolífero atípico onde a geração se deu pela intrusão tardia de rochas ígneas (Rodrigues, 1995), sem as quais não teria havido o incremento térmico para a entrada na janela de geração. Além disto, estudos sobre os ciclos energéticos mundiais, apontam que o gás natural poderá cumprir importante papel na atual transição energética, como um combustível ponte para energias mais ambientalmente eficazes, por se tratar de um combustível fóssil de queima mais limpa, da mesma forma que foi realizada a transição do carvão para o petróleo no passado (Boff, 2017).

Em suma, a primeira parte deste trabalho consiste na revisão bibliográfica para o entendimento do contexto geológico. Em seguida é mostrada uma fundamentação

teórica da metodologia e como esta foi utilizada para alcançar resultados mais confiáveis de saturação de água e, conseqüentemente, de *netpay*, além da caracterização do reservatório. As técnicas utilizadas incluem o entendimento de dados de perfis de poços, de análises XRF, gamaespectrais, de gradiente de pressão e de rocha, através da redescrição de amostras de calha, dentre outros que serão vistos nesta parte. É descrito todo o fluxo de trabalho, parâmetros utilizados, a escolha das equações e os dados gerados através das diversas análises.

A terceira parte versa sobre os resultados obtidos e as discussões pertinentes, bem como recomendações para estudos futuros. A argilosidade do reservatório, o uso de cálculos mais expeditos e dados mais baratos, uma estimativa melhor do reservatório e a presença de pirita microcristalina, dentre outros, está entre as considerações feitas nesta etapa.

Com isto, obtém-se a caracterização petrofísica do reservatório, com a constatação de um modelo petrofísico adequado, o cálculo ajustado de volume de hidrocarboneto a partir da técnica de correção apresentada e um melhor entendimento do reservatório.

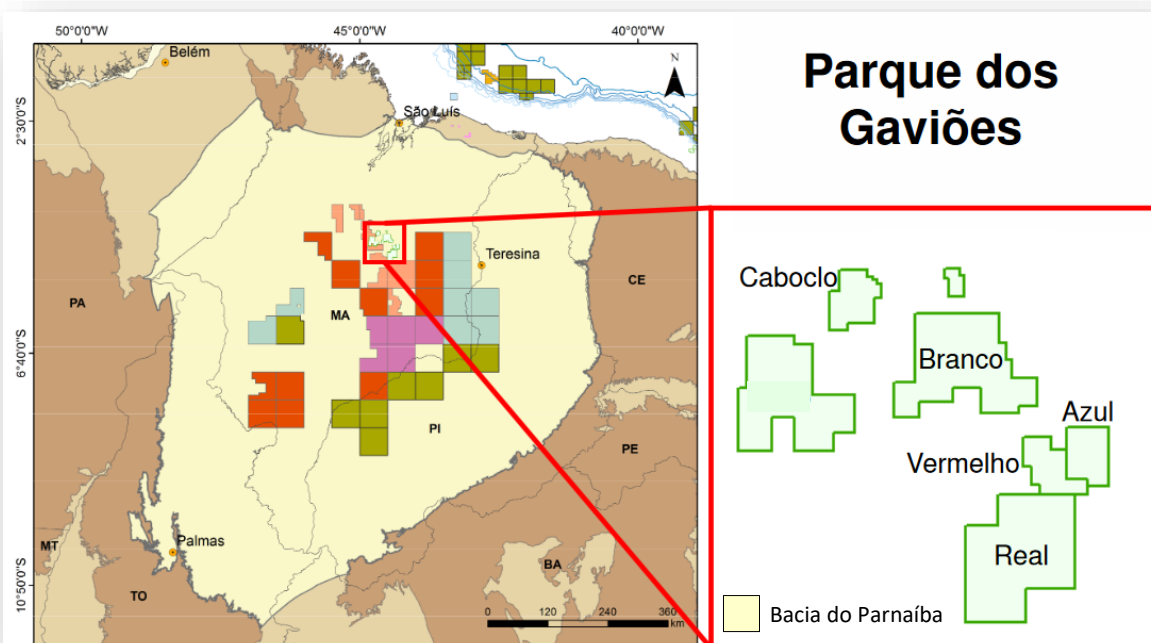
## **1.2 Objetivos**

O presente estudo propõe uma metodologia de trabalho alternativa para a avaliação do reservatório Poti, no poço 3-PGN-5-MA, através de técnicas que tentam mitigar o efeito da presença de pirita e de argilominerais na curva de resistividade, conferindo maior solidez aos cálculos petrofísicos de saturação de água e *netpay*, além de maior confiabilidade aos volumes de gás *in place*.

Do ponto de vista da indústria, esta técnica poderá ser aplicada a reservatórios com características similares, dando maior robustez aos processos exploratórios. Do ponto de vista acadêmico, este estudo propiciou um forte entendimento sobre a avaliação de reservatórios, reforçando a necessidade de realizar estudos integrados, utilizando dados geológicos, geofísicos e geoquímicos.

## 2. HISTÓRICO EXPLORATÓRIO

No âmbito da Bacia do Parnaíba, a área denominada de Parque dos Gaviões (Figura 01) é a região no centro norte da mesma onde estão localizados os nove campos declarados comerciais até o momento, cinco deles em produção (Gavião Real, Gavião Vermelho, Gavião Branco, Gavião Caboclo e Gavião Azul) e quatro em desenvolvimento (Gavião Preto, Gavião Branco Norte, Gavião Tesoura e Gavião Carijó), além de sete áreas com plano de avaliação de descoberta (PAD) declaradas pela ENEVA (2019).



**Figura 01:** Mapa de localização do Parque dos Gaviões e dos 5 campos atualmente em produção. Fonte: Modificado Sumário Geológico, ANP (2017), R15.

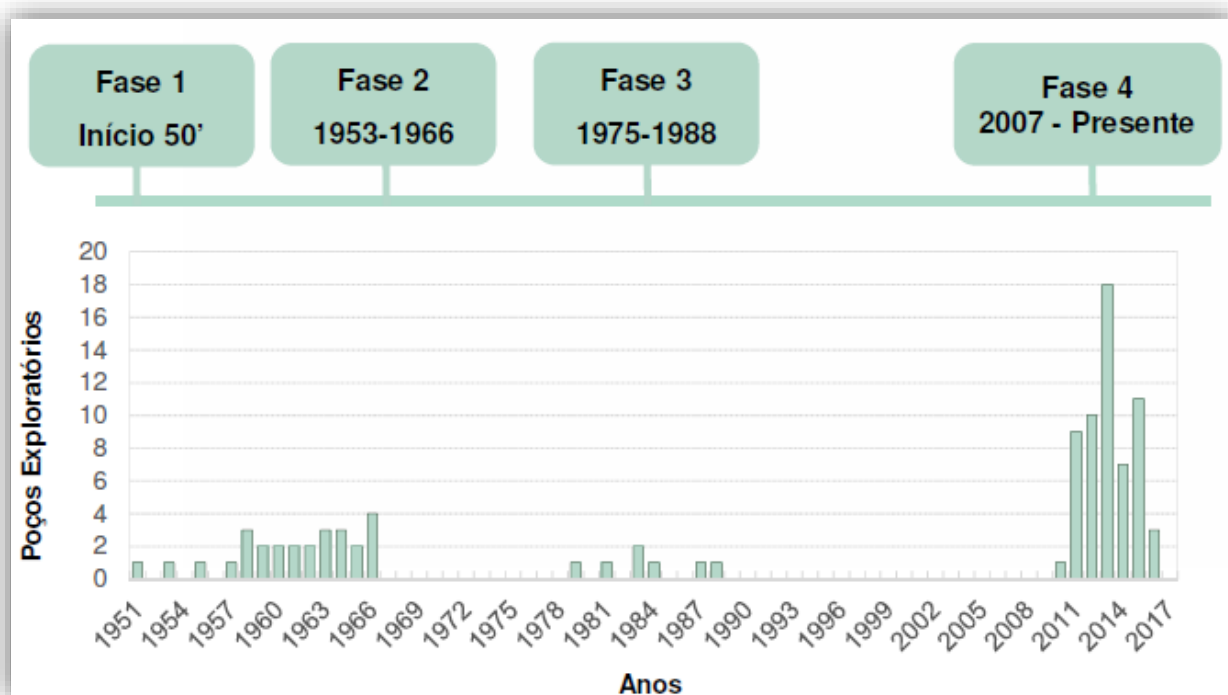
A exploração de hidrocarbonetos na Bacia do Parnaíba teve início na década de 1950, com trabalhos realizados pelo Conselho Nacional do Petróleo (CNP), que resultaram em levantamentos geológicos de superfície e na perfuração de dois poços no Estado do Maranhão (Araújo, ANP, 2017). Após a criação da Petrobrás, em 1953, intensificou-se a campanha exploratória até o ano de 1966. Nessa ocasião foram desenvolvidas atividades de mapeamento geológico e fotogeológico, gravimetria, levantamentos localizados de sísmica e a perfuração 25 poços exploratórios.



Em 1975 os trabalhos foram retomados com uma nova campanha de levantamento sísmico, aeromagnetometria e perfuração de mais poços pioneiros. Em 1980, a ESSO e a Anschutz, através de contrato de risco, promoveram uma nova campanha exploratória, que obteve dados de sísmica de reflexão. Contudo, investimentos relativamente baixos foram destinados às bacias de nova fronteira, pelo menos até 1997. Nessa terceira fase, de 1975-1988, foram perfurados mais 7 poços exploratórios ao todo.

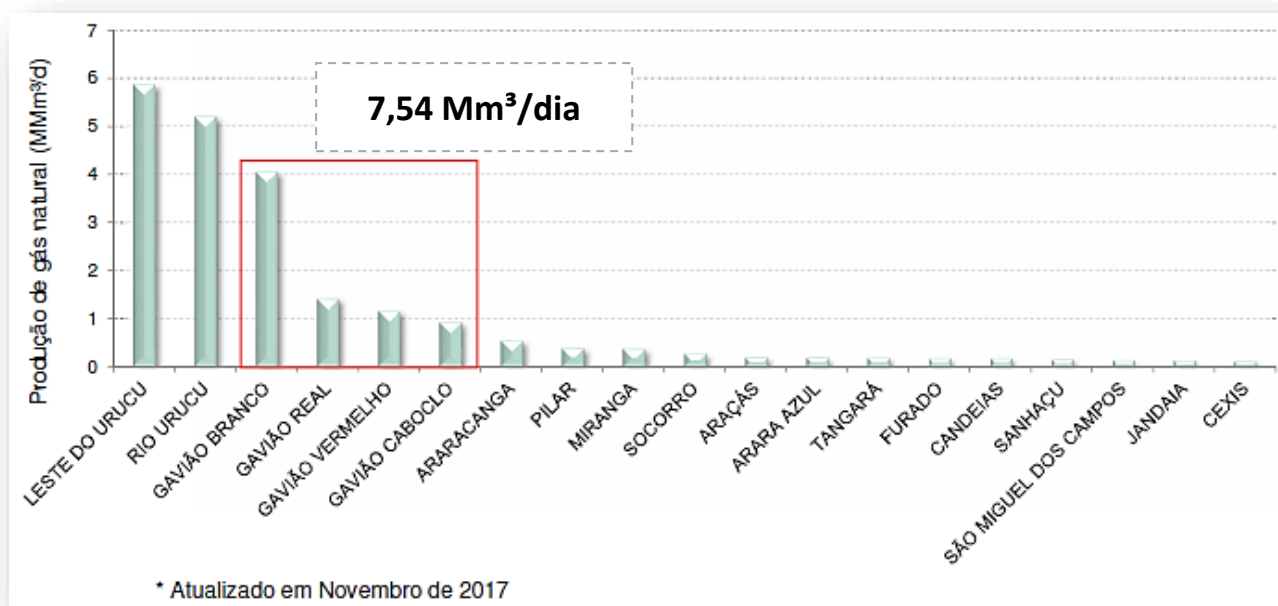
Em 2002 os investimentos voltam a aumentar em torno do estudo da bacia por parte da ANP e concessionários. Desde então, blocos foram ofertados na Bacia do Parnaíba em 7 rodadas (4, 9, 11, 12, 13, 14 e 15) e mais de 200 milhões foram investidos. Logo após a nona rodada da ANP, no ano de 2008, operadoras brasileiras iniciaram a quinta e mais bem-sucedida campanha de exploração na bacia. Durante esta última fase que segue até os dias de hoje, cerca de 14.000 km de sísmica 2D e 480 km<sup>2</sup> de sísmica 3D foram adquiridos, resultando na descoberta de 27 Bcm (bilhões de metros cúbicos) de gás recuperável em sete campos comerciais. A produção de gás de 8,4 Mm<sup>3</sup>/dia (milhões de metros cúbico/dia) vem de cinco campos produtores que alimentam o Complexo Parnaíba, abrangendo uma unidade termelétrica. Os 1,4 GW gerados fornecem uma quantidade significativa de energia para o Norte e Nordeste do país (Miranda *et al.*, 2018).

O Gráfico 01 mostra as fases de investimento que a Bacia do Parnaíba sofreu desde a década de 50.



**Gráfico 01:** Gráfico do histórico exploratório em termos de poços perfurados na Bacia do Parnaíba desde a década de 50 até o presente. Fonte: Modificado de Sumário Geológico, ANP (2017), R15.

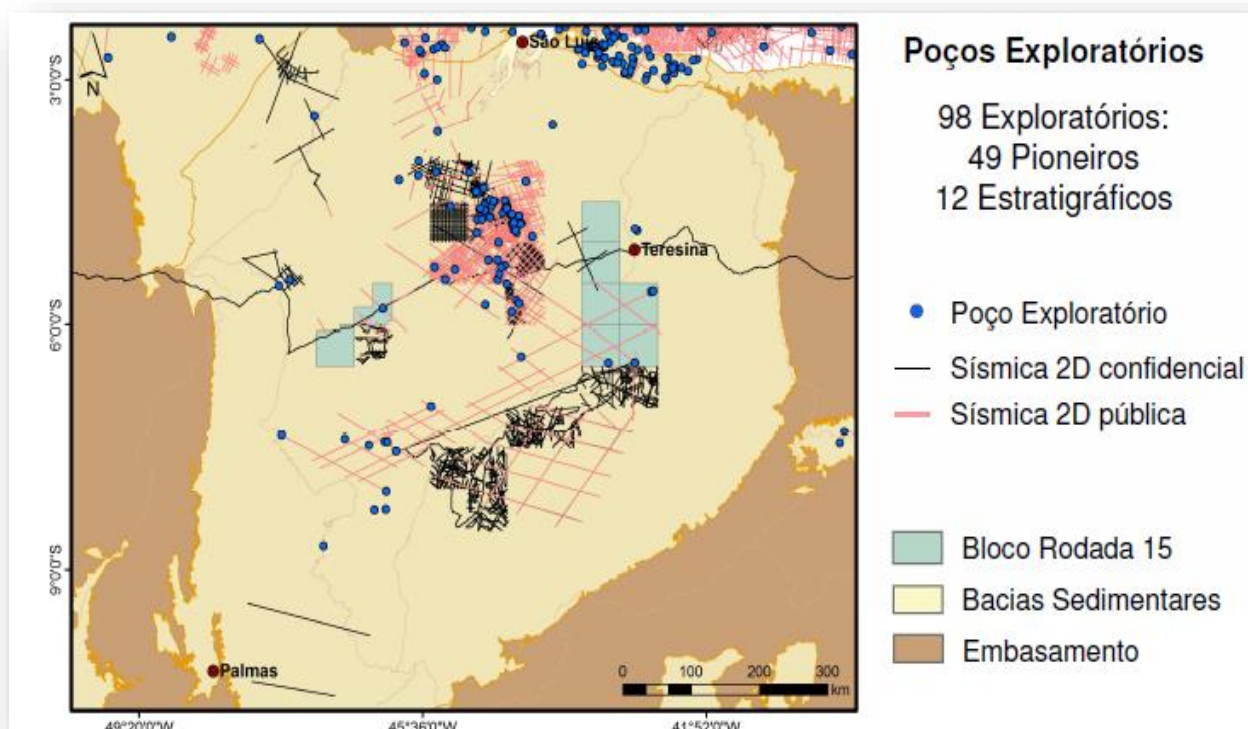
Em 2017 a Bacia do Parnaíba atingiu a marca de 100 poços perfurados e 4 Campos do Parque dos Gaviões já figuram entre os 20 campos terrestres com maior produção de gás natural (Gráfico 02), um resultado excepcional para uma bacia de nova fronteira sobretudo considerando-se a diminuta área explorada se comparada a área total da bacia e apenas pouco mais de uma década desde a descoberta dos Parque dos Gaviões.



**Gráfico 02:** Gráfico dos 20 campos terrestres com maior produção de gás natural. Gavião Branco se destaca como o terceiro. Quatro Campos da Bacia do Parnaíba, dos cinco atualmente em produção, figuram entre os maiores produtores. Fonte: Modificado de Sumário Geológico, ANP (2017), R15.

Em 2019, o número de poços perfurados sobe para 159 – mais de 50 em apenas dois anos –, acompanhados por um volume de levantamentos sísmicos bem mais significativo e pela oferta de 8 blocos na Rodada 15 da ANP (Figura 02).

Diante de todos esses sucessos exploratórios, a Bacia do Parnaíba é, atualmente, a segunda maior produtora terrestre de gás natural no Brasil e responde por aproximadamente 10% da produção nacional. Somando-se a isso, a exploração deste gás tem trazido desenvolvimento e geração de infraestrutura para regiões interiores do país, através da monetização da produção de gás natural em usinas termoelétricas com a distribuição da eletricidade por meio de redes de transmissão.



**Figura 02:** Mapa do volume de dados atualmente existentes sobre a Bacia do Parnaíba em termos de poços e levantamentos sísmicos. Fonte: Modificado de Sumário Geológico, ANP (2017), R15.

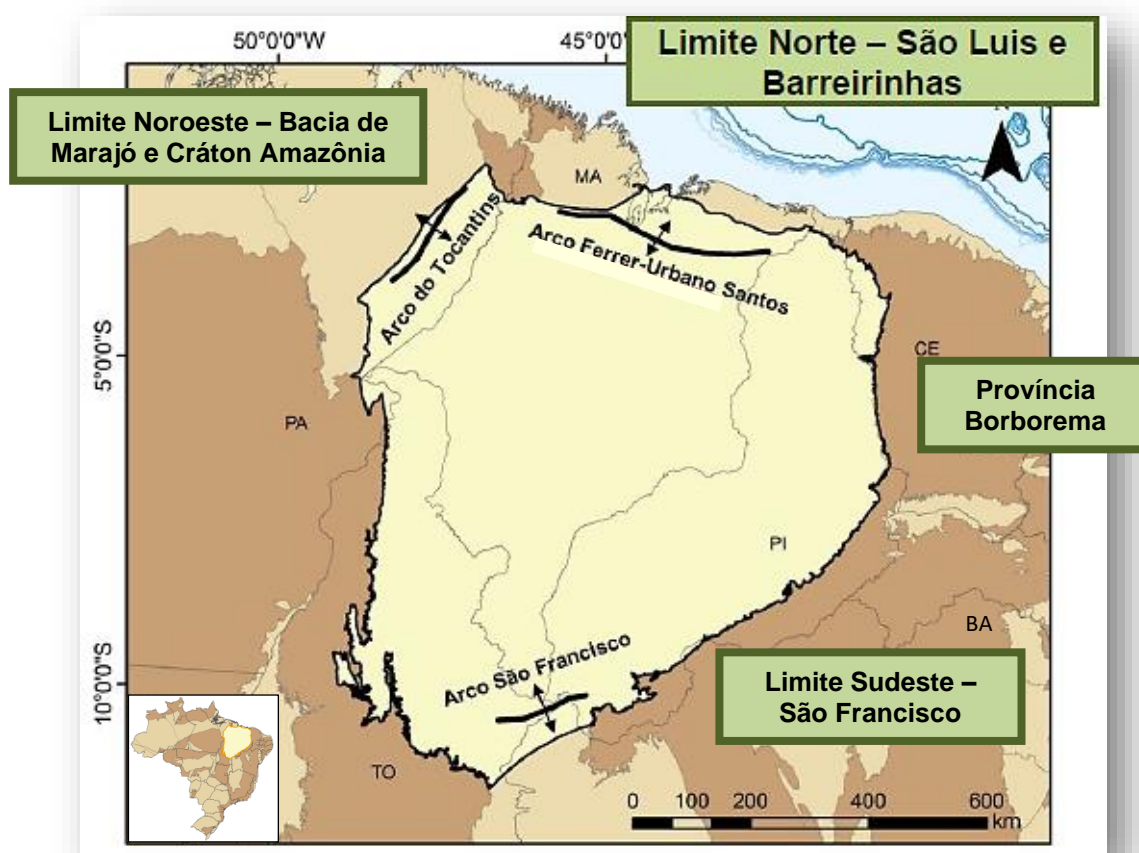
### 3. GEOLOGIA

#### 3.1 Introdução

A Bacia do Parnaíba desponta no cenário brasileiro das últimas décadas como uma bacia profícua para gás, mostrando-se interessante para pesquisas inclusive devido ao seu sistema petrolífero atípico onde a geração deu-se pela intrusão tardia de rochas ígneas, sem as quais não teria havido o incremento térmico para a entrada na janela de geração (Rodrigues, 1995).

Também identificada pelos nomes Bacia do Maranhão, Bacia do Meio-Norte, Parnaíba-Grajaú ou do Piauí-Maranhão, a Bacia do Parnaíba é uma bacia paleozoica, intracratônica (Tipo I), que ocupa uma área de cerca de 655.888 mil km<sup>2</sup> da porção noroeste do Nordeste brasileiro, recobrando os estados do Piauí, Maranhão, Tocantins, Pará, Ceará e Bahia. Apresenta formato elipsoidal orientado no sentido NE-SW com cerca de 1000 Km de alongamento; e no sentido transversal apresenta

aproximadamente 800 Km de eixo. No depocentro, a espessura total de suas rochas atinge cerca de 3.500 m (Vaz *et al.*, 2007). Limita-se a Norte com as Bacias de São Luís e de Barreirinhas, separada destas pelo Arco Ferrer-Urbano Santos; a Noroeste faz fronteira com o Cráton Amazônico e a Bacia de Marajó, separada pelo Arco de Tocantins; a Sudeste, separada pelo Arco do São Francisco, faz divisa com a Bacia do São Francisco; e a leste limita-se pela Província Borborema (Vetorazzi, 2012) (Figura 03).



**Figura 03:** Mapa de localização da Bacia do Parnaíba e seus principais limites tectônicos. Fonte: Sumário Geológico, ANP (2015), R13.

Durante o Paleozoico, a bacia ocupava porção da região nordestina, ligada à Bacia do Amazonas, através da região do Marajó, e fazia parte da bacia africana Taoudeni (Caputo *et al.*, 2005). Como unidade deposicional, a bacia foi iniciada após o ciclo termotectônico Brasileiro-Panafricano, no fim do Ordoviciano, juntamente com as demais bacias intracratônica brasileiras: Solimões, Amazonas e Paraná. Foram

detectados riftes com direção norte-sul, de possível idade cambro-ordoviciano, precursores da formação da bacia.

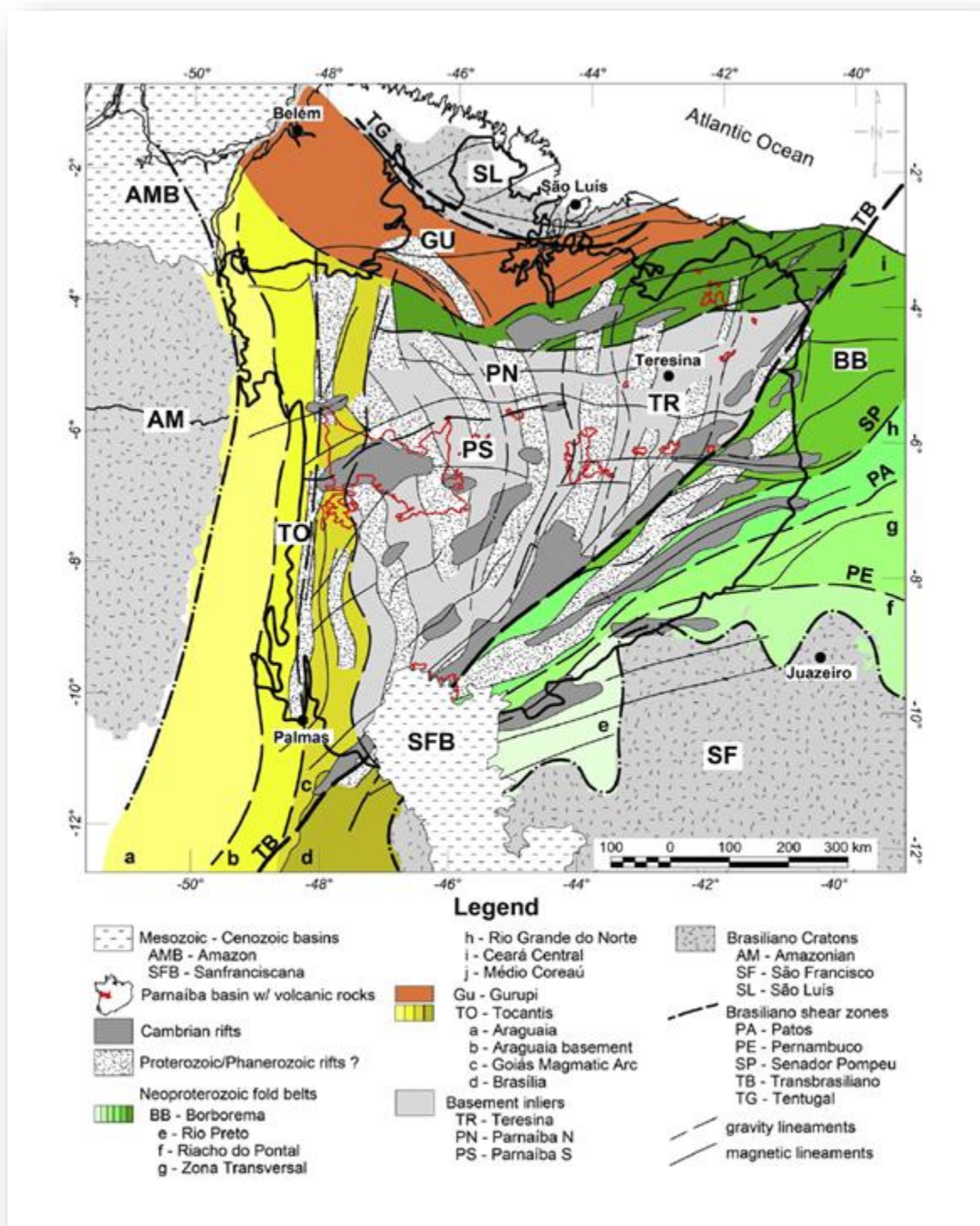
A comunicação marinha com o norte da África foi bloqueada pelo colapso extensional relacionado à orogenia Eo-herciniana. O Arco de Purus entre as bacias do Solimões e do Amazonas foi rebaixado por erosão e novas transgressões vieram através do Solimões e Amazonas até a Bacia do Parnaíba. Foi invadida muitas vezes, até o Eocarbonífero, por mares epicontinentais que transgrediam a bacia através do norte da África. A maior parte das áreas fontes de sedimentos se situava na África central, com menor aporte sedimentar das áreas do escudo brasileiro (Caputo *et al.*, 2005).

### **3.2 Geologia Regional e Evolução Tectonoestratigráfica**

A Bacia do Parnaíba desenvolveu-se sobre um embasamento continental durante a estabilização da Plataforma Sul-Americana, portanto, está ligada às deformações, pulsos terminais e eventos térmicos do final do Ciclo Brasileiro e pós-orogênicos, durante o amalgamento do Gondwana que geraram estruturas grabeniformes que controlaram o depocentro inicial (Vetorazzi, 2012).

Por correlação com os litotipos existentes nas faixas de dobramentos, maciços medianos e outras entidades complexas, situadas nas suas bordas ou proximidades, se deduz que o substrato dessa bacia é constituído de rochas metamórficas, ígneas e sedimentares, cujas idades abrangem um longo intervalo de tempo – do Arqueano ao Ordoviciano – porém, possivelmente, predominem rochas formadas entre o final do Proterozoico e o início do Paleozoico, que correspondem ao tempo de consolidação dessa plataforma (Vaz *et al.*, 2007).

Segundo Góes (1995) o embasamento é constituído pela colagem dos crátons São Luís-Oeste Africano, Amazônico, Maranhão e do São Francisco e pelas faixas de dobramento Tocantins-Araguaia, Borborema, Gurupi e Rio Preto (Figura 04), estabilizadas na passagem Proterozóico Superior/Paleozoico Inferior. Possui os limites atuais erosivos que refletem as reativações tectônicas das estruturas do seu substrato.



**Figura 04:** Mapa tectonoestrutural interpretado da Bacia do Parnaíba. Fonte: Castro *et al.*, 2014.

Como uma grande sinéclise paleozoica, os elevados níveis relativos eustáticos do mar neste período e suas flutuações, foram importantes causa das grandes transgressões na bacia. Não obstante, é certo também que as regressões e

discordâncias erosivas teriam contribuições de ascensões epirogênicas, em resposta às orogêneses ocorridas na borda ativa meridional do Gondwana, adjacente à plataforma. Refletiam-se no interior do continente, causando movimentos tectônicos que influíram nas regressões do mar e deram origem a hiatos na sedimentação decorrentes da exposição das camadas preexistentes. A forma ou configuração do registro sedimentar teve contribuição ainda da subsidência causada por estiramento litosférico, sobrecarga representada pelos depósitos que nelas se acumulavam e outros processos da dinâmica continental. Assim sendo, as ascensões eustáticas só em parte respondem pelas sucessivas inundações do mar no Brasil durante o Fanerozoico (Almeida e Carneiro, 2004).

Por outro lado, Caputo *et al.* (2006) expõem argumentos que tratam das posições geográficas dos principais eventos orogênicos mundiais como, por exemplo, a Orogênese Eo-herciniana (Pensilvaniana), que atuou no sul da Europa, leste dos Estados Unidos e norte nordeste da África, e da preponderância dos efeitos das flutuações do nível do mar, que pode variar dezenas a centenas de metros num intervalo de tempo relativamente mais curto, em se comparando com as taxas de subsidência ou de movimentos ascendentes verificados no substrato dessa sinéclise; isto torna patente seu ponto de vista: não orogêneses, mas sim a eustasia foi o fator primordial no controle dos ciclos transgressivos-regressivos e, conseqüentemente, das discordâncias que definem os limites das Supersequências da Bacia do Parnaíba.

O Embasamento da Bacia do Parnaíba foi dividido por Vaz *et al.* (2007) em duas unidades sedimentares: Formação Riachão e Grupo Jaibaras. A Formação Riachão (Kegel, 1953, *apud* Góes e Feijó, 1994) é composta de grauvacas, arcósios, siltitos, folhelhos vermelhos e ignimbritos. Esses depósitos imaturos são considerados de idade proterozoica média ou superior, por correlação com coberturas plataformais dos crátons Amazônico e do São Francisco (Vaz *et al.*, 2007).

Já para o Grupo Jaibaras, estima-se uma idade cambro-ordoviciano, sendo formado por depósitos fluviais, aluviais e lacustres. Foi interpretado por correlação e ocorre preenchendo calhas grabeniformes, sendo um pacote sedimentar que registra as atividades finais do Ciclo Brasileiro (Oliveira e Mohriak, 2003). Representa a mais importante, proeminente e extensa exposição de sequências sedimentares do início do Fanerozoico (Oliveira e Mohriak, 2003). Mais especificamente foi atribuída uma idade cambro-ordoviciano a este Grupo.



Depositados sobre o embasamento, como pode ser ilustrado na carta estratigráfica da Bacia do Parnaíba (Figura 05), foi elaborada uma síntese tectonosedimentar onde ficou estabelecida a sucessão evolutiva das sequências deposicionais: continental; lacustre; do golfo e marinha, diretamente relacionadas às fases tectônicas: pré-rifte; rifte; proto-oceano ou pós-rifte e drifte (Asmus e Ponte, 1973; Ponte e Asmus, 1978; Asmus e Porto, 1980 *in* Bueno, 2004).

Assim, a Bacia do Parnaíba é formada por uma sucessão de rochas sedimentares e ígneas dispostas em cinco Supersequências, sendo 3 Paleozoicas e 2 Mesozoicas (Figura 06): Siluriana, Mesodevoniana-Eocarbonífera, Neocarbonífera-Eotriássica, Jurássica e Cretácea, que são delimitadas por discordâncias que se estendem por toda a bacia ou abrangem regiões extensas. Três grandes ciclos transgressivos-regressivos (correspondentes aos grupos Serra Grande, Canindé e Balsas) são reconhecidos. Estes depósitos acumularam-se do Siluriano até a continentalização da bacia no Triássico. (Vaz *et al.*, 2007).

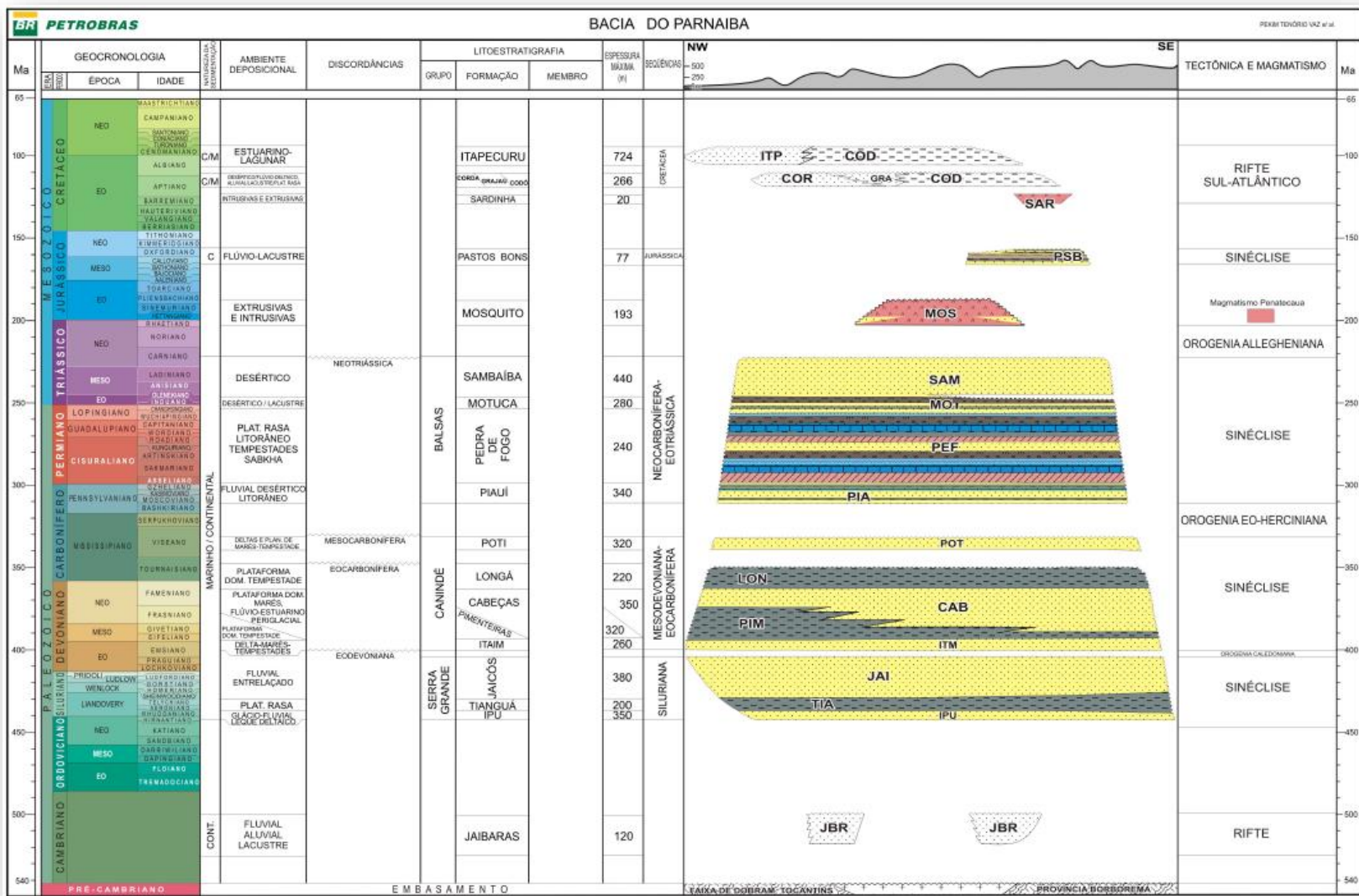
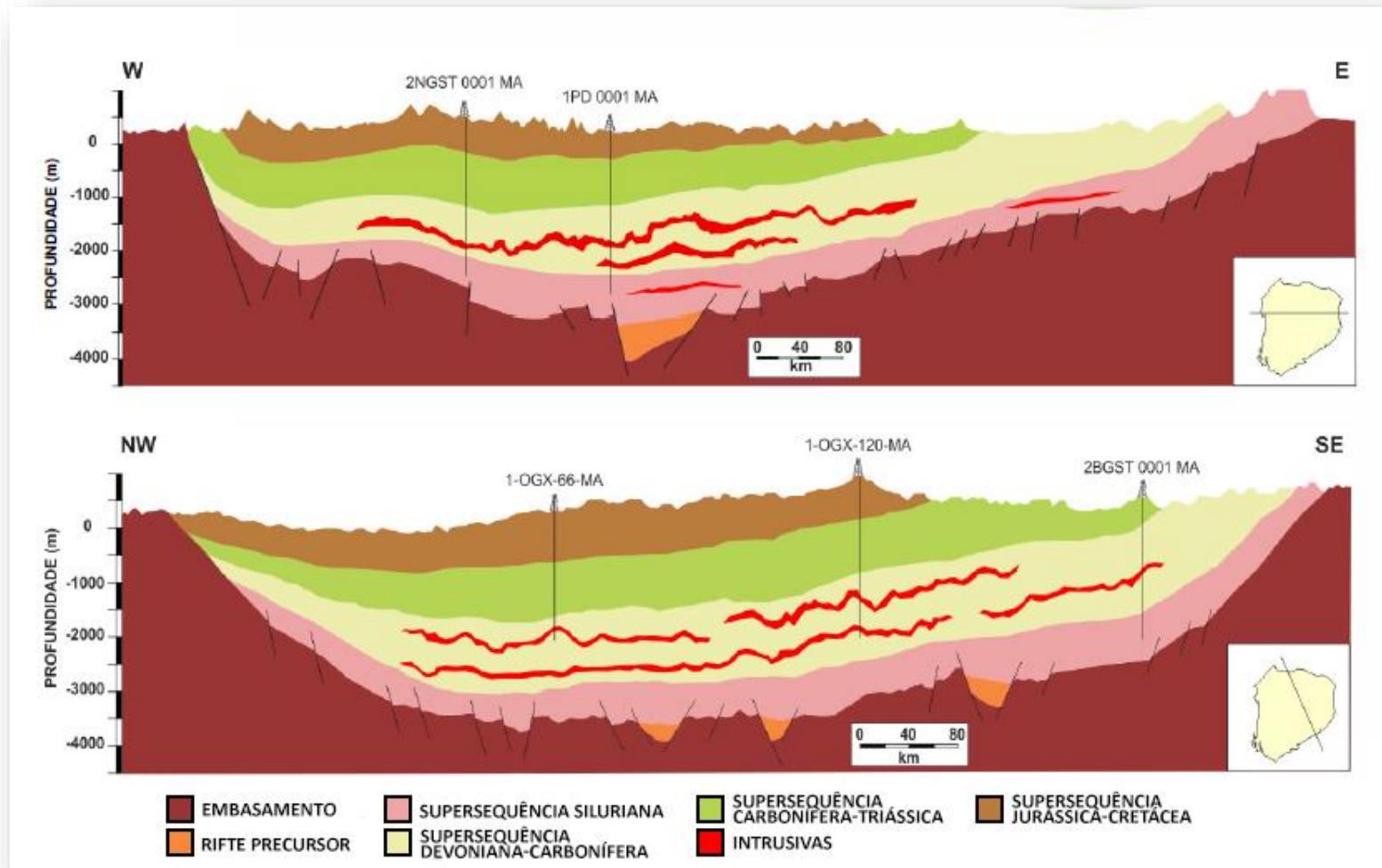


Figura 05: Carta Estratigráfica da Bacia do Paraíba. Fonte: Vaz et al., 2007.



**Figura 06:** Sessão geológica esquemática da Bacia do Parnaíba mostrando as cinco Supersequências definidas e o embasamento. Fonte: Modificado de Sumário Geológico, ANP (2017), R15.

### ➤ Sequência Siluriana

Esta Sequência está associada a um ciclo transgressivo-regressivo completo que ocorreu sobretudo na parte leste da bacia e é caracterizado pela deposição alternada e variada de sedimentos continentais para ambiente marinho raso. Litoestratigraficamente corresponde ao Grupo Serra Grande, que foi proposto por Small (1914). Caputo & Lima (1984) propuseram a subdivisão do Grupo Serra Grande em três Formações (Ipú, Tianguá e Jaicós), como é atualmente aceito. Está assentada sobre rochas proterozoicas, sendo o depocentro desta originado em uma grande subsidência termal (Vetorazzi, 2012).

A unidade mais antiga, a Formação Ipu, caracteriza-se por arenitos seixosos, conglomerados com matriz areno-argilosa contendo matações de quartzo ou quartzito e arenitos finos a grossos. As rochas dessa unidade foram depositadas em uma grande variedade de ambientes, de glacial proximal e glacio-fluvial, a leques ou frentes deltaicas (Caputo, 1984).

A Formação Tianguá, é composta de folhelhos cinza escuro bioturbados, sideríticos e carbonáticos; de arenitos cinza claros, fino a médio, feldspáticos; de intercalações de siltitos e folhelhos cinza escuros, bioturbados e micáceos, depositados em um ambiente de plataforma rasa (Góes e Feijó, 1994). Seus contatos com as camadas das formações Ipu (sotoposta) e Jaicós (sobrepota) são concordantes (Caputo, 1984).

A Formação Jaicós é constituída de arenitos cinza com tonalidades claras, grossos, com seixos angulares a subangulares, mal selecionados, friáveis, maciços, com estratificação cruzada lenticular (Caputo, 1984).

Segundo Góes e Feijó (1994), a Formação Tianguá representa a superfície de inundação máxima e as camadas Jaicós preservam o intervalo regressivo dessa Sequência cujas facies indicam deposição por sistemas fluviais, deltaicos e plataformais, em ambientes continental, transicional e marinho raso.

### ➤ Sequência Mesodevoniana – Eocarbonífera

Depositada discordantemente sobre a Sequência mais antiga, está presente em toda a extensão da Bacia e no geral trata-se de um sistema deposicional marinho raso. É representada, litoestratigraficamente, pelo Grupo Canindé, que se subdivide

em cinco Formações: Itaim, Pimenteiras<sup>1</sup>, Cabeças, Longá e Poti. Esta é a Sequência mais importante em termos de sistema petrolífero, que abriga as rochas reservatório e geradoras mais importantes para a bacia e que serão focadas neste estudo. O processo de subsidência termal persistiu de modo contínuo até que a orogenia Eo-herciniana provocou uma discordância que marcou o fim desta deposição (Vetorazzi, 2012).

A Formação Itaim designa arenitos finos a médios com grãos subarredondados, bem selecionados e com alta esfericidade. Na base dessa unidade observa-se um maior número de intercalações de folhelhos bioturbados na porção basal da unidade (Vaz *et al.*, 2007). Ademais, nota-se uma granocrescência ascendente (Della Fávera, 1990 *apud* Vaz *et al.*, 2007). Em subsuperfície Caputo (1984) descreveu os litotipos presentes na unidade como camadas de arenito e folhelhos bioturbados, siltitos com intercalações de arenitos de granulação fina a média, sendo comum também a ocorrência de folhelhos sideríticos com camadas contendo siderita oolítica, hematita e clorita. Góes e Feijó (1994) interpretaram como indicadores de deposição em sistemas deltaicos e plataformais, dominados por correntes induzidas por processos de marés e de tempestade. Representa o período inicial de uma ingressão marinha, cujo o ápice culminou na deposição da Fm. Pimenteiras, a superfície de inundação máxima desta Sequência (Vaz *et al.* (2007).

A Formação Pimenteiras é constituída por folhelhos cinza-escuros a pretos, esverdeados, em parte bioturbados, radioativos e ricos em matéria orgânica, ocorrendo também intercalações de siltitos e arenitos. Em subsuperfície Caputo (1984) descreveu folhelhos pretos, cinza-escuros e esverdeados, micáceos e geralmente sideríticos, folhelhos siltosos e camadas de silito, podendo ocorrer também delgadas camadas de arenito fino, às vezes com fragmentos de folhelhos. Vaz *et al.* (2007) atribuiu a esta unidade o ambiente de plataforma rasa dominada por tempestade e, como dito anteriormente, abrange a ingressão marinha mais importante da bacia. Segundo Della Fávera (1990) as feições indicam ciclicidade deposicional e uma mudança de tendência transgressiva para regressiva na passagem gradacional para a Formação Cabeças, que lhe é sobreposta, devido à queda nos níveis relativos eustáticos.

---

<sup>1</sup> Em bibliografias mais antigas denominava-se Formação Pimenteira. Neste trabalho assumiu-se a grafia utilizada nas referências mais recentes consultadas: Formação Pimenteiras.

A Formação Cabeças, descrita em maior detalhe mais à frente, litologicamente consiste em arenitos cinza-claros a brancos, médios a grossos, com intercalações delgadas de siltitos e folhelhos. Eventualmente ocorrem diamictitos e tilitos, com maior frequência na parte superior da unidade. Associados, ocorrem matacões do embasamento e há ainda há a presença de pavimentos e seixos estriados, polidos e facetados, pavimentos estriados, varvitos, alguns dos quais com seixos pingados, o que denota um ambiente glacial ou periglacial (Caputo, 1984). Nota-se a presença de uma extensa discordância relacionada com abrasão glacial e abaixamento do nível do mar. Os tilitos mostram até 95% de material palinológico de vários andares do Devoniano, indicando que as geleiras removeram grande quantidade de sedimentos paleozoicos previamente depositados (Caputo *et al.*, 2005). Góes e Feijó (1994) interpretaram esta unidade como um sistema nerítico plataformal sob a influência preponderante de correntes desencadeadas por processos de marés, podendo também ocorrer facies flúvio-estuarinas. Estratificação cruzada tabular ou sigmoidal predomina, e tempestitos ocorrem na transição para a Formação Pimenteiras (Della Fávera, 1990).

A Formação Longá é caracterizada por folhelhos cinza-escuros a pretos, em parte arroxeados, homogêneos ou bem laminados e bioturbados. Em sua porção média, comumente apresentam um pacote de arenitos e siltitos cinza-claros a esbranquiçados, laminados (Lima e Leite, 1978, *apud Vaz et al.*, 2007). Góes e Feijó (1994) defendem um ambiente nerítico plataformal dominado por tempestades para estes litotipos. Esta unidade representa outra extensa ingressão marinha, mas não tão significativa como a registrada na Fm. Pimenteiras.

A Formação Poti, adiante descrita em maior detalhe, refere-se a uma sucessão de estratos que pode ser dividido em duas porções, a inferior constituída de arenitos cinza-esbranquiçados, médios, com lâminas dispersas de siltito cinza-claros, e a superior de arenitos cinza, lâminas de siltitos e folhelhos com eventuais níveis de carvão (Lima e Leite, 1978, *apud Vaz et al.*, 2007). Góes e Feijó (1994) interpretaram como depósitos deltaicos e planícies de maré influenciadas ocasionalmente por tempestades. Representa mais um período de queda eustática.

De acordo com Vaz *et al.* (2007), o contato superior com a Formação Piauí é discordante e erosivo. A regressão que precedeu a sedimentação Poti pode estar ligada ao aumento das capas de gelo do Gondwana. Após a deposição dessa Formação, movimentos epirogênicos ascendentes e uma regressão de extensão

global teriam conduzido à erosão na bacia. Esses fenômenos ocorreram, provavelmente, em resposta à Orogênese Eo-herciniana (Caputo, 1984).

➤ Sequência Neocarbonífera-Eotriássica

Esta Sequência concerne ao Grupo Balsas, composto pelas formações Piauí, Pedra de Fogo, Motuca e Sambaíba. A erosão, muito mais que a não-deposição, parece ser o fator mais importante na explicação de sua ausência em algumas das áreas de borda dessa sinéclise (Vaz *et al.*, 2007). Esta Sequência foi depositada em condições diferentes de geometria da bacia, em um período de intensa desertificação registrado nas Formações do topo, marcadas por carbonatos, anidrita e sílexito, sendo o fim desta assinalada pela reativação Waldeniana, que marcou a desagregação final do Gondwana. Na base, observa-se uma sedimentação continental para marinho raso.

Para a Formação Piauí, Lima e Leite (1978) dividiram a mesma em duas sucessões: a inferior, composta de arenitos cor-de-rosa, médios, maciços ou com estratificação cruzada de grande porte e intercalações de folhelho vermelho; e a superior, formada de arenitos vermelhos, amarelos, finos a médios, contendo intercalações de folhelhos vermelhos, calcários e finas camadas de sílex. Interpretaram um ambiente fluvial com contribuição eólica e breves incursões marinhas, em um clima semiárido a desértico. Segundo Caputo (1984), siltitos e lentes conglomeráticas também ocorrem.

A Formação Pedra de Fogo é caracterizada pela presença de considerável variedade de rochas: sílex, calcário oolítico e pisolítico creme a branco, eventualmente estromatolítico, intercalado com arenito fino a médio amarelado, folhelho cinzento, silito, anidrita e, eventualmente, dolomito. Para Góes e Feijó (1994), as rochas desta Formação foram depositadas em um ambiente marinho raso a litorâneo com planícies de *sabkha*, sob ocasional influência de tempestades. Ciclos deposicionais podem ser identificados na sucessão de camadas desta unidade e os contatos são concordantes com as Formações Piauí (subjacente) e Motuca (sobrejacente) (Vaz *et al.*, 2007).

Na Formação Motuca predominam silito vermelho e marrom, arenito branco fino e médio, subordinadamente folhelho, anidrita e raros calcários, estes dois últimos ocorrem sob a forma de lentes delgadas nos pelitos segundo Lima e Leite (1978). Foram depositados em um ambiente continental desértico com lagos associados

(Góes e Feijó, 1994). O ápice de aridez é dado neste período pelo amplo deserto que compõe a sedimentação da Fm. Sambaíba.

A Formação Sambaíba é composta, conforme disposto por Vaz *et al.* (2007), de arenitos vermelhos a cor-de-rosa, creme-claro/esbranquiçado, em geral finos a médios, subangulosos a subarredondados. As dunas com estratificação cruzada de grande porte, contendo diversas feições típicas de sedimentos eólicos caracterizam rochas de um sistema desértico com contribuição fluvial e incursões marinhas (ciclotemas evaporíticos). Em algumas áreas, na porção superior notam-se disjunções colunares prismáticas, devido à influência térmica do capeamento basáltico (Lima e Leite, 1978).

De acordo com Caputo (1984), a deposição dessa Sequência coincidiu com as mudanças ambientais e tectônicas profundas na região, ocupada pela Bacia do Parnaíba. Mares abertos com ampla circulação e clima temperado, que prevaleciam até então, passaram a ser restritos e rasos e o clima dominante tornou-se quente e árido. Uma regressão de alcance mundial, ocorrida no final do Permiano/início do Triássico, provavelmente seja a causa da progressiva desertificação e retirada definitiva do mar epicontinental dessa bacia, o que culminou com o estabelecimento do amplo deserto no qual foram depositados os arenitos Sambaíba.

Segundo Caputo *et al.* (2005), o clima seco pode ser atribuído à migração da porção norte do continente Gondwana ocidental para baixas latitudes, onde predominava a evaporação e a limitação da pluviosidade no interior do continente.

#### ➤ Sequência Jurássica

Vaz *et al.* (2007) definiu para a Sequência Jurássica apenas a Formação Pastos Bons. A Formação Corda foi reinterpretada e passou a fazer parte da Sequência Cretácea. A subsidência que culminou com essa deposição jurássica teve como origem, ou causa fundamental, o peso das rochas básicas Mosquito, que se somou ao da carga sedimentar então existente. O final dessa fase sedimentar teria sido uma consequência das atividades tectônicas concernentes à abertura do Atlântico Equatorial (Vaz *et al.*, 2007).

A Formação Pastos Bons tem sua litologia dividida em três partes: na base predomina arenito branco ou com tonalidades esverdeadas, amareladas, fino a médio, grãos subarredondados e, geralmente, apresentam estratificação paralela e raras



lentes de calcário. Na parte média da seção ocorrem siltito, folhelho/argilito cinza a verdes, comumente intercalados com arenito. A porção mais superior é formada de arenito vermelho/cor-de-rosa, fino, gradando para siltito, contendo níveis de folhelho (Caputo, 1984). Vaz *et al.* (2007) interpretou que esta Formação foi depositada em paleodepressões continentais lacustrinas com alguma contribuição fluvial, em clima semiárido a árido.

➤ Sequência Cretácea

Segundo Vaz *et al.*, (2007), no Cretáceo, os depocentros deslocaram-se da região central para as proximidades do extremo norte e noroeste da bacia, como reflexo da fase rifte que culminou da quebra entre América do Sul e África. No caso dos depósitos marinhos, diferentemente das Sequências anteriores, as transgressões e regressões provieram desse oceano, então no estágio inicial de seu desenvolvimento. É constituída pelas seguintes Formações: Codó, Corda, Grajaú e Itapecuru.

Segundo Arai (2014), baseado majoritariamente em conteúdo fossilífero, o mar teria invadido pelo Norte. Já para Assine *et al.* (2016) a transgressão marinha teria vindo de Sul, baseando-se em estudos de paleocorrentes e geofísicos, onde os fósseis encontrados não seriam decisivos para inferir a origem da incursão marinha.

A Formação Corda refere-se, essencialmente, a arenitos vermelhos, castanho-avermelhados, muito finos/finos e médios, seleção regular a boa, semifriáveis a semicoesos, ricos em óxidos de ferro e zeólitas. Quando ocorrem sobrepostos a basaltos, é abundante a presença de fragmentos dessa rocha como arca-bouço. Estratificações cruzadas de grande porte, *climbings* transladantes e *ripples*, fluxos de grãos e outras estruturas típicas de dunas eólicas são comuns nessa unidade. Estruturas cruzadas de baixo ângulo e cruzadas acanaladas também ocorrem. Desse conjunto de informações deduz-se que essa unidade foi depositada em um sistema desértico (Vaz *et al.*, 2007).

A Formação Grajaú apresenta arenitos creme-claro/esbranquiçado, creme-amarelado ou variegados, médios/grossos, subangulosos/angulosos, mal selecionados, sendo comum a presença de seixos e de níveis conglomeráticos. Eventualmente observam-se camadas de arenitos finos/muito finos e de pelitos.

Estruturas cruzadas acanaladas e marcas de carga são abundantes. Eventualmente encontram-se clastos de basaltos em arenitos (Vaz *et al.*, 2007).

A Formação Codó é composta por folhelhos, calcários, siltitos, gipsita/anidrita e arenito e são frequentes níveis de sílex e estromatólito (Vaz *et al.*, 2007). O mesmo autor, em afloramentos observados, descreve jazimentos de gipsita recobertos abruptamente por folhelho bege a cinza/preto esverdeado, revelando uma ampla inundação (transgressão) do mar/lago Codó. Rossetti *et al.* (2001) declaram que as Formações Grajaú e Codó, ambas do Neoaptiano-Eoalbio, foram depositadas em ambientes marinho raso, lacustre e flúvio-deltaico. Interdigitação ou equivalência cronoestratigráfica entre essas duas Formações é asseverada também por Lima e Leite (1978). Mendes (2007) interpreta que a Formação Codó foi depositada em ambiente lacustre fechado e evoluiu para um ambiente lacustre aberto com influência marinha no topo, acima de um nível correlacionável de gipsitas.

A Formação Itapecuru é descrita por Vaz *et al.* (2007) como formada por estratos arenosos e pelíticos, essencialmente arenitos variegados, finos, friáveis, com estruturas diversas, como, por exemplo, estratificações cruzadas *swaley*, *hummocky*, acanalada, tabular, *mudcouplets* e escorregamento de massa. Pelitos e arenitos conglomeráticos ocorrem, mas subordinadamente. Seus depósitos recobrem discordantemente as Formações Grajaú e Codó e correspondem a seis ciclos deposicionais transgressivos, atribuídos a sistemas de vales estuarinos incisos. Foi observado um sistema estuarino-lagunar episodicamente atingido por ondas de grande escala, no qual foram observados os seguintes ambientes: canal fluvial, laguna, canal de maré e litorâneo (Rossetti *et al.* 2001). Ainda para o mesmo autor, em um contexto mais amplo, a gênese dos depósitos das Formações Grajaú, Codó e Itapecuru estaria associada à movimentação tectônica ou ao processo de separação dos continentes sul-americano e africano no Cretáceo. Em outras palavras, manifestaria a história do Oceano Atlântico nessa área.

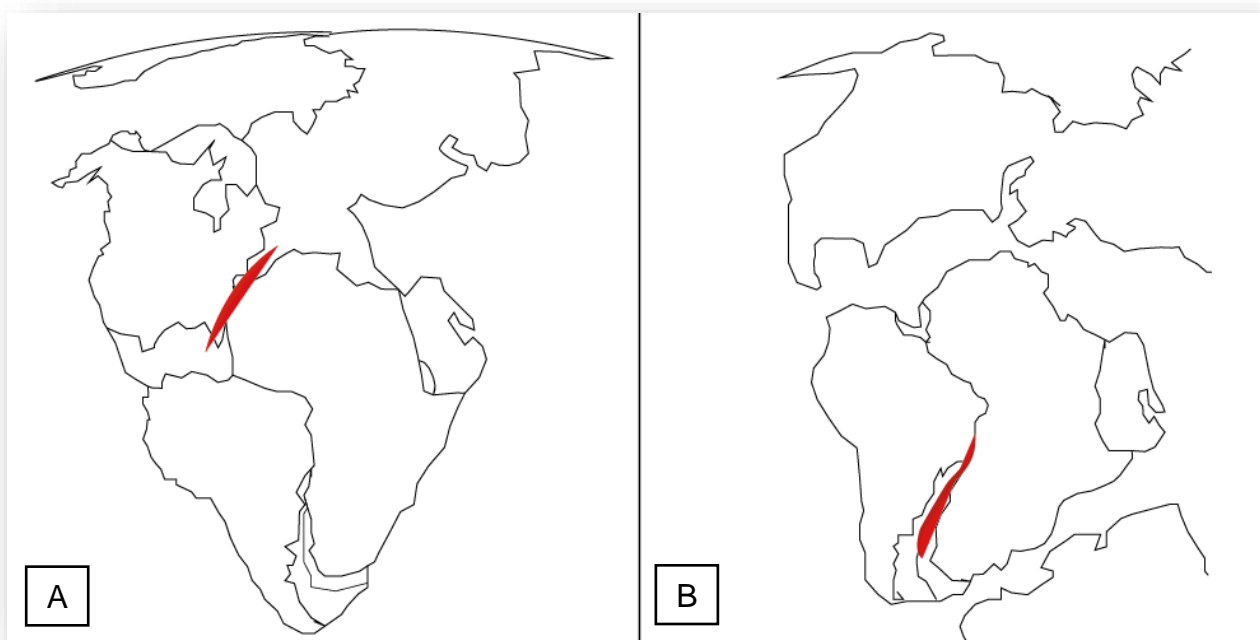
#### ➤ Rochas Magmáticas

Segundo Vaz *et al.* (2007), na Bacia do Parnaíba acomodaram-se as ígneas intrusivas (diques e soleiras) e extrusivas de idade mesozoica, as quais, do ponto de vista estratigráfico, foram divididas em duas unidades: Formação Mosquito (Eo-jurássico) e Formação Sardinha (Cretáceo inferior).

Formação Mosquito foi o termo proposto por Aguiar (1971) para identificar derrames basálticos com intercalações de arenitos. Já para a Formação Sardinha, denominou corpos de basalto, preto a roxo. De acordo com Caputo *et al.*, (2005), a duração da atividade magmática persistiu muito mais do que nas outras bacias paleozoicas brasileiras. Em subsuperfície, os diques e soleiras estão presentes em maior quantidade na Sequência Mesodevoniana-Eocarbonífera e ocorrem também na Sequência Siluriana e são muito raros na Neocarbonífera-Eotriássica (Vaz *et al.*, 2007).

Segundo Miranda *et al.* (2018) a idade das rochas magmáticas foi estabelecida usando Métodos de datação K – Ar e Ar – Ar. Os resultados levaram a dois grupos de idades. O grupo mais antigo, relacionado à abertura do Oceano Atlântico Equatorial, corresponde a Formação Mosquito com idades que variam de 215 a 150 Ma. Geralmente ocorre na forma de grandes derrames de basalto e grandes soleiras, abundantes na parte ocidental da bacia. Este evento magmático pode ser correlacionado ao magmatismo Penatecaua, nas bacias do Solimões e Amazonas, e ao magmatismo Anari/Tapirapuã, na Bacia dos Parecis (ALMEIDA, 1986; MILANI & THOMAZ FILHO, 2000; BAHIA *et al.*, 2006), estando relacionada à quebra do Pangea no Juro-Triássico que estabeleceu no Brasil um novo estágio tectônico, o da ativação, que levaria à eventos distensionais, reativação de falhas antigas, surgimento de fraturas e intenso magmatismo (Almeida e Carneiro, 2004; Zalán, 2004) (Figura 7a).

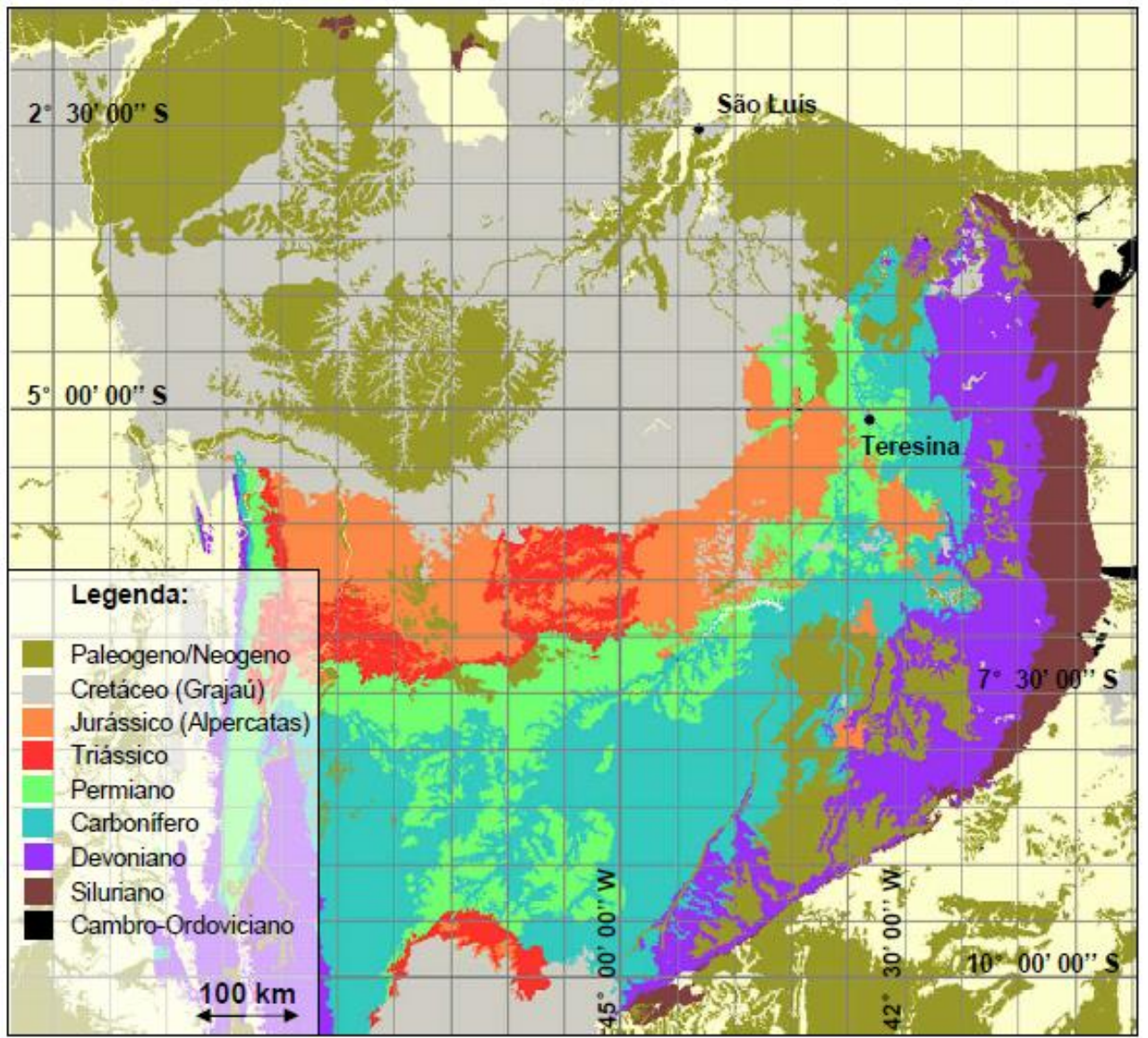
O evento magmático Sardinha, mais recente, com idade variando de 149,5 a 87 Ma, é correlacionado à abertura do Atlântico Sul e à Formação Serra Geral na Bacia do Paraná (FODOR *et al.*, 1990; BELLINI *et al.*, 1990), estando ligado, aparentemente, à quebra de Gondwana no Eocretáceo (Figura 7b). Estas intrusões mais jovens são representadas por grandes diques e pequenas soleiras, mais abundantes nas porções a leste da bacia.



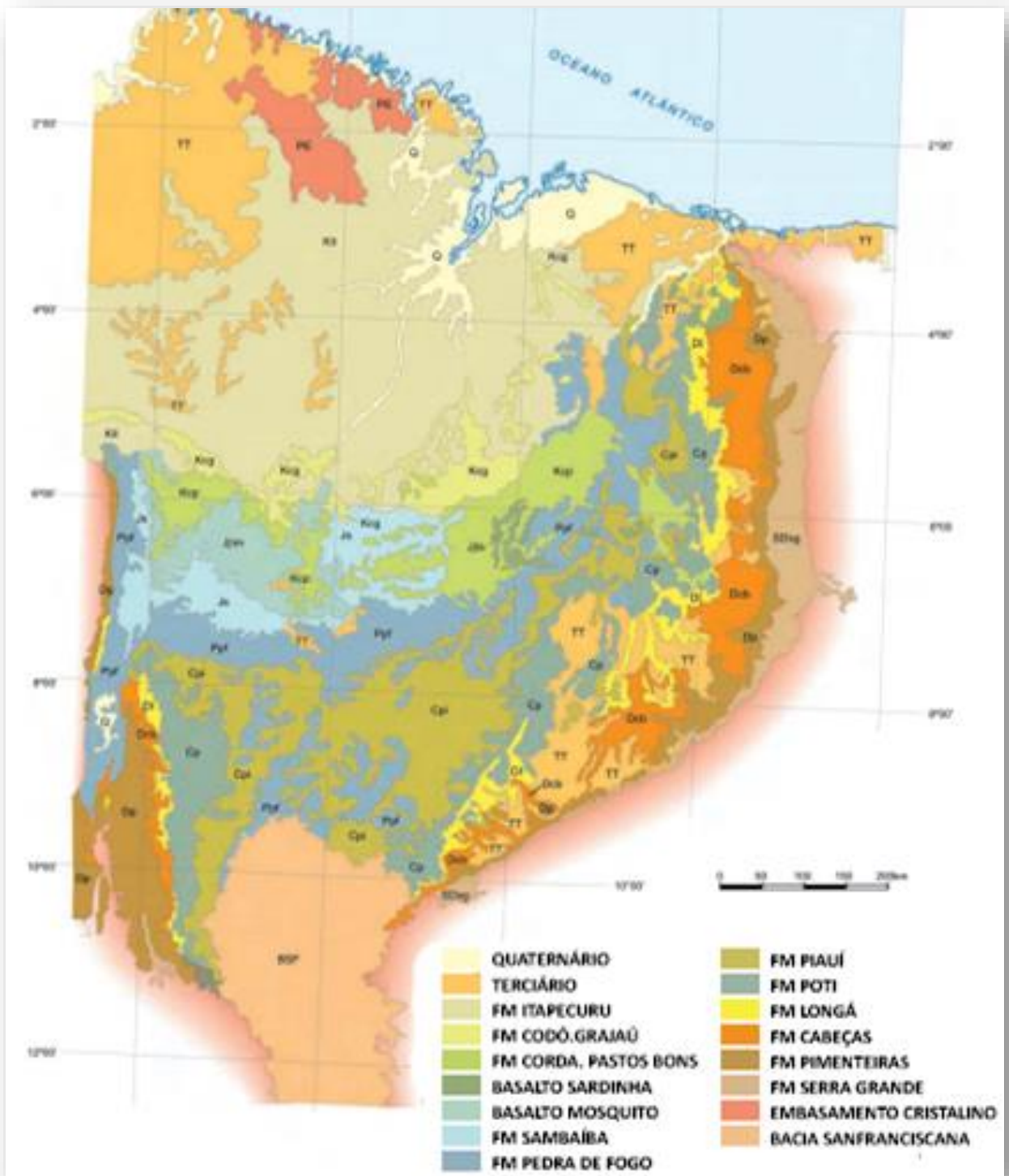
**Figura 07:** Mapas dos paleocontinentes com as áreas onde se iniciaram as atividades vulcânicas (destacadas em vermelho): (a) Província Magmática do Atlântico Central, há cerca de 200Ma – Pangea e; (b) Província Magmática Paraná-Etendeka, entre 137-127Ma - Gondwana. Fonte: Baseado em Courtillot *et al.*, 1999, 2003 in Silva (2016).

As rochas variam de basaltos a gabros e, em geral, são afaníticas ou microporfíricas compostas por plagioclásio, clinopiroxênio (augita) e raros cristais de olivina. Apatita e minerais opacos ocorrem como principais minerais acessórios e biotita, bowlingita, clorita, iddingsita, leucóxênio e saussurita como minerais pós-magmáticos. São hipocristalinas a holocristalinas, de textura intersertal a intergranular, ofítica e subofítica (Silva, 2016).

Estudos geoquímicos indicam que as rochas basálticas das Formações Mosquito e Sardinha são toleíticas geneticamente oriundas de diferentes fontes mantélicas. Geralmente basaltos de alto-TiO<sub>2</sub> pertencem à Formação Sardinha e baixo-TiO<sub>2</sub> à Formação Mosquito. A distribuição das Supersequências pode ser vista na Figura 08 e no Mapa Geológico ilustrado na Figura 09.



**Figura 08:** Mapa mostrando a distribuição da cobertura fanerozoica classificada por períodos geológicos na Bacia do Parnaíba. Fonte: Silva (2016).

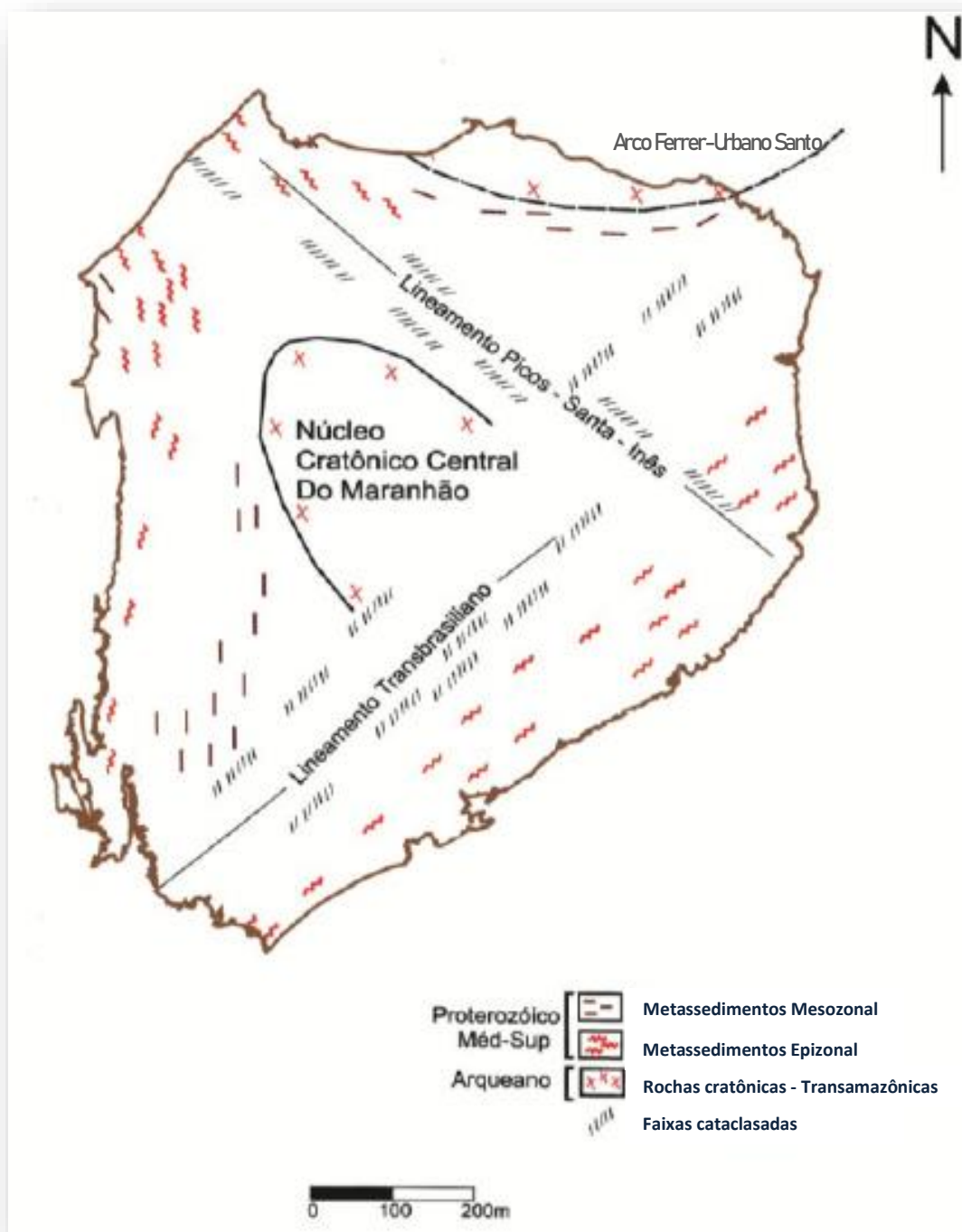


**Figura 09:** Mapa geológico Bacia do Parnaíba. Fonte: Lima & Leite (1978) e Schobbenhaus *et al.* (1981) *in* Carvalho & Santos (2009).

Fundamental para o entendimento da evolução tectonoestratigráfica desta bacia paleozoica são as duas estruturas mais proeminentes da bacia, os grandes lineamentos que cortam o embasamento (Figura 10): Transbrasiliano e Pico Santa-Inês (Ferraz, 2015), sendo este primeiro o mais proeminente das feições morfoestruturais, atravessando toda a porção nordeste e sul-sudeste (Vaz *et al.*, 2007). De acordo com estes autores, as mais significativas fraturas e falhas herdadas do embasamento foram importantes não somente na fase inicial da bacia, mas também em sua evolução, pois controlaram as direções dos eixos deposicionais até o Eocarbonífero e, posteriormente, do Neocarbonífero até o Jurássico, os depocentros deslocaram-se para a parte central da bacia, a sedimentação passou a ter um padrão concêntrico e a forma externa da bacia tornou-se ovalada, típica de uma sinéclise interior.

O Lineamento Transbrasiliano (LTB) é um sistema *strike-slip* alongado diagonalmente no sentido NE-SW, situado entre o Cráton Amazônia e a porção leste da Plataforma Sul-Americana, sendo composto por vários segmentos de falhas normais, transcorrentes, altos estruturais e grabens com eixos paralelos às falhas (Cordani *et al.*, 1982 *apud* Vetorazzi, 2012). O LTB foi definido como uma faixa cataclasada com cerca de 2700 km de extensão que cruza o Brasil passando desde o Ceará até o Mato Grosso do Sul, chegando ao Paraguai e à Argentina.

Segundo alguns autores, representa a reativação da megassutura que atuou na formação do supercontinente Gondwana, entre o final do Proterozoico e início do Paleozoico (Marini *et al.*, 1984; Cordani e Sato, 1999; Cordani *et al.*, 2000, Almeida *et al.*, 2000; Brito Neves e Fuck, 2013, 2014, *apud* Praxedes, 2015).



**Figura 10:** Mapa das principais feições tectonoestruturais da Bacia do Parnaíba: Lineamento Pico Santa-Inês, Lineamento Transbrasiliiano e Arco Ferrer-Urbano-Santos. Fonte: Modificado de Cunha, 1986 in Vetorazzi, 2012.

Segundo alguns autores, representa reativação da megasutura que atuou na formação do supercontinente Gondwana, entre o final do Proterozoico e início do Paleozoico (Marini *et al.*, 1984; Cordani e Sato, 1999; Cordani *et al.*, 2000, Almeida *et al.*, 2000; Brito Neves e Fuck, 2013, 2014, *apud* Praxedes, 2015).



O LTB é formado por uma série de zonas de cisalhamento dúcteis, que ocorrem ao longo de áreas muito grandes. Provavelmente atinge o fundo da litosfera e o movimento da zona de cisalhamento deve ter começado logo após o fechamento do Oceano Goiano-Faruiano, aproveitando as várias zonas litosféricas fracas formadas durante colisões continentais. Todas as suturas colisionais relacionadas às faixas Brasiliano-Pan Africanas são acomodadas em algumas centenas de quilômetros do lineamento. O lineamento é claramente visível no centro e nordeste do Brasil, formando uma série de anomalias magnéticas de baixa amplitude, que podem ser rastreadas em todo o país de NE a SW. Na Bacia do Parnaíba, está associado ao principal depocentro de sedimentos do Paleozoico (Cordani *et al.*, 2013).

As reativações do LTB começaram no Cambriano (540 Ma), em seguida no Mesozoico (250 Ma), depois no início do Cenozoico há 65 milhões de anos (Chamani, 2015, *apud* Goulart, 2019). Houve também reativações até o recente, quando se observa uma série de abalos sísmicos associados ao LTB, principalmente na área do pantanal Mato-grossense (Farias, 2016, *apud* Goulart, 2019).

O Lineamento Pico Santa-Inês é uma faixa cataclasada disposta no sentido NW-SE, transversalmente em relação ao LTB, apresentando 160 km de extensão e 200 a 300 metros de rejeito. Esta faixa reflete na morfologia contemporânea uma série de alinhamentos orientados para NW (Vetorazzi, 2012).

Adicionalmente, outra estrutura importante na evolução desta bacia é o Arco Ferrer-Urbano Santos, uma feição flexural positiva relacionada com a abertura, no Mesozoico, do Oceano Atlântico Equatorial, que define o limite norte da Bacia do Parnaíba, onde o rifteamento Atlântico quebrou a conexão então existente dessa imensa sinéclise com bacias sedimentares análogas que, atualmente, estão assentadas no noroeste da África (Milani e Thomaz Filho, 2000 *apud* Vaz *et al.*, 2007), definindo-se, assim, o panorama estrutural fundamental desta bacia.

### **3.3 Geologia Local - Formação Poti**

As Formações Poti (Mississipiano, Carbonífero inferior e médio) e Cabeças (Devoniano) são reconhecidas como os reservatórios principais da Bacia do Parnaíba na área do Parque dos Gaviões, ambas integrantes do Grupo Canindé. Contudo, é bastante comum a Fm. Cabeças, apesar dos frequentes indícios de gás durante as perfurações, estar saturada com água nos poços analisados no âmbito do Projeto

Parnaíba, parceria entre Petrobrás e Universidade Federal Fluminense no Programa de Pós-graduação da Geofísica. É o que ocorre inclusive no poço 3-PGN-5-MA, alvo deste estudo. Por esta razão, as avaliações feitas neste estudo concentraram-se na Fm. Poti, portadora de gás.

A denominação Formação Poti foi proposta por Paiva & Miranda (1937) e a partir da década de 50, todos os pesquisadores consideraram como Formação Poti a unidade constituída pelos sedimentos sobrepostos à Formação Longá e sotopostos à Formação Piauí, representantes da fase talassocrática terminal da Bacia do Parnaíba (Góes, 1995).

A Formação Poti é interpretada, de modo geral, por Góes e Feijó (1994), como depósitos deltaicos e planícies de maré influenciadas ocasionalmente por tempestades. Miranda *et al.* (2018) destaca que as principais estruturas sedimentares dos arenitos Poti são estratificações cruzadas truncadas por ondas de tempestade (*hummocky*), microlaminações e frentes deltaicas sigmoidais com *climbing ripples*.

Representa mais um período de queda eustática. Integra a Sequência Mesodevoniana-Eocarbonífera e foi depositada discordantemente sobre a Sequência mais antiga, bem como, de acordo com Vaz *et al.* (2007), o contato superior com a Formação Piauí é discordante e erosivo. Lima & Leite (1978) consideraram que a descrição da Formação mais representativa é de arenitos a médios com estratificações cruzadas, intercalados com folhelhos e siltitos.

Mesner & Wooldridge (1964 *apud* Góes, 1995) propuseram a subdivisão da Formação Poti em dois membros: a) inferior, composto por arenitos conglomeráticos e raras intercalações de folhelhos micáceos; b) superior, representados por arenitos com intercalações de folhelhos micáceos com restos vegetais e, ocasionalmente, finos leitões de carvão. Essa subdivisão foi adotada por Cruz *et al.* (1973), Leite *et al.* (1975) e Lima & Leite (1978) que descrevem nos relatórios do Projeto Carvão da CPRM que, na parte norte, a unidade inferior é composta por arenitos finos com intercalações de siltitos e folhelhos ocasionalmente carbonosos; enquanto que a unidade superior é constituída por siltitos com ocasionais intercalações de folhelhos/arenitos finos com abundantes laminações carbonosas e vestígios de carvão.

Na parte central, a unidade inferior é constituída por arenitos finos a médios, com raras intercalações de folhelhos; enquanto que a superior compreende arenitos e siltitos escuros, carbonosos e piritosos. Na parte sul, constata-se a predominância de arenitos médios a grossos com raras intercalações de siltitos; em direção ao topo,

ocorrem intercalações de arenitos finos e siltitos com vestígios de carvão. Esta distribuição de litotipos sugere que a principal fonte de suprimentos situava-se na borda sul.

A regressão que precedeu a sedimentação Poti pode estar ligada ao aumento das capas de gelo do Gondwana. Após a deposição dessa Formação, movimentos epirogênicos e uma regressão de extensão global teriam conduzido à erosão na bacia. Esses fenômenos ocorreram provavelmente em resposta à Orogênese Eo-herciniana (Caputo, 1984).

Segundo Góes (1995) a análise faciológica dos dados revelou que a Sequência Longá (topo)/Poti (base) é representada por depósitos plataformais, litorâneos e fluviais, os quais estão organizados em uma sucessão predominantemente progradante e, sob o ponto de vista sedimentológico, a Formação Poti e as unidades limítrofes têm sido interpretadas como geradas em ambientes litorâneos, mais complexos, dada a diversidade de subambientes e de processos mistos (contribuição fluvial, processos oscilatórios e de maré, sistemas estuarinos e etc.).

Ainda para a mesma autora, o ambiente de plataforma é representado por pelitos laminados, bem como por arenitos finos com estratificação cruzada *hummocky*, laminação truncada por onda e laminação plano-paralela (introduzidos pela ação de tempestades). Ambientes litorâneos são representados por depósitos de: a) *shoreface* (arenitos finos a médios com estratificação *swaley*); b) *tidal sand ridges* (arenitos finos a médios com estratificação cruzada sigmoidal); c) planícies de maré (ritmitos com acamamento *flaser*, *wavy* e *linsen*); d) barras de *foreshore* (arenitos finos com laminação plano-paralela, fitobioturbados e com lineações de corrente); e e) laguna (siltitos e intercalações arenitos/siltitos com laminação plano-paralela).

Os depósitos fluviais são constituídos por arenitos grossos a conglomeráticos com estratificações cruzada tabular e acanalada, interpretados como resultantes de migração de barras e dunas subaquosas em sistema do tipo entrelaçado. Estudo complementar da Sequência referida acima, sugerem deposição em sistemas deltaicos com retrabalhamento por ondas e marés, o qual evoluiu, em parte, para estuário (topo da Formação Poti). Neste contexto deltaico-estuarino, as facies mais proximais correspondem à Formação Poti e as mais distais à Formação Longá.

Estas análises corroboram as interpretações de Mesner & Wooldridge (1964) que consideraram a parte inferior da Formação Poti como marinha e a superior como

flúvio-deltaica. Cruz *et al.* (1973) e Leite *et al.* (1975) identificaram, no topo desta unidade, um sistema fluvial meandrante com extensa planície de inundação.

Lima & Leite (1978) interpretaram os depósitos inferiores como formados em águas marinhas rasas, evidenciadas pela presença de *ripple marks* e fósseis. Consideraram que a presença de arenitos com estratificação cruzada de alto ângulo seria sugestiva de alguma contribuição fluvial. A parte superior, com alternâncias de arenitos/folhelhos e de superfícies de truncamento, teria origem flúvio-deltaica. Por outro lado, a presença de estruturas *flaser* e acamamento ondulado, em algumas regiões, poderia ser sugestiva de influência marinha.

Della Fávera & Uliana (1979) e Della Fávera (1980) interpretaram alguns afloramentos da Formação Poti como barras de maré em sistemas deltaicos ou mesmo estuarinos; outros, como barras de desembocadura em deltas dominados pela ação fluvial e tempestitos em sequências transgressivas. Coleman & Prior (1980) salientam que os depósitos de *crevasse splay* são uma das principais associações das facies deltaicas, com extensa distribuição em área.

O clima vigente durante a deposição da sequência Poti-Longá era do tipo temperado, sem evidências de quaisquer influências glacial ou periglacial na sedimentação, embora Caputo *et al.* (2005) defenda a origem glacial dos diamictitos, mas ressalva serem mais bem caracterizados na Fm. Cabeças (neodevoniana) do que a glaciação eocarbonífera Poti.

Altas taxas de evaporação são sugeridas pela presença das seguintes feições: a) estruturas do tipo *teepes*; b) concreções de gipsita ("rosa do deserto"); c) pseudomorfs de minerais evaporíticos; e d) crescimento secundário eodiagenético de feldspatos. Este intervalo deposicional corresponde ao limite discordante de grande magnitude devoniano permo-carbonífero da bacia (Góes, 1995).

Em termos de conteúdo fossilífero, a Formação Poti é rica em macro e microfósseis vegetais (Figura 11), sendo que os macrofósseis abundam em direção ao topo da unidade onde o conteúdo palinológico (micro e megásporos) tem indicado uma idade eocarbonífera, mais precisamente Viseana tardia (Caputo *et al.*, 2005). A base da unidade Poti contém fauna marinha enquanto que a parte superior é rica em restos vegetais terrestres carbonizados, às vezes, carvão. A maioria dos fósseis vegetais é alóctone, mas podem ocorrer exemplares com raízes em posição de vida, indicando crescimento *in loco* (Mesner & Wooldridge 1964 *apud* Góes, 1995). O

zoneamento bioestratigráfico feito por alguns autores de fato reconheceu palinomorfos inclusos no carbonífero Inferior, referentes aos andares Toumaisiano e Viseano.



**Figura 11:** Foto de alguns exemplares fósseis da Bacia do Parnaíba na Fm. Poti: A) estrutura reprodutiva feminina em forma de cúpula de pteridospermas primitivas; B) fronde de *Diplothmema gothanica*, uma pteridosperma primitiva típica do Mississippiano; C) esporângios de *Kegelidium lamegoi*, uma pteridosperma primitiva. Fonte: Caputo *et al.* (2005).

Segundo Góes (1995), enquanto que a análise faciológica de afloramentos identificou depósitos litorâneos a marinhos rasos, a integração dos dados de subsuperfície sugere interpretações de subambientes deltaicos para a Formação Poti e transições para o topo da Formação Longá.

Em suma, os principais ambientes deposicionais inferidos para as unidades estudadas pertencem à região costeira. Esta é constituída por uma grande complexidade ambiental, onde coexistem baías, estuários, deltas, mangues, dunas e praias, com ampla variação de condições atuantes. Nesse contexto, para Góes (1995), a base da Formação Poti e o topo da Formação Longá compõem uma mesma sequência deposicional deltaico-estuarino-plataforma marinha. As litofacies mais proximais pertencem à Formação Poti e as mais distais ao topo da Formação Longá.

A dominância de sistemas francamente marinhos ou transicionais é resultado da interação entre fenômenos eustáticos, tectônicos e de suprimento sedimentar.

A transgressão marinha máxima do topo da Formação Longá propiciou um aumento de espaço deposicional, configurando uma paisagem de plataformas marinhas distais. O rebaixamento do nível do mar provocou a coexistência entre sistemas litorâneos e marinhos durante a passagem Longá-Poti, formando uma sucessão progradante. De modo geral, pode-se afirmar que o modelo para deposição da sedimentação Longá-Poti corresponde a sistemas regressivos ou de costa progradante, com domínio de deposições deltaicas. As sucessões faciológicas estudadas por Góes (1995) mostram com maior tendência a granocrescências ascendentes, sugerindo que o ambiente deltaico sofreu contínuo retrabalhamento marinho.

Além disso, a presença de associações faciológicas interpretadas como depósitos do tipo ilhas-barreira, lagunas, planícies de maré são subsídios para um modelo de paleocosta mista com ação de ondas normais e de correntes de marés, ainda sujeita a remobilizações por tempestade. Desta forma, acredita-se que os deltas que progradaram no tempo Poti estiveram sob influência constante de marés e ondas. A interpretação de depósitos de planícies de maré no topo da Formação Poti, inclusive a passagem direta de sistema fluvial entrelaçado para estes depósitos de maré, sugere que existiram momentos de rápido afogamento da drenagem em sistema estuarino.

### **3.3.1 Petrografia**

Os principais litotipos da Formação Poti são constituídos de rochas psamíticas e, subordinadamente, pelíticas. Sobremaneira, é composta de sedimentos terrígenos psamíticos, dentre os quais, destacam-se arenitos subarcoseanos, sublíticos e subarcoseanos pelíticos (Góes, 1995).

Ainda para a mesma autora, os arenitos subarcoseanos são as rochas predominantes, geralmente de granulação média a fina, enquanto que os arenitos micáceos são frequentes em litofacies de granulação muito fina. Os arenitos sublíticos de granulação muito grossa (níveis de arenitos muito grossos ou conglomeráticos) e os arenitos pelíticos são pouco comuns na Formação Poti. Em linhas gerais, a seleção varia de moderada a boa, sendo pobremente selecionada no caso dos arenitos

pelíticos. O grau de maturidade textural foi inferido como submaturo a maturo, nos principais litotipos, exceto nos arenitos pelíticos que se apresentam imaturos.

O arcabouço destas rochas é sustentado pelos grãos. Por outro lado, os arenitos pelíticos apresentam-se matriz-suportados. Os grãos do arcabouço são, predominantemente, de quartzo (90%) e em menor quantidade de feldspatos (5% a 10%) e/ou fragmentos líticos (5% a 10%). Ocorrem também minerais micáceos (muscovitas e biotitas) que podem assumir maiores proporções (10%) em litotipos mais finos. Como constituintes menores, ocorrem minerais pesados, tais como opacos e transparentes (zircão e turmalina). Dentre os feldspatos, predominam os potássicos (ortoclásio e microclina) e, subordinadamente, os plagioclásios com intensidades variadas de alteração. Os fragmentos líticos derivam de rochas metamórficas (quartzitos e xistos), rochas granitóides, silexitos e intraclastos de folhelhos.

Segundo Góes (1995), na Formação Poti, são frequentes os crescimentos secundários de quartzo em arenitos quartzosos e subarcoseanos, facilmente reconhecidos pela presença de películas de óxido de ferro que realçam o limite entre o núcleo detrítico e a parte neoformada. Processos intensos de silicificação podem ter sua origem ligada a processos de hidrotermalismo. No topo da Formação foram observados casos de intensa silicificação onde porções da rocha original foram substituídas por sílica com textura sacaroidal e cavidades de dissolução foram preenchidas por zoneamentos de calcedônia fibrosa ou de quartzina.

A fase de carbonatação foi intensa e associada à corrosão de grãos e de seus crescimentos, devido à alcalinidade dos fluidos percolantes. Durante a fase tardia, ocorre precipitação de dolomita ferrosa que preenchem parcialmente os poros inter e intragranulares. Esta cimentação tardia avança sobre a calcítica anterior e sobre a pseudomatriz argilosa.

A porosidade das rochas é secundária e decorrente de várias gerações de processos de cimentação e dissolução de grãos do arcabouço e de cimentos. Estes processos estão relacionados, segundo Surdam *et al.* (1984), ao delicado equilíbrio químico das soluções intraestratais, que é função das variações do pH, controladas pelas reações orgânicas e inorgânicas, processadas em folhelhos adjacentes. Estes fatores determinam a precipitação de cimento ou a dissolução de grãos instáveis do sedimento. A perda da maior parte da porosidade primária foi causada mais pelos processos de cimentação, do que pelos processos de compactação.

Góes (1995) estudou as facies pelíticas (folhelhos e siltitos) com difratogramas de raios-x e microscopia eletrônica. Estes indicaram grande homogeneidade mineralógica e a mineralogia mais comum é constituída por illita, caulinita, esmectita, clorita e interestratificados (illita, esmectita e clorita-esmectita). A mineralogia dos argilominerais autigênicos da Formação Poti é constituída por esmectitas e caulinitas vermicular e hexagonal, preenchendo porosidade secundária. A autigênese da esmectita ocorreu após o crescimento secundário do quartzo e da dissolução do feldspato. Já a caulinita preenche porosidade secundária gerada após dissolução de cimentação calcítica, provavelmente, posterior à geração de esmectita.

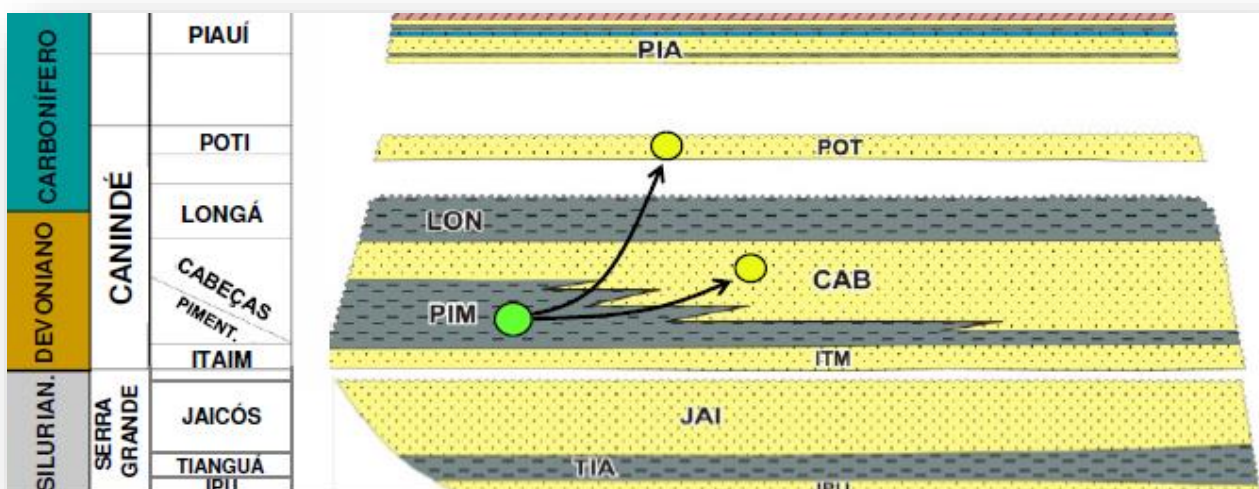
### **3.4 Sistema Petrolífero**

O sistema petrolífero da Bacia do Parnaíba é atípico pois trata-se de uma bacia relativamente rasa. A maturação da matéria orgânica deu-se devido ao incremento térmico acarretado por intrusões magmáticas tardias – Fm. Mosquito e Fm. Sardinha –, ao contrário dos sistemas petrolíferos convencionais onde o calor envolvido na maturação do querogênio advém do grau de subsidência e do nível de soterramento da bacia.

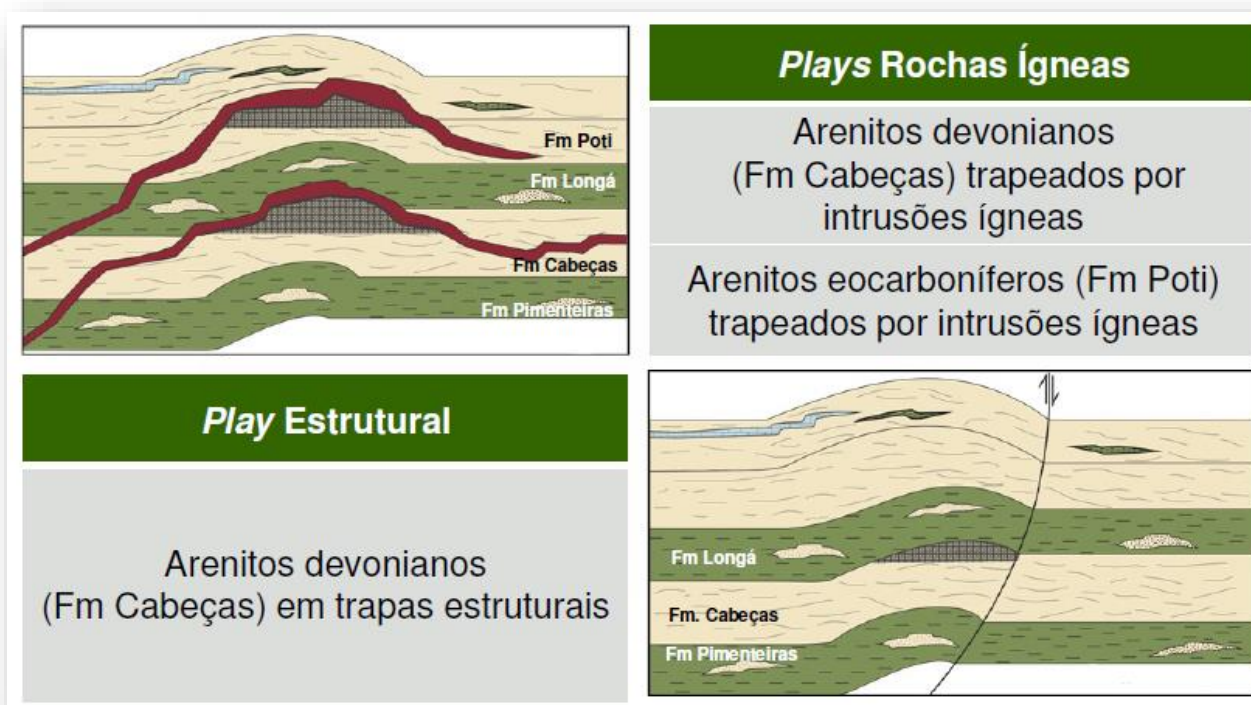
Com frequência, além do fornecimento de calor para a geração, essas rochas intrusivas funcionam como trapas e selos, bem como podem ter favorecido a estruturação da bacia para a migração do gás (Rodrigues, 1995).

Comprovadamente os principais sistemas petrolíferos da Bacia do Parnaíba na região do Parque dos Gaviões são: Pimenteiras – Cabeças (!) e Pimenteiras – Poti (!) (Figura 12). Para estes *plays* (Figura 13) o trapeamento é dado pelos próprios diques e soleiras no caso da Fm. Poti e no caso da Fm. Cabeças ocorre trapeamento estrutural e/ou estratigráfico (Araújo, 2015).



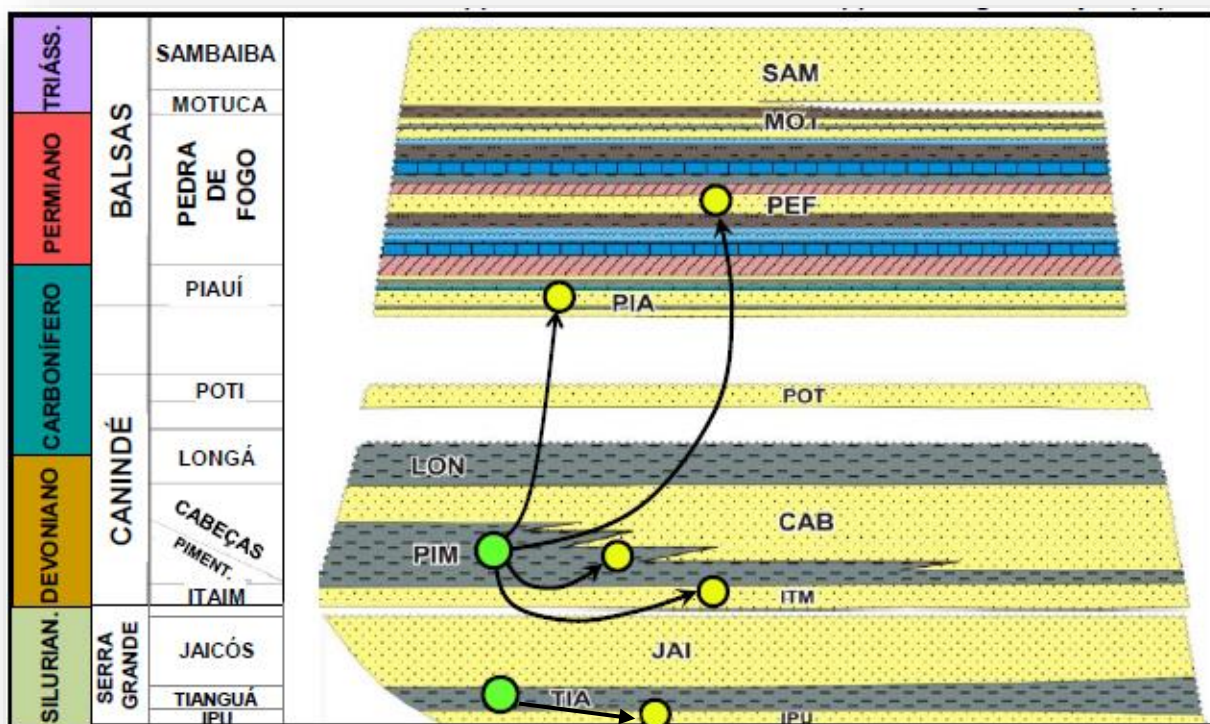


**Figura 12:** Recorte da carta estratigráfica com os principais sistemas petrolíferos da Bacia do Parnaíba. Fonte: Modificado de Vaz *et al.* (2007).



**Figura 13:** Imagem dos plays da Bacia do Parnaíba na área do Parque dos Gaviões associados aos principais sistemas petrolíferos. Fonte: Abelha (2013) *in* Sumário Geológico, ANP (2015), R13.

Os sistemas petrolíferos secundários da Bacia do Parnaíba são (Figuras 14a e 14b): Pimenteiras-Piauí (!), Pimenteiras-Pedra de Fogo (.), Pimenteiras-Pimenteiras (.), Pimenteiras-Itaim (.), Tianguá-Ipu (?).



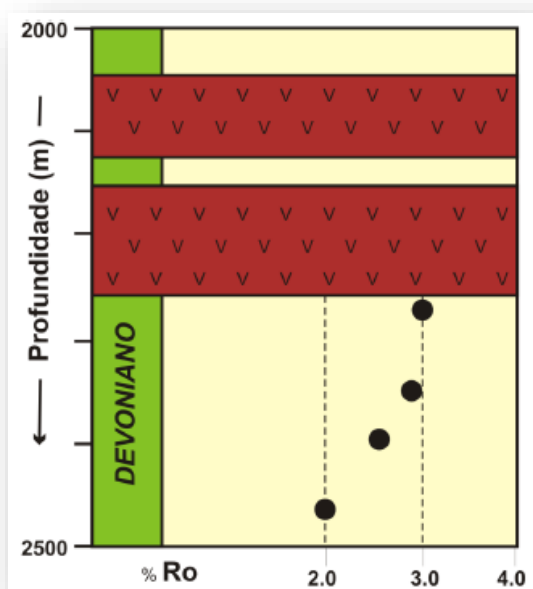
**Figura 14a:** Recorte da carta estratigráfica com os sistemas petrolíferos secundários da Bacia do Parnaíba. Fonte: Modificado de Vaz *et al.* (2007) in Sumário Geológico, ANP (2017), R15.

<b>Plays Secundários</b>
Arenitos neocarboníferos (Fm Piauí) em trapas estruturais
Arenitos neocarboníferos (Fm Piauí) trapeados por intrusões ígneas
Arenitos permianos (Fm Pedra de Fogo) trapeados por intrusões ígneas
Arenitos devonianos de regressão forçada (Fm Pimenteiras) em trapas estratigráficas
Arenitos devonianos (Fm Itaim) em trapas estruturais
Arenitos silurianos (Fm Ipu) em trapas estruturais (?)

**Figura 14b:** Síntese dos sistemas petrolíferos secundários da Bacia do Parnaíba. Fonte: Sumário Geológico, ANP (2017), R15.

## ▪ Maturação da matéria orgânica

Fernandes (2011) estudou o efeito da maturação térmica dada pelas intrusões ígneas através de modelagem, utilizando dados de reflectância de vitrinita (%Ro) (Figura 15) e constatou que a influência do efeito térmico de intrusões ígneas na maturação da matéria orgânica na Bacia do Parnaíba foi determinante para a geração atípica de hidrocarbonetos, fortemente controlada pelo calor liberado pelo magmatismo, o que é evidenciado pelos altos valores de %Ro associados às intrusões, validando, assim, o sistema não-convencional de geração para esta bacia e indicando potencial exploratório para gás natural.



**Figura 15:** Imagem esquemática mostrando dados de reflectância de vitrinita e o efeito da maturação térmica dada pelas intrusões ígneas. A “janela de geração de óleo” está entre 0,6 a 1,3 %Ro e a “janela de geração de gás” entre 1,3 a 4,0 %Ro. Fonte: Modificado de Gonzaga e Gonçalves (1998) por DPC & Assoc. (2000) *in* Sumário Geológico, ANP (2019), R15.

Observa-se que os valores de %Ro estão próximos de 3,0 quando encontram-se perto da intrusão até um raio de 100 m e diminuem bruscamente a partir dos contatos, passando de cerca de 2,5 %Ro, a 150 m, e cerca de 2,0 %Ro, a 200 m, o que demonstra um efeito local mas ainda sim com um considerável raio de ação significativo para a geração.

De acordo com, Rodrigues (1995), o efeito térmico de uma soleira de 9 metros de espessura gera uma área de influência térmica que ultrapassa em 170% a distância em relação à espessura da camada intrusiva e, no caso de múltiplas intrusões, supõe-se que o efeito térmico pode ser potencializado. Entretanto, esse processo pode variar

em suas dimensões em função da espessura, densidade de corpos ígneos e da profundidade em que se implantou a intrusão, sendo maior o calor transmitido quanto maior for a profundidade. Para o autor, o fluxo térmico do embasamento não foi suficiente para a maturação térmica da bacia. Contudo, a soma do fluxo térmico basal com o fluxo emanado das intrusões é responsável pela sua maturação térmica local.

Para um estudo mais profícuo do efeito do magmatismo sobre os processos de geração, migração e armazenamento de hidrocarbonetos, torna-se necessária uma precisa definição das janelas de geração para óleo e gás associadas às mesmas. É importante ressaltar que o horizonte das janelas de óleo e gás pode mudar em função da taxa de temperatura a que é submetida, além de do tipo de matéria orgânica e outros fatores. As influências que os modelos sofrem devido aos diferentes parâmetros petrofísicos das rochas, como condutividade termal, capacidade térmica, densidade e outros, também podem causar mudanças significativas nas janelas de geração para óleo e gás (Oliveira *et al.*, 2012). No caso da Bacia do Parnaíba, no que se conhece até o momento, o calor fornecido pelo magmatismo levou a matéria orgânica diretamente para janela de geração de gás, devido ao forte contraste de temperaturas entre a rocha geradora (~50°C) e a intrusão ígnea (~1000°C).

Segundo Neumann *et al.* (2003), o conhecimento dos parâmetros que controlam intrusões magmáticas gera também importantes informações sobre o caminho dos fluidos, pois as intrusões podem gerar rotas de migração através da estruturação da bacia devido ao magmatismo; e sobre o desenvolvimento termomecânico e estrutural de bacias sedimentares afetadas pelo mesmo.

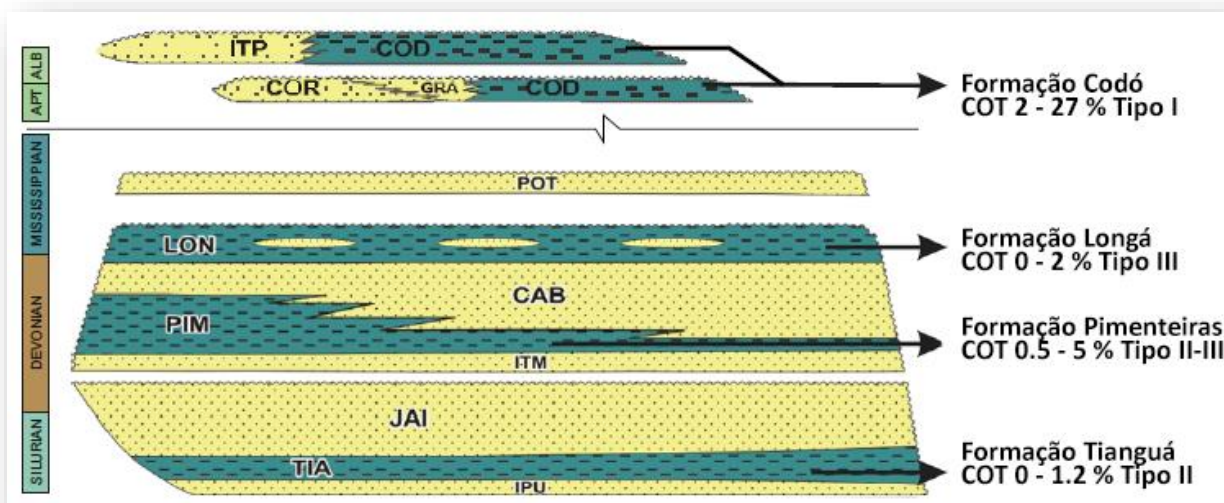
As variáveis controladoras da intrusão de soleiras e diques em bacias sedimentares são: densidade e pressão do magma; espessura da sobrecarga; barreiras de fluidos e produção de vapor (interação com sedimentos úmidos); descontinuidades mecânicas (acamamento); *stress* horizontalmente estratificado; existência de fraturas e falhas; o nível de inversão de densidades entre o magma e a rocha encaixante; além da extensão da intrusão, a forma, a comunicação entre os pulsos magmáticos e corpos ígneos e o posicionamento do magmatismo na bacia também são fundamentais na modelagem de geração térmica (Neumann *et al.*, 2003).

Outra questão importante remete às bacias paleozoicas brasileiras que possuem, no geral, boas rochas geradoras do Devoniano e do Permiano, mas muitas vezes carecem de estruturação. Essa característica as diferencia das bacias do leste europeu, grandes produtoras, que exibem estruturações importantes para migração e

trapas bem desenvolvidas, devido à presença das faixas móveis (Thomaz Filho *et al.*, 2008). Contudo, apesar das bacias paleozoicas não apresentarem tais estruturas, as mesmas possuem intrusões ígneas que favorecem o trapeamento de hidrocarboneto e rotas de migração para o mesmo.

- **Rocha geradora**

A Bacia do Parnaíba apresenta, em teoria, quatro intervalos geradores (Figura 16), do Siluriano ao Cretáceo, mas assim como outras bacias paleozoicas brasileiras, a rocha geradora primária é a Fm. Pimenteiras, de idade devoniana. Secundariamente, tem-se a Fm. Tianguá (Siluriano), Fm. Longá (Devoniano superior/Eocarbonífero) e a Fm. Codó (Cretáceo).



**Figura 16:** Recorte da carta estratigráfica com destaque para as principais características dos quatro intervalos geradores da Bacia do Parnaíba. Fonte: (Miranda *et al.*, 2018).

A Fm. Longá apresenta descrição similar à da Fm. Pimenteiras, e seu potencial gerador foi bastante especulado (Rodrigues, 1995; Soares, 2007, 2010), mas, apesar do seu ambiente deposicional semelhante, o conteúdo de matéria orgânica é bem inferior, variando de 0,5% a 2% em raros níveis delgados, com média de 1% (Rodrigues, 1995). Os dados geoquímicos mostram uma mudança no ambiente, relativamente mais rico em oxigênio, o que reduziu o potencial de preservação da

matéria orgânica e também contribuiu para a maior presença de fauna e flora, levando a uma fonte de rocha de qualidade inferior (Miranda *et al.*, 2018).

Adicionalmente, foi confirmada a ocorrência de níveis arenosos localizados na porção intermediária da unidade Longá, frequentemente interpretados como regressivos ou progradacionais, originados em uma recuperação isostática de uma deglaciação, tendo sido recentemente considerada como um novo reservatório, após resultados positivos durante a última campanha de perfuração, com porosidade média de 9% e permeabilidade de 4.2 mD (Miranda, 2018). Atualmente é considerada mais como um alvo exploratório para o futuro do que rocha geradora.

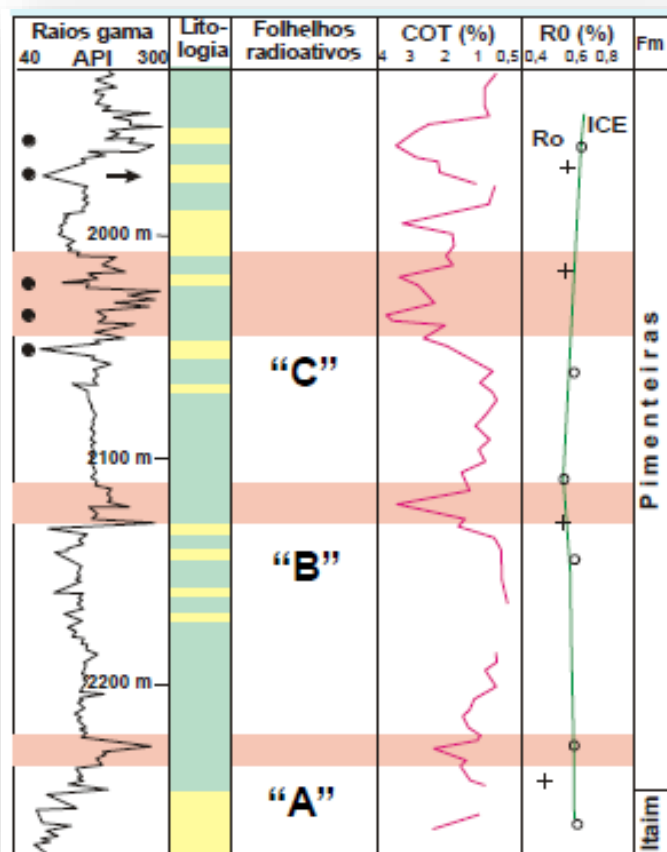
Segundo Rodrigues (1995) os registros sedimentares da Fm. Tianguá mostram COT% usualmente inferior a 1% e raramente alcança 1,2%, apenas na porção superior da Formação, correspondendo à superfície de inundação máxima nessa unidade. Em algumas porções basais encontra-se matura, mas devido às características geoquímicas não se acredita que houve geração. A baixa preservação da matéria orgânica desse intervalo pode ser explicada pela intensidade da bioturbação descrita nas litofacies o que indica um ambiente rico em fauna e oxigênio (Rodrigues, 1995; Vaz *et al.*, 2007). Em direção ao sudeste, o teor de areia/quartzo aumenta, indicando uma fonte de material mais grosso de sudeste para nordeste. A unidade Tianguá corresponde à maior transgressão glacio-eustática durante o período siluriano registrado na bacia (Miranda *et al.*, 2018).

A Fm. Codó (Cretáceo) também apresenta significativos intervalos ricos em conteúdo orgânico. Tais facies estão relacionadas a um ambiente lacustre hipersalino anóxico, que permitiu condições perfeitas para o acúmulo e a preservação de matéria orgânica (Mendes, 2007), contudo, apesar de ter excelente teor de carbono orgânico total (COT%), encontra-se totalmente imatura devido à profundidade em que se encontra na Bacia do Parnaíba e por sua deposição ser posterior ao magmatismo regional (Rodrigues, 1995). Apesar de não apresentar boas condições em um sistema convencional, alguns autores acreditam que a unidade tem um grande potencial como *shale oil*, em um contexto muito semelhante ao da Formação *Green River* nos EUA (Horsfield, 1994 *apud* Miranda *et al.*, 2018), que poderia ser um alvo exploratório em um futuro próximo com avanços na tecnologia de recuperação (Hazra, 2014 *apud* Miranda *et al.*, 2018).

Como dito anteriormente, a Formação Pimenteiras é a principal geradora da Bacia do Parnaíba, pois abrange a ingressão marinha mais importante da bacia. De

idade Devoniana, apresenta até 500 m de espessura e profundidade média de 2500 m no depocentro da bacia (Góes & Feijó, 1994; Vaz *et al.* 2007). Valores de COT% em um range de 0.5 a 5% e a existência de campos de gás comerciais associados à esta geradora, confirmam o potencial da unidade.

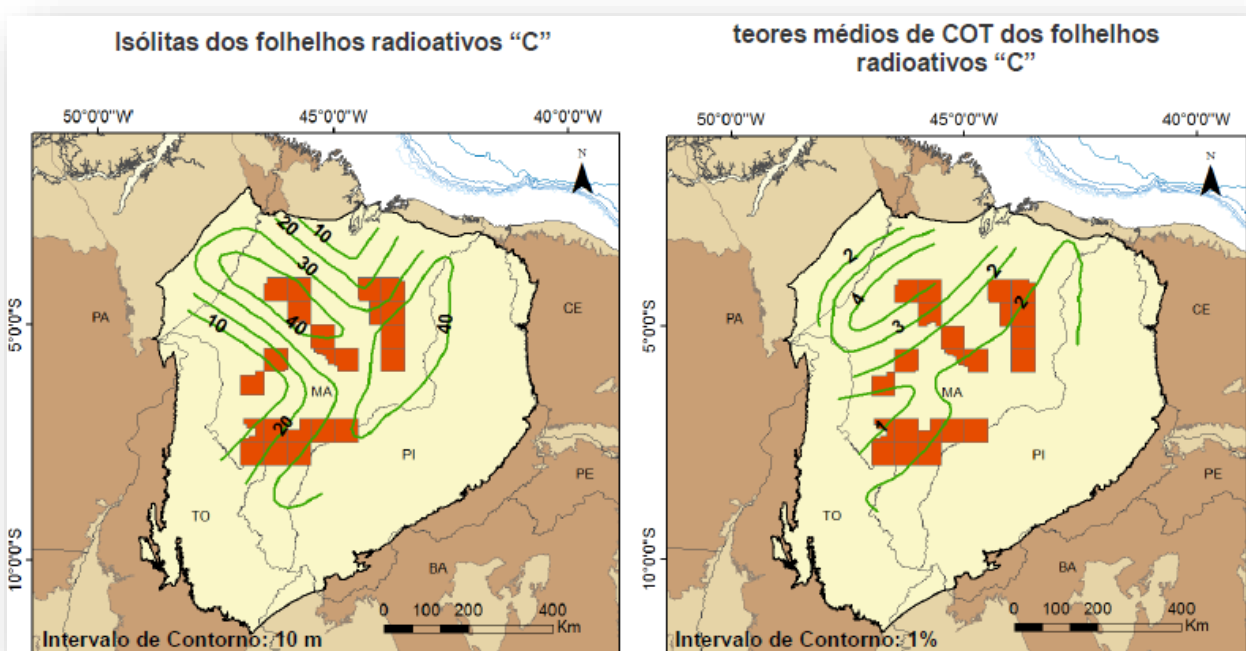
A influência térmica do magmatismo da Bacia do Parnaíba na maturação da matéria orgânica também foi estudada por Rodrigues (1995) através do COT% e da relação do aumento dos valores de %Ro junto aos contatos com as rochas intrusivas. Nesse sentido, o autor individualizou 3 tipos de folhelhos Pimenteiras, interpretados a partir dos perfis de raios gama, dados de COT% e maturação da matéria orgânica por dados de %Ro (Figura 17).



**Figura 17:** Imagem com análise dos folhelhos devonianos das Fm. Pimenteiras subdivididos em tipos A, B e C considerando dados de COT e %Ro. Fonte: Rodrigues (1995) in Sumário Geológico, ANP (2015), R13.

Para o autor, a Fm. Pimenteiras apresenta COT% médio entre 2% e 2,5%, com teor máximo de 6%, e matéria orgânica dos tipos II e III. Não obstante, toda a sessão

condensada, representada pela Fm. Pimenteiras, mostrar altos teores de COT% em diversos intervalos, a superfície de inundação máxima refere-se ao folhelho tipo “C” individualizado por Rodrigues (1995). Este folhelho contém não somente as melhores características em termos de COT%, com as mais altas concentração na deposição Pimenteiras, mas também com relação à qualidade da matéria orgânica preservada rica em hidrogênio. Sua distribuição pode ser vista em mapa (Figura 18).



**Figura 18:** Mapas de isólitais com a distribuição espacial dos folhelhos devonianos da Fm. Pimenteiras tipo “C” (à esquerda) e teores médios de COT do mesmo folhelho tipo “C” (à direita). Fonte: Rodrigues (1995) in Sumário Geológico, ANP (2015), R13.

Segundo Rodrigues (1995), a evolução térmica da matéria orgânica desses intervalos radioativos, sem considerar o efeito das intrusões, apenas alcançou a fase inicial da geração de hidrocarbonetos nas partes mais profundas da bacia. Isto coaduna com o que vem sendo apresentado até agora sobre o sistema de geração da bacia, apesar do Folhelho “A” estar em maior profundidade é o Folhelho “C”, mais raso, que se apresenta mais maturo.

No âmbito das pesquisas desenvolvidas pela ENEVA, principal operadora no Parque do Gaviões, Miranda *et al.* (2018) destaca é possível separar dois grupos principais de soleiras na porção central da bacia, com base em dados sísmicos e de



poço. O grupo mais profundo de soleiras está concentrado na Formação Pimenteiras, e foi fundamental no processo de na geração (Figura 21).

## ▪ Reservatórios

Em termos de rocha reservatório a Bacia do Parnaíba apresenta diversas Formações com interessantes facies arenosas, embora as Formações Cabeças e Poti sejam os principais reservatórios na área de estudo. Outros reservatórios ocorrem na área, mas ainda não obtiveram o mesmo sucesso das Formações Poti e Cabeças e por isso serão apenas brevemente resumidos neste estudo.

Os arenitos heterolíticos da Formação Piauí são reservatórios secundários e também exibem boas propriedades de reservatório, mas tem baixo *net-to-gross* devido às intercalações com folhelhos, argilitos, anidritas e halitas (não-reservatórios).

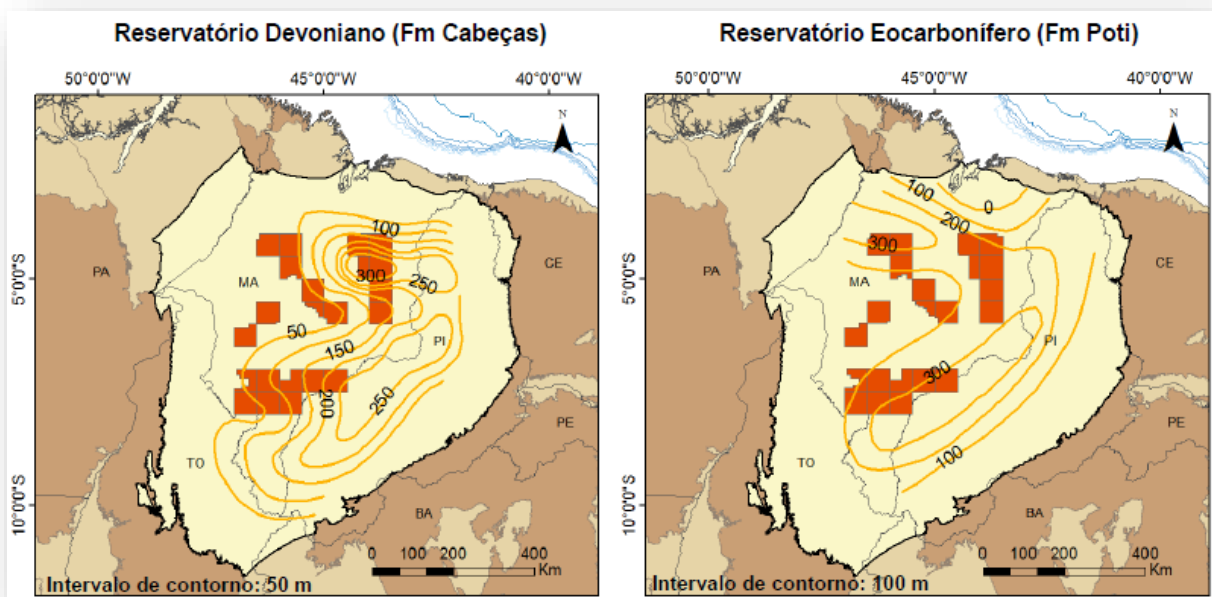
Unidades ricas em areia, como as Formações Itaim, Pedra de Fogo e Ipu, também contêm excelentes facies de reservatório, mas não tem sido reportadas descobertas nessas Formações, na principal área exploratória/produtora (área central do Parque dos Gaviões), indicando que não são portadores de gás. Mas, considerando a larga ocorrência dessas camadas e extensão da Bacia do Parnaíba, e, conseqüentemente, a área ainda disponível para descobertas, este cenário pode mudar (Miranda *et al.*, 2018).

A Fm. Longá, originalmente estudada como rocha geradora, hoje em dia é considerada mais como um potencial reservatório a ser estudado futuramente, devido às facies arenosas e aos resultados obtidos em recentes campanhas exploratórias de sucesso.

Já a Fm. Pimenteiras tem sido alvo de especulação quanto a um potencial reservatório não convencional para *shale gas*, mas os resultados ainda são controversos. Machado (2019) avaliou as condições necessárias para a caracterização da Fm. Pimenteiras em um intervalo perfurado no poço OGX-110, tendo concluído que, apesar de possuir ruptibilidade e alto teor de COT, o intervalo mostrou-se imaturo. Contudo, indícios de gás foram observados e fraturas podem ser sugeridas no perfil sônico, podendo ser inferido um potencial reservatório naturalmente fraturado.

Apesar das Formações supracitadas apresentarem potencial, o principal reservatório em quase todo o Parque do Gaviões são os arenitos Poti, com boas

propriedades de reservatório – porosidade de 18% e permeabilidade de 240 mD (Miranda *et al.*, 2018). Apenas no Campo Gavião Azul os arenitos da Formação Cabeças correspondem ao reservatório principal, com valores médios de porosidade inferiores, em torno de 13%. A permeabilidade também é menor, da ordem de 36 mD, devido a características diagenéticas (Miranda *et al.*, 2018). A distribuição de ambas as Formações pode ser vista em mapa (Figura 19).



**Figura 19:** Mapas de isópacas com a distribuição dos reservatórios Cabeças e Poti. Fonte: Lima (1990) e Cunha (1986) *in* Sumário Geológico, ANP (2015), R13.

A Fm. Cabeças (Devoniano), sotaposta aos folhelhos radioativos da Fm. Pimenteiras, foi o principal alvo de exploração no início da história da bacia. No entanto, hoje é conhecida como a segunda rocha reservatório mais importante. Atinge espessura média de 150 m, mas pacotes anormalmente mais espessos, que atingem 400 m, podem ocorrer associados a facies canalizadas, interpretadas como a base dos arrastes da deglaciação Fameniana (Caputo, 2014). As profundidades médias na principal área produtora são da ordem de 1500 m (Miranda *et al.*, 2018).

Em termos de qualidade do reservatório, os valores de porosidade nos perfis de poço são mais baixos do que na Formação Poti, com valores variando de 8 a 21%. A porosidade secundária também ocorre como um produto da dissolução do feldspato, mas o desenvolvimento mais severo de cimento diagenético e a abundância de areias

muito finas são responsáveis por uma diminuição drástica da permeabilidade. Acredita-se também que a natureza mais heterogênea das areias da Formação Cabeças, influenciadas pelas marés e pelas ondas, diminua a permeabilidade vertical e a qualidade geral do reservatório. Excepcionalmente, excelentes valores de porosidade são percebidos dentro de corpos contínuos de areia, dentro das feições glaciais canalizadas citadas acima (Miranda *et al.*, 2018).

Já a Fm. Poti (Eocarbonífero) apresenta boas propriedades de reservatório; a porosidade varia de 5 a 27% com média de 18% e a permeabilidade de 240 mD, sendo a responsável pela produção de 8.4 mm<sup>3</sup>/dia de gás (Miranda *et al.*, 2018), representando o principal alvo exploratório atualmente da Bacia do Parnaíba. A unidade ocorre em torno de 1100 m de profundidade, com uma espessura média de 300 m.

No que diz respeito à qualidade do reservatório existe uma variação faciológica que pode refletir a coexistência dos ambientes costeiros. Segundo Miranda *et al.* (2018), a unidade Poti pode ser dividida em três zonas: 1) a zona superior mostra maior homogeneidade litológica e boa qualidade do reservatório; 2) a porção intermediária tem qualidade mediana; 3) a seção inferior exhibe a pior qualidade, sendo a mais heterogênea e laminada de todas. Todos estes intervalos são capazes de produzir gás em percentuais comerciais.

Adicionalmente, uma quarta zona pode ser individualizada associada ao contato com as intrusivas, onde é comum observar uma auréola de alteração (*hornfels*/peperito) de espessura variável, imediatamente abaixo da soleira. O metamorfismo de contato é prejudicial, ao obliterar a porosidade e a permeabilidade, principalmente devido à recristalização de quartzo. Contudo, até mesmo as zonas de *hornfels* apresentam boas taxas de fluxo, aprimoradas pelas fraturas subverticais que ocorrem naturalmente (Miranda *et al.*, 2018).

Longe da intrusão, a qualidade do reservatório é preservada e o desenvolvimento da porosidade secundária é observado como um produto da dissolução do feldspato. A natureza arcoseana do arenito intermediária da Formação Poti também é constantemente relatada em poços perfurados, enquanto os membros restantes (superior e inferior) são predominantemente arenitos de quartzo (Miranda *et al.*, 2018).

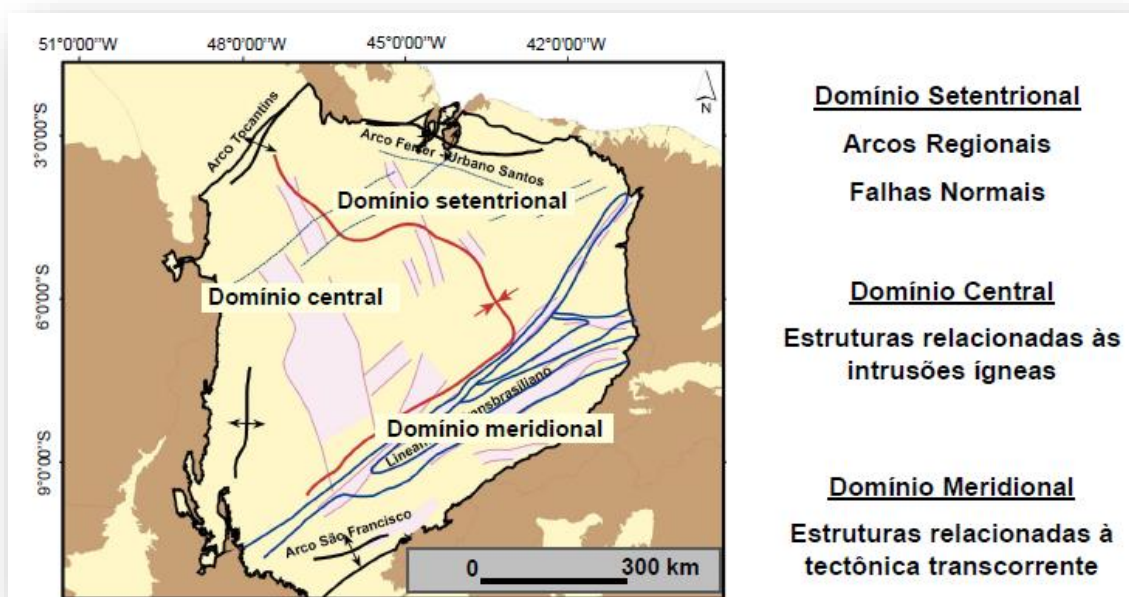
Importante característica, comumente observada na Formação Poti, é uma resistividade anormalmente baixa em zonas portadoras de gás/água relacionado com

a presença de pirita, o que pode levar a subestimativas do *net-to-gross* (Miranda *et al.*, 2018).

### ▪ Selos e Trapas

As sucessivas descobertas de campos de gás na recente campanha exploratória na Bacia do Parnaíba têm ampliado a concepção sobre o sistema petrolífero na bacia. Durante os estágios iniciais de exploração, o modelo prospectivo foi baseado em padrões convencionais, pensado para rochas de baixa permeabilidade ou blocos de falha atuarem como selo. Nesse contexto, o trapeamento deveria ser estratigráfico ou estrutural, majoritariamente.

As principais trapas da Bacia do Parnaíba são representadas por diferentes estruturas relacionadas a três domínios principais (Figura 20). No Domínio Setentrional, as trapas parecem relacionadas às falhas normais, em arcos regionais resultantes da abertura do Atlântico Equatorial. No Domínio Central, as trapas parecem estar relacionadas às estruturas geradas pelas intrusões magmáticas. Já no Domínio Meridional, as trapas parecem ter sido geradas, predominantemente, por estruturas transcorrentes (Rodrigues, 1995).

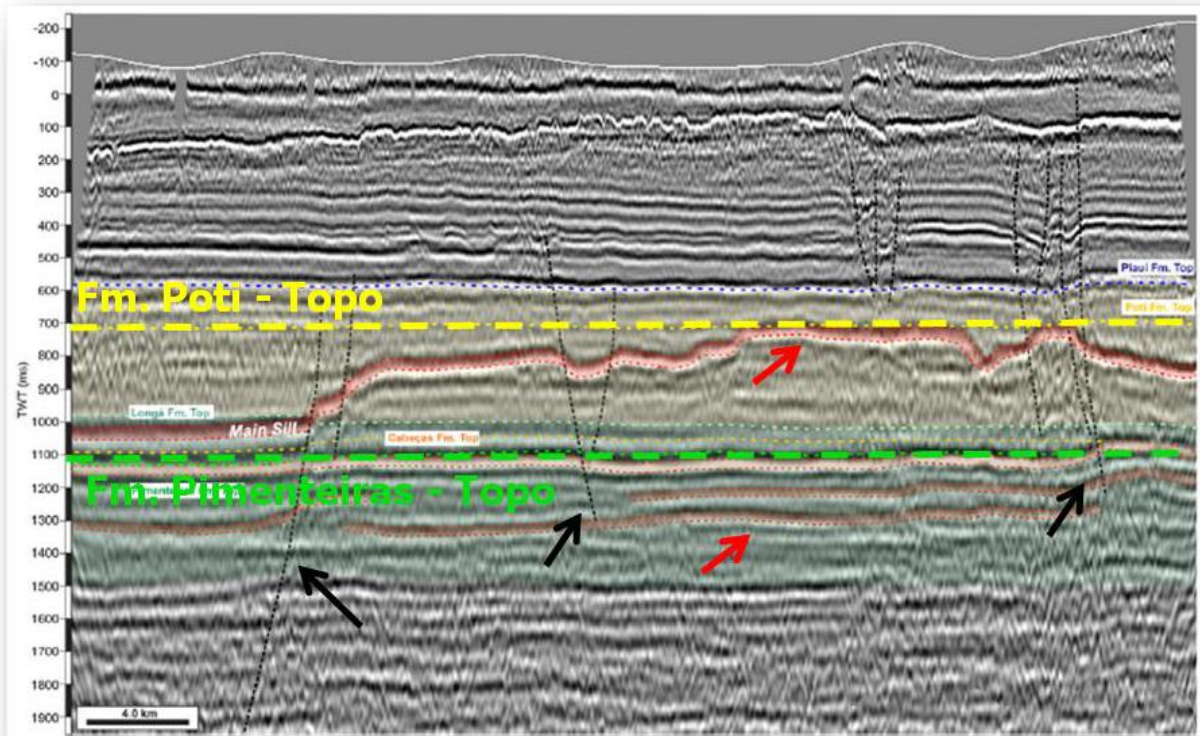


**Figura 20:** Mapa regional de distribuição dos tipos de trapas para os sistemas petrolíferos da Bacia do Parnaíba. Fonte: Milani e Zalan (1998) *in* Sumário Geológico, ANP (2015), R13.

Entretanto, a mais recente fase de exploração de hidrocarbonetos na bacia tem se concentrado no sistema ígneo, no qual os elementos selo e trapa são fornecidas por intrusões regionais que ocorrem como soleiras. Vários poços perfurados na bacia registraram soleiras, de espessura variável, em todas as sequências sedimentares (Araújo, 2015).

Apesar da falta de dados geocronológicos, é possível destacar dois grupos principais de soleiras na porção central da bacia, com base em dados sísmicos e de poço (Miranda *et al.*, 2018). O grupo mais basal está concentrado na Fm. Pimenteiras, o que colaborou na geração. O segundo e menor grupo ocorre principalmente nas Formações Poti, Longá e Cabeças (Galerie *et al.*, 2011; Senger *et al.*, 2013 *apud* Miranda *et al.*, 2018). Este segundo grupo é mais espesso, em média 150 m, e é considerado o principal corpo para o trapeamento e definição de alvos exploratórios.

O comportamento dos corpos ígneos mostra uma variação expressiva em sua posição na estratigrafia, cobrindo toda a seção do Devoniano/Carbonífero. Mudanças na profundidade estão associadas ao comportamento transgressor da soleira, subindo através de falhas e fraturas subverticais, contatos entre Formações ou onde a estratigrafia exhibe contrastes. Essas variações, no nível das soleiras, fornecem desníveis de até 200 m, formando uma geometria de domo com fechamento em quatro direções que favorecem o trapeamento (Figura 21).



**Figura 21:** Linha sísmica mapeada mostrando o sistema atípico da Bacia do Parnaíba. O principal mecanismo de trapa e selo está associado ao fechamento quaquaversal dado pelas intrusões mapeadas dentro da Fm. Poti (seta vermelha superior). As intrusões mais basais, intrudidas na Formação Pimenteiras, favoreceram a geração (seta vermelha inferior). A migração do gás foi favorecida por falhas (setas pretas). Fonte: Miranda *et al.* (2018).

Algumas estruturas apresentam uma geometria 'tampo de mesa' alongada, delimitada por sistemas de falhas regionais NE/SW e NW/SE conjugados. As falhas subverticais localmente cruzam-se no centro das estruturas com as mesmas tendências que as do *trend* regional. Essas características estruturais resultam de uma série de eventos tectônicos que ocorreram durante a evolução da bacia; essas falhas são cruciais para a formação de zonas de fraqueza que provavelmente foram usadas para a injeção de magma e como rota de migração para hidrocarbonetos, ou mesmo remobilização de acumulações pré-existentes (Miranda *et al.*, 2018). A integridade e a continuidade lateral das soleiras são extremamente importantes para a eficácia do selo e da trapa.

Além das trapas estruturais e ígneas, trapas estratigráficas também ocorrem, como é o caso das rochas pelíticas da Fm. Longá, sobreposta à Fm. Cabeças. Devido à mudança de facies lateral, também podem ocorrer localmente, mas nenhum volume

significativo foi descoberto com base nesse modelo (Miranda *et al.*, 2018). Vale a pena ressaltar que, se por um lado a presença as soleiras favoreceu o sistema, por outro, ainda é um desafio para um bom processamento sísmico, sobretudo considerando-se o tamanho da Bacia do Parnaíba e o custo elevado de uma sísmica 3D que permita a adequada visualização das estruturas quaquaversais.

Atualmente, a principal área produtora está localizada na porção central da bacia, contendo altos estruturais que podem estar isolados ou alinhados, formando estruturas de grande interesse exploratório. Esses altos estruturais, tanto os externos, associados às bordas da bacia, quanto os internos, provavelmente estão relacionados às estruturas herdadas do embasamento e são áreas importantes para acumulações petrolíferas. Entretanto, as estruturas internas tem se mostrado até agora as mais profícuas para os processos de migração e acumulação. A eficiência do sistema atípico de petróleo em estruturas, em direção às fronteiras da bacia, ainda não foi testada. Além disto, a qualidade da rocha geradora e a migração de longa distância são preocupações nessas áreas. Contudo, o sistema transcorrente e o tectonismo associado às fronteiras da bacia podem conter estruturas interessantes de acumulação (Miranda *et al.*, 2018), existindo grande probabilidade de repetição das condições existentes no Parque dos Gaviões (Araújo, 2015).

- **Sincronicidade**

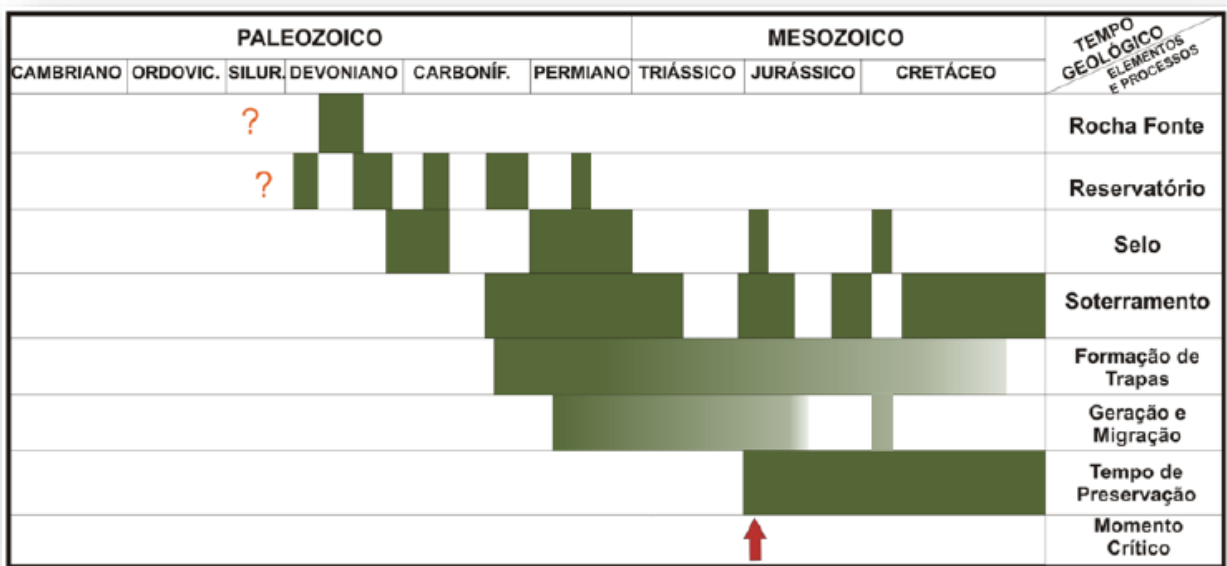
Ainda que um sistema petrolífero apresente todos os elementos e fatores essenciais aos processos, deve haver uma sincronicidade entre os eventos para que ocorram no tempo certo e cumpram seu papel na acumulação comercial de hidrocarboneto.

Em sistemas onde a geração ocorreu de modo não convencional, como no caso de intrusões ígneas, a necessidade de *timing* torna-se particularmente importante. O curto período geológico de atuação dessas intrusões (dito instantâneo no tempo geológico), obriga que, neste curto espaço de tempo, as condições de migração, trapeamento e acumulação estejam presentes no momento preciso, para a existência do tipo de sistema petrolífero não-convencional (Rodrigues, 1995).

Estudos efetuados por Araújo *et al.* (2000), mostraram que o valor original do índice de hidrogênio cai a zero onde a espessura da soleira é igual ou maior que a espessura do horizonte gerador, além dos níveis de carbono orgânico total reduzirem

30% em média. Ou seja, dependendo das circunstâncias, a intrusão pode prejudicar o sistema, queimando a matéria orgânica, além de poder acarretar no escape de fluidos ao provocar falhas e zonas de fraqueza e o fechamento da porosidade da rocha por metamorfismo de contato.

A carta de eventos abaixo (Figura 22) resume o histórico do sistema petrolífero desenvolvido durante o Paleozoico na Bacia do Parnaíba para o Parque dos Gaviões.



**Figura 22:** Carta de eventos do sistema petrolífero da Bacia do Parnaíba. Fonte: DPC & ASSOC (2000) in Sumário Geológico, ANP (2015), R13.

## 4. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

### 4.1 Propriedades petrofísicas

#### I) Porosidade

Porosidade, designada por  $\emptyset$  e apresentada em termos de porcentagem, é definida como sendo a razão entre o volume de vazios de uma rocha e o volume total desta. No processo de formação de uma rocha sedimentar, durante a sua deposição, os espaços constituem a porosidade primária. A porosidade secundária é gerada após a litificação da rocha e é causada por processos geológicos pós-deposicionais.



A porosidade é uma das principais propriedades para caracterizar a qualidade do reservatório e pode ser inferida a partir de vários perfis. Neste trabalho abordamos os perfis Acústico, Neutrão e Densidade para a estimativa de porosidade.

A porosidade pode ser classificada em dois tipos quanto a mobilidade do fluido:

- ❖ Porosidade total: considera todos os espaços vazios entre as partes sólidas;
- ❖ Porosidade efetiva: leva em conta somente os poros interconectados, os quais permitem a passagem de fluido. Do ponto de vista do estudo de perfis elétricos, a porosidade efetiva também exclui o volume ocupado pelo *clay bound water*. A porosidade efetiva é igual (em arenitos limpos) ou menor que a porosidade total e é a mais importante do ponto de vista comercial, visto que é a utilizada nos cálculos reais do potencial econômico de um reservatório, tendo relação direta com a permeabilidade.

A porosidade total normalmente precisa passar por correções, onde desconta-se o teor de argila presente, passando a expressar uma porosidade corrigida, a partir da qual é possível gerar a curva de porosidade efetiva que funciona como uma curva de permeabilidade – caso não haja medidas laboratoriais de permeabilidade – e indica o potencial de transmissão de fluido, ou seja, representa o objetivo do ponto de vista comercial da exploração.

## **II) Permeabilidade**

A permeabilidade ( $k$ ) de uma rocha, medida em miliDarcy (mD), indica a capacidade de um fluido fluir pelos seus poros frente a um certo diferencial de pressão. Uma rocha permeável obrigatoriamente tem poros interconectados.

A permeabilidade absoluta de uma rocha é relativa à competência de saturação em 100% dos seus poros interconectados. Já a permeabilidade efetiva é a capacidade da rocha permitir o fluxo de um fluido nos espaços efetivamente conectados no meio poroso.

Boas medidas de permeabilidade são feitas no poço em produção, diretamente no local da investigação, embora possa ser inferida a partir da porosidade efetiva caso necessário.

A permeabilidade, normalmente, é inversamente proporcional ao percentual de argilominerais, ou seja, quanto maior a argilosidade medida para o intervalo, menor a

permeabilidade do reservatório. A estimativa da permeabilidade é um dos principais objetivos da avaliação petrofísica do ponto de vista comercial.

### **III) Resistividade**

A resistividade  $R$  de um material, medida em ohm.m, é relativa à capacidade de oposição a passagem de corrente eletromagnética. A resistividade de uma rocha depende da porosidade, do tipo de fluido presente nos poros, da salinidade desse fluido e da quantidade presente, variando de acordo com a concentração de eletrólitos presentes nele; no que tange a litologia da rocha, considera-se a presença de argilominerais ou minerais condutivos, da conexão dos poros, textura e da temperatura (Serra, 2004).

A concentração e o tipo de sal dissolvido são determinantes para aumentar ou diminuir a resistividade do fluido, bem como a temperatura. De forma geral, para uma rocha com certa porosidade, cujos poros estão saturados com uma água salina, a resistividade será menor quanto maior for a salinidade da água. Já explorando a relação entre resistividade e temperatura, sabe-se que a resistividade de uma solução diminui com o aumento da temperatura.

Outro ponto importante a ser apontado é a especificidade da argila quanto a sua condutividade. Os argilominerais possuem grande área de superfície, aumentando a quantidade de cátions adsorvidos na parte externa dos seus grãos, aumentando consideravelmente a sua condutividade.

Por todos estes fatores, a resistividade de uma Formação é um importante parâmetro para determinar o tipo de fluido e a quantidade deste no reservatório, com forte impacto no cálculo de saturação.

Espera-se, para um reservatório convencional, que hidrocarbonetos sejam resistivos e a água salgada seja condutiva. A água doce é de difícil distinção do óleo e o gás é o fluido mais resistivo. Entretanto, como dito anteriormente, a presença de argilominerais e minerais condutivos como a pirita, presentes no reservatório, afetam a leitura das ferramentas de indução e baixas resistividades são lidas erroneamente onde existe hidrocarboneto. Esse tópico será abordado em detalhe mais para frente.

### **IV) Argilosidade**

A argilosidade de uma Formação é um fator fundamental na definição da qualidade de um reservatório, visto que afeta diretamente a porosidade e

permeabilidade deste, além dos cálculos de saturação. É designada comumente como  $V_{sh}$  ou  $V_{clay}$  e é expressa em porcentagem.

Segundo Asquith (1992), se por um lado um reservatório que contém muita argila tem sua produção suprimida, por outro, uma pequena quantidade de argila disseminada nos poros pode ajudar no trapeamento da água intersticial, permitindo a produção em reservatórios supersaturados em água.

O entendimento da forma de ocorrência da argila é necessário para que a interpretação e as correções necessárias na porosidade sejam feitas adequadamente. Podem ocorrer de três maneiras: a) Laminar: camadas de algumas polegadas, intercaladas no reservatório; b) Estrutural: grãos de argila, clastos ou pequenas partículas ao longo da camada juntamente com grãos do arenito; c) Dispersa: disseminada nos poros; é a que mais prejudica a qualidade do reservatório, por entupir poros e reduzir muito a permeabilidade efetiva.

O tipo de argilomineral presente é de difícil distinção, e fundamental, uma vez que podem afetar as interpretações, como veremos no desenvolvimento deste trabalho. A argilosidade pode ser calculada através da curva de raios gama ou pela combinação dos perfis Densidade e Neutrão, além do perfil de ressonância magnética. É o primeiro passo na avaliação petrofísica, sendo *input* para o ajuste dos outros dados.

## **V) Saturação de água**

A saturação de água  $S_w$  de um volume poroso é a fração dos seus poros que é ocupada pela água de Formação. Por sua vez, a saturação em hidrocarbonetos equivale a  $1 - S_w$ . Esta propriedade é discriminada em porcentagem.

O cálculo de saturação usa basicamente a curva de Resistividade e nisto considera-se que, em um reservatório contendo óleo ou gás, a Resistividade depende não somente da porosidade, mas também da temperatura e da salinidade da água de Formação. Por outro lado, um mesmo reservatório, com mesma porosidade e água de Formação, será muito mais resistivo quanto maior o conteúdo de hidrocarbonetos (Serra, 2004).

## **VI) Salinidade e Temperatura**

Em uma rocha, a corrente elétrica desloca-se através da solução eletrolítica que preenche os poros interconectados, e/ou fraturas, na dependência da maior ou

menor quantidade de íons presentes (condução iônica). A quantidade de sais dissolvidos totais (SDT) é, desta forma, a salinidade da água de Formação.

Os íons, responsáveis pela condução, resultam da dissociação dos sais na água intersticial das rochas (água de Formação). O mais abundante deles é o cloreto de sódio (NaCl). Em água, o NaCl dissocia-se em  $\text{Na}^+$  e  $\text{Cl}^-$ . É o movimento dos íons positivos e negativos, sob a influência de um potencial elétrico, que permite a solução salina conduzir a eletricidade. Desde que cada íon conduz uma quantidade finita de cargas elétricas, subtemde-se que quanto mais íons na solução maior será a sua condutividade ou menor a sua resistividade.

Assim, um dos primeiros conceitos e importante parâmetro a ser ajustado para o *input* dos dados de perfis é relativo à salinidade, essencial para a compreensão da resistividade e conseqüentemente da saturação de fluido.

De modo geral, um arenito com água intersticial mostra maior condutividade (ou menor resistividade) quanto maior for a sua concentração de SDT. Para qualquer concentração de sais, a temperatura da solução é também de fundamental importância. Foi observado que a condutividade elétrica resulta no movimento de íons que apresentam resistência nada desprezível a fricção que é, por sua vez função inversa da temperatura. Como conseqüência direta do atrito temos então o incremento ou não da viscosidade da solução que se modifica com a temperatura na relação de que quando a temperatura aumenta a viscosidade diminui e as soluções eletrolíticas apresentam maiores valores para condutividade do que em temperaturas mais baixas.

## **4.2 Pressão de Formação**

Pressão da Formação é a aquela que o fluido exerce no interior dos poros. À medida que os depósitos sedimentares vão sofrendo compactação, o fluido contido no espaço poroso entre os grãos é expelido continuamente até atingir o equilíbrio, o que ocorre em conformidade com o maior grau de compactação sofrido pela rocha (Dicionário do Petróleo, 2020). Uma vez que os fluidos possuem densidades diferentes e potencial de compressibilidade variável, a pressão dentro da Formação tende a variar e um gráfico de “Pressão x Profundidade” pode ser elaborado e indicar a presença de fluidos diferentes dentro do reservatório.

Segundo Rider & Kennedy (2011) a compreensão da pressão de Formação é indispensável na perfuração porque indica o comportamento do fluido e,

consequentemente, do reservatório durante a etapa de produção. A primeira ferramenta para a tomada de pressão na Formação geológica ocorreu na década de 50, mas fazia apenas duas medidas. Em meados dos anos 70, a Schlumberger revolucionou a engenharia de reservatório com a ferramenta *Repeat Formation Test*, que permite um número ilimitado de tomadas de pressão, embora, na prática, não fosse possível executar mais do que cinquenta medidas seguidas.

Somente a partir de 1990 surgem as ferramentas de pressão de LWD (*logging while drilling*) como são conhecidas atualmente e que fazem mais do que tomadas de pressão. Medem, por exemplo, a permeabilidade em escala de até 10 cm, a transmissividade vertical em intervalos de metros, dentro outros. Todo este procedimento é o que se conhece como Teste de Formação a cabo.

A partir dos dados de pressão obtidos no Teste de Formação o gráfico de “Pressão x Profundidade” é elaborado, sendo um procedimento comum na indústria na avaliação dos fluidos presentes no reservatório e onde encontra-se o contato entre eles.

Os valores de pressão são obtidos  $\text{Kgf/cm}^2$  e convertidos em unidade psi pela multiplicação do valor medido por 14,22. A profundidade é geralmente plotada em cota. O uso desse gráfico baseia-se na mecânica dos fluidos onde cada um tem um potencial de compressibilidade diferente. A densidade muito inferior apresentada pelos gases em relação à água ou óleo, permite que o sobrepeso sedimentar compacte bem mais Formações preenchidas por gás do que outros fluidos, o que acarreta uma reta (função “Pressão x Profundidade”) com maior inclinação. Por outro lado, a água é virtualmente um fluido incompressível em condições normais de temperatura e pressão e sua reta de inclinação mostra ângulos menores. Já a inclinação da reta no óleo depende da densidade.

Os dados de pressão são plotados em um gráfico de pontos em função da profundidade. Podem exibir dados lineares, o que indicaria apenas um fluido, ou pode mostrar duas ou mais retas/tendências, levando a interpretação de mais um fluido presente, onde o contato entre diferentes fluidos será o ponto de interseção das retas projetado no eixo de profundidade (eixo y).

A melhor aplicabilidade para o uso do gráfico “Pressão x Profundidade” é a avaliação do contato entre fluidos, o que foi feito para este trabalho. Esta análise foi de suma importância para os ajustes necessários na avaliação do reservatório.

### 4.3 Amostras de calha

As amostras de calha, coletadas de 3x3 metros, foram a base para:

- ❖ Redescrição e geração do perfil litológico detalhado;
- ❖ Leituras do gamaespectrômetro;
- ❖ Análises com o XRF.

As amostras de calha são fragmentos de rochas triturados pela broca durante a perfuração de um poço e carreadas para a superfície pelo fluido de perfuração (Manual da Petrobrás). Nas primeiras fases da perfuração, as amostras são coletadas em intervalos de 9x9 m. Em zonas de interesse ou em seções pouco conhecidas as amostras de calha são coletadas em intervalos de 3x3 m.

Uma quantidade representativa das amostras é coletada a partir dos fragmentos acumulados na extremidade das peneiras de lama, as quais, após sua chegada, são separadas, lavadas para remover o fluido de perfuração e peneiradas em uma malha de 2 a 3 mm para separar os fragmentos grossos. Dessa forma, o material coletado é armazenado em sacos de pano, previamente identificados com os prefixos do poço e a profundidade da base do intervalo amostrado. Entende-se que esse material é estatisticamente representativo do intervalo perfurado (de 9 ou 3 metros) e não pontual.

O exame desse material permite o reconhecimento da média das diferentes litologias atravessados em um poço, do conteúdo fossilífero, de indícios da existência de hidrocarbonetos, análises químicas, dentro outros. Geralmente é o primeiro contato com a Formação que está sendo perfurada, fornecendo dados para o perfil de acompanhamento geológico e posteriormente para o perfil composto (perfil de interpretação geológica que utiliza os dados de *log* juntos).

Este material apresenta muitos contaminantes e deve ser usado com parcimônia. Contudo, são amostras relativamente baratas e, apesar da amostragem intervalar, ainda sim é representativa, fazendo com que forneçam bons dados.

#### **4.4 Espectrometria de Fluorescência de Raios-X por Dispersão de Energia (XRF)**

Os dados geoquímicos utilizados para os cálculos do fator de correção foram obtidos através de Espectrometria de Fluorescência de Raios-X (XRF)<sup>2</sup> Trata-se de uma técnica analítica não-destrutiva usada para obter informações elementares a partir de diferentes tipos de materiais. Foram determinadas, através dessa análise, as concentrações de elementos maiores (concentração maior que 1%) e de alguns elementos traço, cuja concentração está entre 0,1% e 0,001%.

O conceito básico de todos os espectrômetros é uma fonte de radiação, uma amostra e um sistema de detecção. Em resumo, as etapas da análise por fluorescência de raios-x por dispersão de energia constam em: (a) excitação dos elementos da amostra os quais sofrem a fluorescência; (b) detecção e medida da intensidade dos raios-x característicos; e (c) determinação da concentração dos elementos na amostra por meio das intensidades dos raios-x, fazendo uso de equações apropriadas.

Basicamente a fluorescência de raios-x ocorre quando a amostra é atingida por raios-x o que provoca a excitação dos elétrons das camadas próximas dos núcleos que são ejetados e deixam espaços vazios. Estas vacâncias são rapidamente preenchidas por elétrons das camadas mais externas. Ao realizar este salto quântico há perda de energia na forma de um fóton de raios-x. Cada tipo de elemento possui espectro de raios-x com uma assinatura específica e única e, em geral, a energia da transição mais intensa é usada para análise.

#### **4.5 Gamaespectrometria**

Essenciais nos resultados deste trabalho foram os dados de gamaespectrometria. A principal fonte de radiação gama na natureza provém da desintegração natural dos isótopos instáveis dos elementos da série potássio ( $K^{40}$ ), urânio ( $U^{238}$ ) e tório ( $Th^{232}$ ) presentes na composição da maioria das rochas.

---

<sup>2</sup> Os dados de XRF e gamaespectrometria foram gerados por outros pesquisadores no âmbito do Projeto Parnaíba, um projeto de PD&I entre UFF e Petrobras.

Em geral, temos acesso ao perfil de Raios Gama Total que não decompõe o sinal radioativo em cada uma de suas variações. Mas o perfil espectral de raios gama é cada vez mais usado desde 1975 (NIELSEN *et al.* 1987 *apud* Nobre, 2019), pois mede as concentrações elementares dos três principais contribuintes para a radioatividade natural. Isto permite fazer inferências litológicas e paleoambientais mais precisas, uma vez que, de modo genérico, a concentração de cada elemento estaria associada a contextos deposicionais particulares.

O gamaespectrômetro emprega um cristal sensível à radiação ionizante de germanato de bismuto ( $\text{Bi}_4 \text{Ge}_3 \text{O}_{12}$ ) que possui uma alta densidade e o elevado número atômico, o que faz dele o detector com maior probabilidade de interação por volume entre os mais comumente utilizados (TAUHATA, *et al.* 2013 *apud* Nobre, 2019). O cintilador mais comumente usado é o de iodeto de sódio ativado com uma impureza de tálio, NaI (Tl) o qual possui boas propriedades de absorção de raios gama e um tempo de decaimento de cintilação bastante rápido ( $\pm 0,23 \mu\text{s}$ ) (Nobre, 2019).

Durante o funcionamento desse tipo de detector cintilador há a emissão de energia na forma de fótons que interagem com a estrutura cristalina da Formação e transmitem sua energia a uma cascata de elétrons que ficam presos enquanto uma luz visível ou quase visível é emitida. Os flashes de luz são então detectados por um tubo fotomultiplicador acoplado opticamente ao cristal e transformados em um pulso elétrico. A altura do pulso de saída pode estar relacionada à energia total depositada no cristal pelo elétron energético inicial, com a grande vantagem para a gamaespectrometria pela possibilidade de identificar e separar a energia característica de cada radionuclídeo. (ELLIS & SINGER, 2007).

#### **4.6 Baixas resistividades em reservatórios**

Sneider (2003) apresenta diversos exemplos mundiais onde reservatórios preenchidos por hidrocarbonetos mostram Resistividade anormalmente baixas. Nestes exemplos o autor relata as principais causas do fenômeno.

Duas delas, de interesse para a caracterização do reservatório Poti, são:

- a) a presença de minerais condutivos e;
- b) argilosidade.



A presença de argila em arenitos diminui a resistividade devido à água retida pelos grãos finos de argila (*clay bound water*) e pela grande capacidade de troca de cátions dos argilominerais, propriedade esta que trata da quantidade de íons carregados positivamente (cátions) que um material pode adsorver em sua superfície (Dicionários do petróleo, 2020).

Esta capacidade de troca catiônica (CTC) é função da área de superfície de contato, que é função por sua vez do tamanho do grão. Sneider (2003) lista os argilominerais de maior CTC em ordem decrescente: esmectita, illita, clorita e caulinita. Esses minerais podem ocorrer de vários modos em associação ao reservatório arenítico.

Dentro os minerais condutivos, a pirita é o de ocorrência mais comum. O alto teor de ferro presente na estrutura cristalina deste, e outros minerais, é o que provoca problemas na leitura das ferramentas devido a capacidade de condução de corrente do Fe. Entretanto, Clavier (1976) cita que percentuais muito baixos de pirita mantêm os perfis imperturbados; os efeitos começam a aparecer a partir de um incremento de 5 a 7% de pirita, de modo geral, variando este percentual para cada *log*. Além disso, a distribuição desta pirita deve apresentar continuidade lateral para que a ferramenta de indução seja afetada pela condutividade.

A pirita é ainda um mineral de densidade bem acima da matriz arenítica onde se encontra, da ordem de 5 g/cm<sup>3</sup>, e costuma apresentar anomalias também na leitura de densidade (Clavier, 1976), mas seu maior impacto nos dados do poço estudado tem sido visto na Resistividade e no Fator Fotoelétrico que é de 17 para a pirita, enquanto que para o quartzo a média é de 1,81 (Holmes *et al.*, 2013). Em relação a resistividade da pirita, o valor médio é baixo, 0.27 ohm.m (Holmes *et al.*, 2013), enquanto a média encontrado nos dados do poço varia de 1.5 a 20.0 ohm.m.

Uma vez que a Resistividades é o principal parâmetro de entrada para os cálculos de saturação, esta situação induz a avaliações equivocadas de volumes de hidrocarbonetos, demandando um modelo petrofísico especial para a estimativa correta de reservatório e cautela e experiência por parte do intérprete.

#### 4.6.1 Piritização em reservatórios

A pirita é um dissulfeto de ferro ( $\text{FeS}_2$ ), sendo o mineral mais comum do grupo dos sulfetos. De origem primária ou secundária, é formada pela reação de sulfetos com a forma reduzida de Ferro ( $\text{Fe}^{2+}$ ). A cristalização de pirita está associada então à disponibilidade de Fe e S, mas também a um contexto de limitação de oxigênio.

A sua nucleação é um processo mediado pela matéria orgânica que fornece o sulfeto e é preservada em condições anóxicas. Forma-se através de processos como adsorção e coprecipitação (MORSE, 1994). A morfologia da pirita, assim como a distribuição dos tamanhos e de suas texturas primárias, pode ser utilizada para deduzir as condições de oxigenação do ambiente de deposição (WILKIN *et al.*, 1996).

A pirita diagenética pode aparecer como frambóides ou cristais eudrais (RICKARD *et al.*, 1995), já a pirita microcristalina que ocorre em substituição da matéria orgânica na porosidade intracristalina, exibindo forma framboidal.

#### 4.6.2 Reservatórios argilosos

Como visto, além da presença de pirita, argilominerais são outra causa bastante comum para resistividades baixas, mesmo em presença de hidrocarbonetos. Embora de difícil distinção na descrição de amostras de calha, a avaliação dos perfis, combinada a outras análises, permitem a identificação dos argilominerais.

Góes (1995) descreveu a presença abundante dos minerais esmectita, illita, clorita e caulinita. Já Miranda (2014) delimitou várias microfacies em seu trabalho, algumas delas para o litotipos areníticos, concluindo que, de maneira geral, as microfacies descritas são predominantemente compostas por quartzo, muscovita, plagioclásio, illita, esmectita, clorita, caulinita e pirita. Em especial, a presença de illita e esmectita é crítica pelo alto potencial de CTC pois as esmectitas incham/expandem em contato com águas de concentrações diferentes de suas originais, aumentando a superfície de contato, enquanto as illita tem elevada microporosidade que armazena água (Nery e Barros, 2000).

A argilosidade pode estar presente em intercalações de folhelhos com arenitos, dispersa na matriz e/ou tratar-se um arenito argiloso. Segundo Sneider (2003), dentre

os ambientes deposicionais citados como os mais comumente afetados por baixas resistividades, os deltaicos são alguns dos mais frequentes.

Esses autores corroboram os resultados obtidos neste estudo. Não só a presença de intercalações com folhelhos e a presença de pirita, mas como o próprio arenito mostra-se com alta concentração de argilominerais.

#### **4.7 Perfis geofísicos**

Os perfis geofísicos segundo Silva (2009) têm como principal objetivo auxiliar em um melhor conhecimento das propriedades do reservatório, tais como: porosidade, litologia, argilosidade, permeabilidade, densidade, saturação e etc.

De posse dessa caracterização, é possível prever a qualidade do reservatório, o que traz maior segurança quanto a determinação dos locais de perfuração, economizando tempo e recursos financeiros e humanos e prolongando a vida útil do poço (Sacco *et al.*, 2007).

Um perfil, ou *log*, segundo Bates & Jackson (1980) é uma representação gráfica de observações indiretas feitas em rochas e fluidos na seção geológica exposta em um poço, sendo um registro contínuo de dados em função da profundidade. Esses registros são feitos a partir do deslocamento de sensores de perfilagem dentro de um poço e foram denominados genericamente de perfis elétricos pelo fato de terem suas informações transmitidas por cabos elétricos em ambiente pós-perfuração (WL).

A partir do final dos anos 80 a perfilagem durante a perfuração (LWD) começou a ser realidade e os dados são transmitidos por pulsos que se propagam até a superfície pelo fluido de perfuração no interior da coluna. No início dos anos 2000 uma nova forma de transmissão de dados foi testada com sucesso e denominada *IntelliPipe*, onde a perfilagem é realizada durante a perfuração do poço, sendo os dados transmitidos por cabo, acoplado na coluna de perfuração, até a superfície.

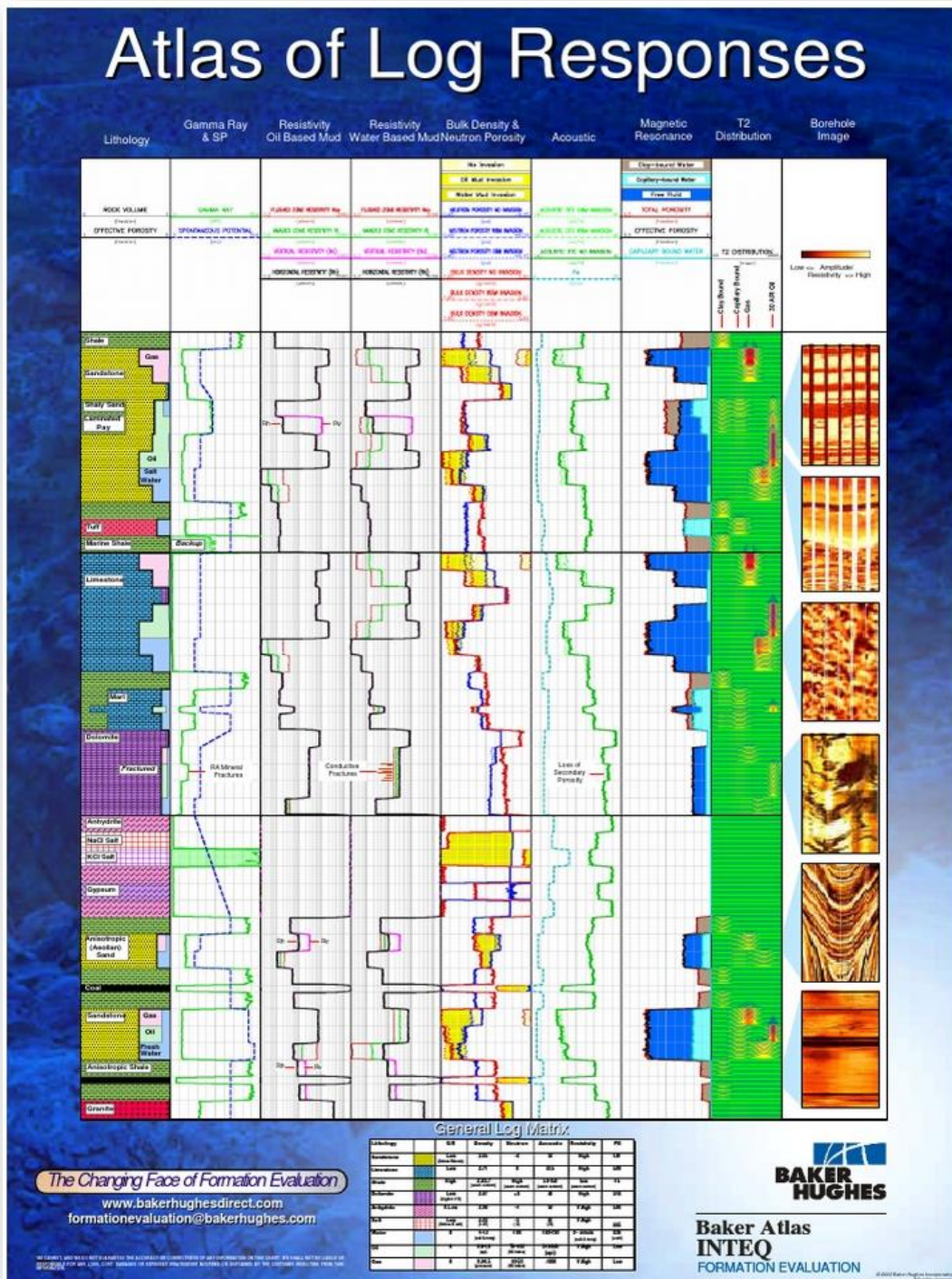
Atualmente, existe uma grande variedade de perfis de poços. A informação obtida a partir dos perfis pode fornecer dados de modo direto ou indireto, por exemplo, usando parâmetros específicos para calcular a saturação de água ou sendo utilizados em conjunto para uma interpretação, como exemplo, a correlação estratigráfica a partir das eletrofácies. Há três principais categorias de perfis, tomando como base o parâmetro físico a ser mensurado: elétrico, radioativo e acústico, conforme apresentada abaixo (Figura 23).

Perfil	Litologia	Porosidade	Hidrocarbonetos	Estrutura	Correlações	Principal uso na identificação	Melhores condições para ser usado	Unidades
Elétrico								
Radioativo								
Resistividade	X	X			Condutividade	Camadas resistivas X não resistivas	Poço sem revestimento	Ohm.m
SP	X				Permeabilidade	Camadas permeáveis X não permeáveis	Poço sem revestimento	mV
Raios Gama	X				Radioatividade	Argilosidade e conteúdo orgânico	Poço revestido ou sem revestimento	API
Neutrão		X	X		Contém hidrogênio	Gás, porosidade	Poço revestido ou sem revestimento	% porosidade
Densidade	X	X	X		Densidade	Gás, porosidade	Poço sem revestimento	g/cm <sup>3</sup>
Sônico		X	X		Velocidade	Porosidade, gás	Poço sem revestimento	μs/ft
Dipmeter				X	Comportamento das camadas	Falhas, inconformidade, camadas	Poço sem revestimento	Direção e mergulho: Strike and dip
Caliper	X			X	Diâmetro do poço	Fraturas	Poço sem revestimento	polegada
Temperatura			X	X	Temperatura do poço	Falhas, fraturas, gás	Poço sem revestimento	°F

**Figura 23:** Imagem sintetizando os tipos de perfis e seus usos. Em destaque os perfis utilizados, exceto o Fator Fotoelétrico que não se encontra na lista, mas foi considerado no estudo. Fonte: Evenick (2008).

Os perfis elétricos são realizados em poços abertos devido a necessidade dos sensores entrarem em contato com as paredes do poço, enquanto que os perfis radioativos e acústicos podem ser realizados em poços sem revestimento e com revestimento porém gerando dados atenuados. O entendimento de cada tipo de perfil, suas respostas de leitura, suas características inerentes e suas limitações é de grande importância na interpretação da geologia de subsuperfície.

A empresa *Baker Hughes* propõe uma “carta básica de resposta” (Figura 24) básica para o comportamento de cada perfil de acordo com os diferentes litotipos e fluidos lidos.



**Figura 24:** Imagem da carta\_base de resposta dos perfis para diferentes tipos de litologias e fluidos.  
Fonte: *Baker Hughes*.

## **I) Cáliper**

O perfil de cáliper fornece informações sobre o diâmetro do poço em polegadas. Esse tipo de informação é necessário para o controle de qualidade dos perfis elétricos e dá indícios das condições das paredes do poço de acordo com as variações do diâmetro (desabamento ou estrangulamento; maior ou menor rugosidade) da broca de perfuração. Além disso, serve para o planejamento de cimentação e revestimento do poço.

É importante ter conhecimento das variações da medida do cáliper para fazer correções nos perfis, principalmente o dos equipamentos que descem centralizados no poço e aqueles que necessitam permanecer junto a parede.

O perfil de cáliper é afetado por fatores geológicos. De acordo com Serra (2004), o diâmetro do poço depende principalmente da litologia, visto que certas rochas reagem com o fluido de perfuração gerando desabamentos ou até o fechamento do diâmetro do poço; da textura e estrutura da rocha, que com o depósito de reboco na parede do poço durante a invasão pode levar a uma diminuição do diâmetro do poço; e da presença de fraturas, que aliadas ao estresse tectônico podem criar desabamentos pela queda de fragmentos da parede.

A curva do sônico sofre alterações com grandes arrombamentos, pois o equipamento é centralizado no poço e passa a medir fluido de perfuração e uma parede de poço com ondulações gera tempos maiores no trajeto da onda elástica provocada pelo equipamento gerando valores mais altos.

Já as curvas Densidade e Porosidade Neutrônica, por serem ferramentas que necessitam medir junto a parede são afetadas em função de eventuais arrombamentos do poço pois isso acarreta em interferência do material particulado presente no fluido de perfuração na leitura uma vez que há o distanciamento da ferramenta e, portanto, a presença de fluido entre a mesma a rocha.

## **II) Raios Gama**

Este perfil mede a radioatividade natural de uma Formação e é registrado em API, unidade padrão para medida radioativa de uma rocha com quantidades determinadas de tório, urânio e potássio. A radioatividade natural é fruto do decaimento espontâneo de átomos de alguns isótopos, que decaem até que um isótopo estável seja criado. A radioatividade se caracteriza pela emissão de partículas alfa e beta, raios gama e liberação de calor (Serra, 2004).

Os raios gama, ou fótons, são raios de energia eletromagnética cuja origem são os elementos urânio 35, tório 232 e potássio 40, naturalmente presentes nas rochas, principalmente nos litotipos argilosos.

Os folhelhos são naturalmente radioativos apresentando altos valores de API, enquanto arenitos e calcários têm baixos valores API. Algumas argilas têm teor expressivo de potássio e são capazes de reter íons metálicos, como o urânio, aumentado em folhelhos carbonosos ricos em matéria orgânica (microrganismos concentram elementos radioativos), e o tório, em pequenas frações, sendo representados por minerais-traços. Já a radioatividade encontrada em arenitos vai depender do conteúdo de argila que possa existir neste tipo de rocha reservatório, sempre e quando não sejam arcósios. Em carbonatos, espera-se que a emissão de raios gama seja quase nula, já que este tipo de rocha se forma fundamentalmente da precipitação química de minerais carbonáticos.

Assim, o perfil de Raios Gama é um identificador de radioatividade natural e, partindo desse princípio, sugere a litologia a serem interpretadas em eletrofacies. Este *log* define bem os intervalos argilosos, desde que a radioatividade dependa somente do conteúdo argilomineral. Em casos de arenitos com quantidades de feldspato não desprezíveis (arcósios), o perfil de Raios Gama isoladamente não pode ser considerado indicador de argila. O feldspato é mineral fonte de potássio, portanto também é emissor de radioatividade, e deve ser levado em conta.

Segundo Ellis *et al.* (2008), os principais usos do perfil de Raio Gama são: identificação litológica, correlação entre poços vizinhos, identificação de minerais radiativos, ambiente deposicional, história diagenética, quantificar o volume de argilosidade e pode ser utilizado em poços já revestidos. Neste trabalho, foram analisados, a litologia e o volume de argilosidade decorrentes do Perfil Raio Gama.

### **III) Resistividade**

Este perfil registra a resistência do material à passagem de uma corrente elétrica, ou seja, é o inverso da condutividade.

O perfil de resistividade por indução ILD (*induction log deep*) quantifica a resistividade da Formação após submeter a rocha a um campo magnético que por sua vez induz uma corrente elétrica nos fluidos, e esta, por fim, desenvolve um campo magnético secundário. A relação entre a intensidade dos campos magnéticos primário

e secundário dá informações sobre a condutividade elétrica da rocha portadora do fluido partindo do princípio de que quanto menor a condutividade da rocha, menor o campo secundário, ou seja, maior a resistividade lida.

A resistividade mostrada no perfil de indução, medida em ohm.m, é útil sobretudo na identificação de fluidos presentes na rocha e para calcular a saturação.

A curva de resistividade rasa tem pequena profundidade de investigação ao passo que a profunda tem maior alcance lateral. Ao confrontar estas curvas, pode-se ter uma rápida interpretação qualitativa sobre o fluido da Formação e o fluido de perfuração, já que a resistividade rasa tende a medir majoritariamente o fluido de perfuração, já a resistividade profunda alcança a Formação e mede o fluido presente nesta.

Se um intervalo exibe pouca separação entre as curvas rasa e profunda, pode-se atribuir a diferença de resistividade à invasão de fluido de perfuração (base água ou base óleo) indicando um intervalo com rocha porosa e permeável, caso o fluido de perfuração não contenha material antiperda. Já na frente do reservatório, estas curvas passam a apresentar separação maior pois o fluido da Formação tende a ser mais resistivo o que é medido pela resistividade profunda. Desta forma, comumente utiliza-se a resistividade profunda na interpretação pois esta mede a resistividade principalmente na zona não invadida da rocha, sendo útil ainda na distinção entre hidrocarboneto (óleo ou gás), água salgada e água doce.

Segundo Rocha *et al.* (2009), a resistividade das rochas dependerá de sua porosidade, da natureza do fluido contido em seus poros e do conteúdo de sais nele dissolvido. Em relação a resistividade dos fluidos, hidrocarbonetos não são condutores elétricos (óleo e gás), ou seja, possuem alta resistividade. Águas de Formação (água salgada) são bons condutores elétricos, tendo uma baixa resistividade. Em relação a água doce, o perfil resistividade apresentará altos valores de resistividade. Esta característica pode apresentar interpretações incorretas do fluido presente em determinadas zonas de interesse.

Em relação à porosidade da rocha, a redução com a profundidade é normalmente indicada por um aumento dos valores do perfil resistividade. Há outros fatores que podem afetar o perfil resistividade, dificultando sua interpretação. Temos:



- ❖ Temperatura, que aumenta com a profundidade e, portanto, acarreta aumento do conteúdo de sais dissolvidos na água, resultando em um decréscimo na resistividade;
- ❖ Presença de hidrocarbonetos, que no espaço poroso da Formação provoca aumentos consideráveis na resistividade;
- ❖ Matéria orgânica, que em grande volume também aumenta a resistividade;
- ❖ Arrombamentos do poço, devido a desmoronamentos, podendo aumentar o erro na medida da resistividade do folhelho. A análise do perfil cáliper pode ajudar na correção desse fator.

#### **IV) Densidade**

O perfil de densidade utiliza da detecção de raios gama desviados pelos elétrons do material para inferir a densidade das rochas, medida em  $\text{g/cm}^3$ . Esse perfil é útil para calcular a porosidade e densidade das camadas, baseando-se rocha matriz e o fluido contido nela.

A ferramenta se baseia na emissão de feixes de raios gama de alta energia, que se dispersam ao entrar em contato com a rocha, levando a uma diminuição da intensidade do feixe inicial por Efeito Compton. O foco da medição é a diminuição desse feixe inicial, que é função da densidade eletrônica (número de elétrons por unidade de volume) do meio. Quanto mais densa for a rocha, menor a intensidade da radiação medida no detector.

Segundo Nery (2004), devido ao fato de o Efeito Compton ser diretamente proporcional à densidade eletrônica e esta ser proporcional à densidade da Formação, conclui-se que a ferramenta responde diretamente à densidade da Formação e inversamente à sua porosidade.

#### **V) Porosidade Neutrônica**

Nêutrons são partículas sem carga elétrica que penetram profundamente na matéria, interagindo elástica ou inelasticamente com os núcleos dos elementos que compõe as rochas (Nery, 2004).

O perfil Neutrão mede a quantidade de nêutrons de baixa energia que retornam ao receptor. Inicialmente nêutrons de alta energia são emitidos a partir de uma fonte radioativa e, após a passagem pela Formação, estes vão perdendo energia à medida que colidem com átomos do material investigado. A maior perda de energia ocorre

com colisões entre os nêutrons e átomos de hidrogênios, que possuem núcleos com massa igual a sua. Assim, quanto maior a quantidade de nêutrons de baixa energia que chegam ao receptor, maior a quantidade de átomos de hidrogênio e conseqüentemente maior a porosidade.

Este perfil registra o índice de hidrogênio que indiretamente permite inferir a porosidade, desde que as camadas estudadas sejam portadoras de fluido, pois o hidrogênio está contido na molécula de água e nos hidrocarbonetos o que faz com que o perfil de neutrão, juntamente com o de porosidade por densidade, se torne um eficiente identificador da presença de hidrocarbonetos.

Na presença de gás ou hidrocarbonetos leves, a leitura será de baixa porosidade neutrônica, enquanto no perfil de Densidade será de alta porosidade, provocando o cruzamento acentuado das curvas na frente do reservatório e o comumente denominado *gaseffect*. Já na presença de argila, a porosidade neutrônica será maior do que a lida no perfil de Densidade (Rocha *et al.*, 2009).

A unidade deste perfil é dada por unidades de porosidade (P.U.). Uma característica importante é que, defronte a rochas limpas, ou seja, aquelas com percentual de argila igual a zero, são lidos valores de porosidades, aproximadamente iguais, pelos perfis de porosidade: Acústico, Densidade e Neutrão.

As aplicações deste perfil são relacionadas a aquisição de valores para porosidade, presença de fluido, litologia e definição de zonas gás (Rocha *et al.*, 2009).

## **VI) Acústico ou Sônico**

O perfil que indica o tempo de trânsito de onda sonora através de uma Formação é o perfil Acústico. A detecção consiste na diferença entre o momento de emissão e recepção de uma onda elástica. O tempo de trânsito, ou vagariedade, indicado em microssegundos por pé ( $\mu\text{s}/\text{ft}$ ), é inversamente proporcional a velocidade sônica da rocha e tem relação com a densidade e a porosidade da rocha, assumindo-se a relação direta: quanto maior o tempo de trânsito, maior a porosidade e menor a densidade.

Segundo Lima (2006), elevados tempos identificados pelo perfil sônico podem indicar presença de fraturas, desmoronamentos ou gás.

Portanto, o perfil Acústico é de grande utilidade no que se diz respeito à estimativa de porosidade e grau de compactação das rochas, detecção de fraturas e auxílio em atividades com sísmica e elaboração de sismogramas.

## VII) Fator Fotoelétrico

A emissão de elétrons provocada por radiação é chamada de Efeito Fotoelétrico, ou seja, ocorre quando a matéria é exposta a uma radiação eletromagnética de frequência alta e esta arranca elétrons da superfície exposta.

O Fator Fotoelétrico é obtido como “consequência” da ferramenta de densidade. Como visto, a ferramenta de densidade trabalha com fonte radioativa que bombardeia as rochas e mede quanto desta radiação emitida retorna, baseando-se no princípio do Efeito Compton. Mas, um segundo fenômeno ocorre em decorrência, que é a absorção fotoelétrica que fornece um valor (barn/elétron) que está relacionado ao número atômico do material analisado através dos raios gama de menor energia, remanescentes do espalhamento Compton. O choque e a transferência de energia desse raio gama residual com o material gera raios-x.

O índice de absorção fotoelétrica ( $P_e$ ) se relaciona primeiramente com a litologia das formações e, em segundo lugar, com a porosidade e os fluidos (Glover, 2014). É expresso de modo adimensional, mas sua unidade é eletrovolts (eV).

Também chamado de perfil de litodensidade, o Perfil Fotoelétrico (PEFZ) é adimensional e sensível à composição química das rochas, atribuindo altos valores de PEFZ para altas densidades (Glover, 2014). Assim, este perfil é capaz de dar uma assinatura eficaz para classificar determinados tipos de rocha como carbonatos, arenitos e evaporitos, que são litologias por vezes difíceis de serem diferenciadas utilizando-se somente o perfil de raios gama.

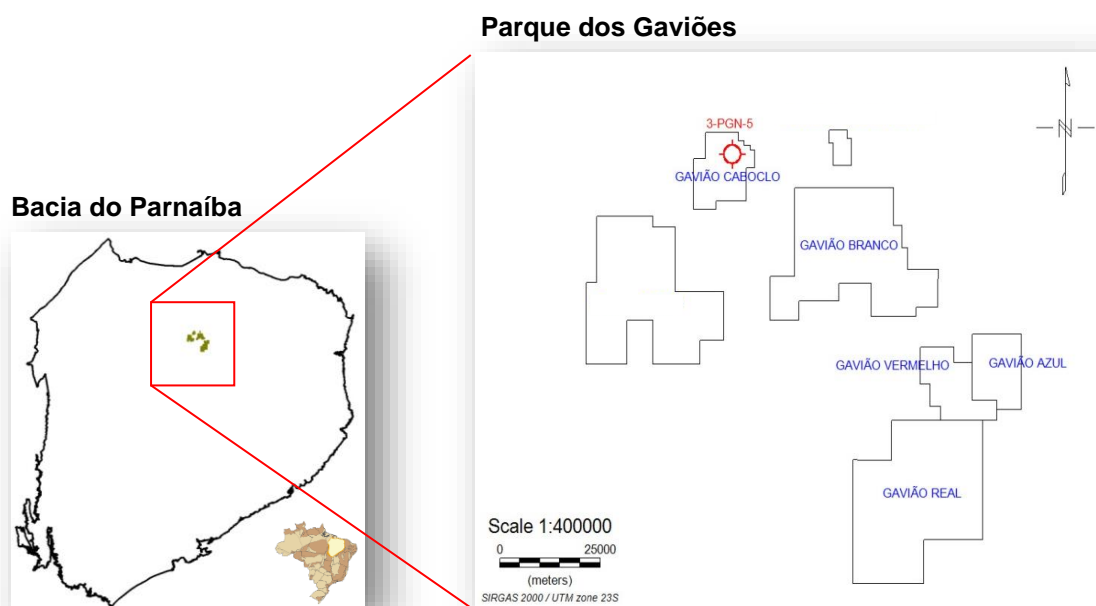
Por outro lado, como o PEFZ é primordialmente controlado pelo número atômico do elemento que compõe o mineral presente na rocha avaliada, sendo possível inferir que quanto maior o número atômico  $Z$ , maior será o valor  $P_e$  associado. Em um gráfico, picos isolados de índices fotoelétricos podem estar associados à deposição de metais pesados (Alves, 2017).

Vale a pena ainda mencionar que, segundo Glover (2014), a presença de gás ou água na Formação tende a reduzir o  $P_e$ . Por exemplo, o  $P_e$  do quartzo é, em média, 1,81, mas um reservatório arenítico tende a 1,54 em presença de água e 1,66 em se tratando de fluido gás.

Como o Fator Fotoelétrico da pirita é 17 (Clavier, 1976), este perfil pode ser usado no reconhecimento da piritização em reservatórios siliciclásticos.

## 5. METODOLOGIA

A suíte básica de curvas do poço 3-PGN-5-MA (Figura 25) foi obtida através do Requerimento BOF\_9694 feito à Agência Nacional de Petróleo (ANP) em 2019, fazendo parte do pacote de dados disponibilizados para as universidades públicas para fins de pesquisa acadêmica. Já as amostras de calha foram doadas ao Departamento de Geologia e Geofísica do Instituto de Geociências da Universidade Federal Fluminense pela então operadora Parnaíba Gás Natural (PGN), atual ENEVA.



**Figura 25:** Mapa de localização do poço 3-PGN-5-MA no Campo Gavião Caboclo, Parque dos Gaviões, Bacia do Parnaíba. Fonte: Elaboração própria.

Os dados utilizados consistem em:

- I) Descrição das amostras de calha do intervalo 1336/1530 m, o que corresponde ao reservatório contido na Fm. Poti, no poço 3-PGN-5-MA. O desenvolvimento desta etapa foi no *software* gratuito SedLog e permitiu, sobretudo, o entendimento do reservatório, com foco na presença de pirita e argilominerais. Utilizando a redescrição de amostras de calha, feita em detalhes no intervalo-reservatório do poço, um perfil litológico atualizado e mais detalhado foi gerado.

- II) Perfis de Raios Gama (GR), Resistividade (Rt), Porosidade Neutrônica (N), Densidade (D), Sônico (DT) e Fator Fotoelétrico (PEFZ), estes no formato padrão tipo LAS. As curvas somadas aos dados de amostras de calha permitiram a confecção do perfil litológico reinterpretado no *software* Trace.
- III) Dados de composição química obtidos através das amostras de calha processadas com o uso de espectrometria de fluorescência de raios-X por dispersão de energia (XRF). Dois perfis químicos foram gerados, Ferro (Fe) e Sulfeto (S), utilizados para corroborar a presença de pirita e na elaboração de um fator de correção para a anomalia observada na curva de Resistividade.
- IV) Dados gamaespectrais medidos nas amostras de calha, a fim de empreender a análise dos argilominerais presentes, fundamentais no entendimento das baixas resistividades observadas.

## **5.1 Descrição de amostras de calha e subamostragem**

As amostras foram levadas para o laboratório, onde uma porção de aproximadamente 40g (equivalente a uma colher de sopa), retirada do saco, é analisada em uma lupa, sendo descrito os sedimentos quanto a aspectos tais como: cor, composição, granulometria, selecionamento, dureza, cimento, tipo de rocha e etc. São feitos ainda testes para determinar indícios de hidrocarbonetos, a presença de rochas carbonáticas e de sais, dentre outros.

Esta descrição, quando combinada aos perfis geofísicos, permitem a interpretação litológica e caracterização da Formação, fundamental no entendimento da área estudada.

Nesse sentido, as amostras de calha (Figura 26) da Formação Poti do poço 3-PGN-5-MA foram redescritas para o intervalo-reservatório (1336/1530 metro), exceto o intervalo testemunhado onde não há amostragem de calha, e o perfil litológico pré-existente foi refinado.



**Figura 26:** Foto do armazenamento das amostras de calha nos sacos de panos dispostos em caixas por intervalo (à esquerda) e amostras na calha para descrição (à direita). Fonte: Elaboração própria.

Esta etapa foi importante pois permitiu o contato direto com a rocha e as interpretações tiveram dados não só dos perfis, mas diretamente da Formação geológica. Como será visto adiante, a observação dessas amostras foi indispensável para as conclusões obtidas sobre aspectos argilosidade e a piritização presente, bem como na avaliação dos perfis empreendida.

Para a organização e plotagem das descrições foi usado o *software* SedLog (Figura 27).

Escala (m)	Litologia	Descrição	Pirita
		DIA CNZ CLR/ESC/TBM ESV PTE ESB, MED, EQG, FLD CLO CAO PTE CBN, MAC.	Localmente
1326		DIA CNZ CLR/ESC/TBM ESV PTE ESB, MED, EQG, FLD CLO CAO PTE CBN, MAC.	Localmente
1329		DIA CNZ CLR/ TBM ESV, MED FNO, EQG, FLD CLO CAO RR QTZ, MAC.	Pouco piritoso
1332		DIA CNZ CLR/ TBM ESV, MED FNO, EQG, FLD CLO CAO, MAC.	Pouco piritoso
1335		DIA CNZ CLR/ TBM ESV, MED FNO, EQG, FLD CLO CAO, MAC. ARN HIA/BRO, MFN/FNO, SEL-B, ARD/SAR, QZO, DSG.	Piritoso
1338		DIA CNZ CLR/ TBM ESV, MED FNO, EQG, FLD CLO CAO, MAC. ARN BRO ACZ, MFN/FNO, SEL-B, ARD/SAR, QZO CAL, SFR/FRV.	Pouco piritoso
1341		ARN BRO ACZ/HIA, MFN/FNO, SEL-B, ARD/SAR, QZO CAL, SFR/FRV.	Pouco piritoso
1344		ARN BRO ACZ/HIA, MFN/FNO, SEL-B, ARD/SAR, QZO CAL, SFR/FRV.	Localmente
1347		ARN BRO ACZ/HIA, MFN/FNO, SEL-B, ARD/SAR, QZO CAL, SFR/FRV.	Pouco Piritoso

**Figura 27:** Imagem do *software* gratuito SedLog utilizado na descrição das amostras de calha. Fonte: Elaboração própria.

Após a descrição, o resíduo da calha foi recolhido (Figura 28) e armazenado em recipientes para serem liofilizados (congelamento da amostra a fim secá-la no processo em que a umidade passa da fase líquida diretamente para a gasosa) e em seguida analisadas no XRF (Figura 29).



**Figura 28:** Fotos do preparo das amostras para liofilização (à esquerda) e liofilizador (à direita). Fonte: Workshop do Projeto Parnaíba (outubro/2019).

## 5.2 Análise de Fluorescência de Raios-X (XRF)

A partir dos elementos encontrados, os teores de ferro e sulfeto foram utilizados como correspondentes ao conteúdo de pirita, uma vez que este mineral é um dissulfeto de ferro ( $\text{FeS}_2$ ). Em seguida, a curva química gerada para estes elementos, foram utilizados no fator de correção para o reservatório.

Foram analisadas todas as amostras do intervalo 1336/1530 m, correspondente ao reservatório, exceto o intervalo testemunhado onde não há amostragem de calha.





**Figura 29:** Foto do equipamento Espectrômetro de Fluorescência de Raios-X utilizado para a geração das curvas de elementos químicos presentes nas amostras de calhas. Fonte: Workshop do Projeto Parnaíba (outubro/2019).

### 5.3 Dados gamaespectrais

O equipamento utilizado para a aquisição desses dados foi o gamaespectrômetro portátil *Radiation Solutions Inc RS-230 BGO Super-SPEC Handheld Gamma-Ray Spectrometer* (Figura 30) que fornece a cada medida, além do valor de dose de radiação, denominado de TotalGR, em nGy/h, os valores individualizados de potássio (K) em % e os valores de urânio (U) e tório (Th) em ppm.

O principal uso deste equipamento foi a geração das curvas espectrais de K (%), U (ppm) e Th (ppm) cujos dados foram plotados em gráficos que permitiram individualizar os tipos de argilominerais presentes, o que corroborou os resultados. Os tipos de minerais de argila predominantes podem ser estudados com base em um gráfico de dispersão entre tório e potássio (Dudek & Klaja, 2016), onde foram plotados dados da Formação Poti do poço 3-PGN-5-MA.

Foram analisadas todas as amostras do intervalo 1336/1530 m, correspondente ao reservatório, exceto o intervalo testemunhado onde não há amostragem de calha. Vale a pena pontuar que para a avaliação da mineralogia, o uso da Difração de Raios-X seria o mais recomendável, mas como não foi possível ter acesso ao equipamento, fez-se uso dos recursos disponíveis. Esta observação é válida tanto em relação à pirita, inferida através das curvas de S e Fe do XRF, quanto para os argilominerais, estimados em gráficos de dispersão de K e Th.



**Figura 30:** Foto do gamaespectrômetro utilizado nas amostras de calha para a geração das curvas individualizadas de tório, urânio e potássio. Fonte: Nobre (2019).

## 6. RESULTADOS & DISCUSSÕES

### 6.1 Identificação do problema

Como visto anteriormente, o perfil de porosidade neutrônica sofre com o chamado *gaseffect* e quanto maior a separação entre os perfis Densidade-Neutrão, mais leve é o fluido. Assume-se que, em separações de 3 ou mais “casas” entre os perfis, o reservatório é de gás. Separações inferiores tratam-se óleo, água ou misturas. No reservatório em questão vemos alta separação entre os perfis permitindo interpretar como fluido gás.

A interpretação preliminar dos perfis favoreceu a identificação do contato gás-água em 1369m (-1336m), quando observada a curva de Resistividade. Entretanto, o cruzamento Densidade-Neutrão mostrava um contato gás-água em 1418m (-1385m),

somando 49 metros ao reservatório com gás. Um gráfico de “Profundidade x Pressão” foi elaborado e confirmou o contato mais embaixo.

As causas de tal discrepância foram estudadas através dos perfis geoquímicos gerados no XRF, *logs*, amostras de calha e gráficos de argilosidade, extraídos dos dados gamaespectrais. Foi identificada a presença de pirita e de argilominerais condutivos.

No poço estudado, o contexto deposicional favorece à piritização do reservatório Poti, já descrito na literatura. A disponibilidade de sulfeto viria da matéria orgânica, depositada e preservada em condições anóxicas, devido a sucessivos episódios de afogamento, rapidamente sobrepostos por sedimentação arenosa. Já o ferro viria do magmatismo básico, afetando todas as litologias adjacentes, geradoras e reservatórios, até o Eo-cretáceo, com a percolação de fluidos induzida pelas próprias intrusões.

A pirita de origem diagenética está presente nos arenitos Poti e pôde ser observada durante a descrição das amostras de calha. Ocorre dispersa na matriz e apresenta formas majoritariamente euédricas. Miranda (2014) descreve arenitos de outros poços, onde a pirita está dispersa na matriz e *logs* de pirita, obedecendo o acamamento sedimentar. Localmente ocorre também a concentração de pirita associadas às bioturbações. O mesmo autor relata ainda, fazendo uso de microscopia eletrônica de varredura, a presença de pirita microcristalina (framboidal) presente na porosidade intracristalina dos folhelhos existentes, como laminações frequentemente observadas na Formação Poti, nucleados em material orgânico disperso na matriz.

Para Miranda (2014), a grande concentração de matéria orgânica e o elevado teor de pirita sugerem condições anóxicas de deposição em ambiente de baixa energia. As duas gerações de cristais de pirita sugerem que os frambóides de tamanho areia sejam sindeposicionais, nucleados em material orgânico (Sageman *et al.*, 2003) e os cristais euédricos sejam diagenéticos e/ou hidrotermais, associados aos fluidos provenientes das intrusões.

O perfil de Resistividade é o mais afetado em tal contexto o que acarreta a necessidade de correção do cálculo de saturação. Nesse sentido, o presente estudo propõe a aplicação de um fator de correção para a Resistividade onde “a presença da condutividade é descontada” e o cálculo de saturação refeito, a partir da curva de Resistividade corrigida. Algumas formas de correção já conhecidas poderiam ser aplicadas, mas aqui é proposto um uso mais expedito dos *logs*, mais econômico, mais

rápido e com melhores estimativas de reservatório, onde o *log* de Resistividades possa ser aproveitado, fazendo-se uso de dados mais baratos para a aquisição. Os dados geoquímicos gerados pelo XRF foram cruciais no desenvolvimento desta etapa.

Em seguida, de posse do fator de correção e da curva de Resistividade corrigida, houve o ajuste dos parâmetros como gradiente de temperatura, resistividade e salinidade e os *cutoffs* para porosidade, saturação de água e argilosidade para o cálculo do *netpay*. Algumas equações de cálculo da argilosidade e de saturação de água, combinadas de diversas formas, foram testadas a fim de verificar o melhor modelo matemático.

Os resultados obtidos foram confrontados com valores conhecidos de porosidade e saturação da Formação Poti. Em sua conclusão, o estudo dos dados e a avaliação dos perfis geraram as curvas de saturação de água, porosidade efetiva e *netpay* ajustadas a partir da Resistividade corrigida e foi possível compreender aspectos importantes do reservatório quanto à presença de pirita e argilosidade associada à litologia arenítica.

Acredita-se que tais informações e o fator de correção são importantes para estudos futuros, podendo ser aproveitados na avaliação de outros poços do Parque dos Gaviões.

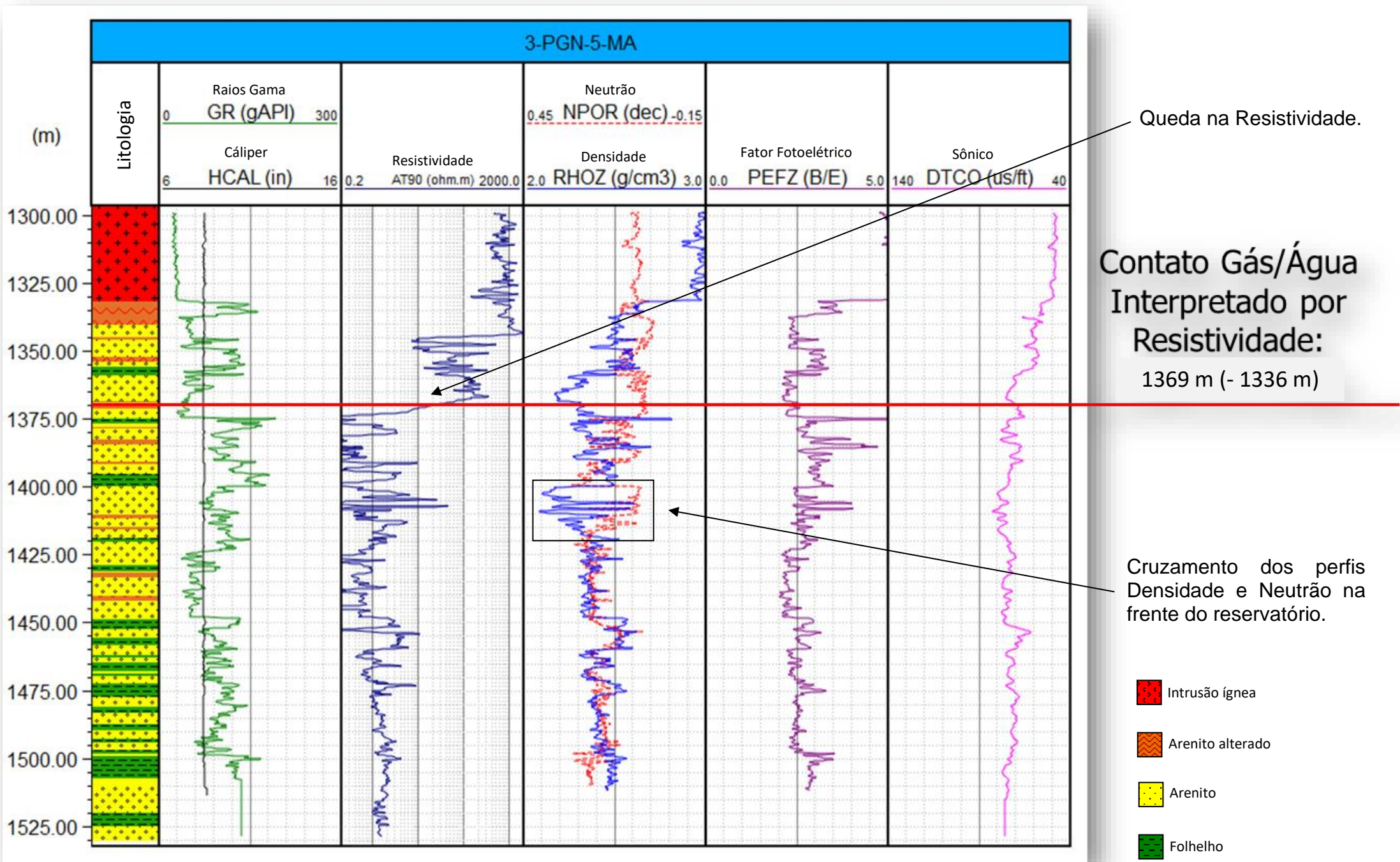
## **6.2 Identificação do contato gás/água pelo gradiente de pressão**

Uma visão preliminar dos dados permitiu interpretar o contato gás-água a partir da curva de Resistividade em 1369m (-1336 m), quando esta começa a diminuir, conforme visto na Figura 31. Entretanto o cruzamento entre as curvas de Densidade (RHOZ) e Neutrão (NPOR), ilustrado na Figura 31, indica que o reservatório se apresenta mais espesso, indo até a profundidade de 1418m (-1385 m).

O cruzamento Densidade-Neutrão na frente do reservatório é uma técnica utilizada para a sua identificação. Os perfis citados são dispostos no mesmo *track* com as escalas invertidas. Na presença de gás ou hidrocarbonetos leves, a leitura será de baixa porosidade neutrônica, enquanto no perfil de Densidade será de alta porosidade, provocando o cruzamento acentuado das curvas na frente do reservatório e o comumente denominado *gaseffect* (Rocha *et al.*, 2009).

Isto ocorre pelo princípio de funcionamento da ferramenta Neutrão e a natureza do fluido gás. Uma vez que a leitura do Neutrão é feita através da emissão de nêutrons

e o número de colisões dessas partículas com átomos de hidrogênio presentes do fluido. Sendo o gás um fluido com grande espaçamento entre as moléculas, a ferramenta lê uma porosidade anormalmente baixa, mas que, em contraste com o perfil de Densidade, caracteriza muito bem o reservatório.



**Figura 31:** Imagem do Trace com o perfil litológico e perfis do poço 3-PGN-5-MA. Em destaque a interpretação preliminar do contato gás-água pela curva de Resistividade e o cruzamento dos perfis Densidade e Neutrão na frente do reservatório portador de gás. Fonte: Elaboração própria.

A partir dos dados de pressão, obtidos nos dados de Teste de Formação presentes no Perfil Composto fornecido pelo BDEP/ANP (Tabela 01), foi elaborado o gráfico de “Pressão x Profundidade” (Gráfico 03) e o contato gás-água foi reposicionado em 1418m (-1385m), confirmando o que foi interpretado pelo cruzamento Densidade-Neutrão.

Teste de Formação a Cabo								
Corrida	Tipo	No.	Prof./Intv.(m)	Cota (m)	Pressão Hidrostática (Kgf/cm <sup>2</sup> )	Pressão de Formação (Kgf/cm <sup>2</sup> )	Amostra?	Resultados
2	Pré-teste	1	1348,8	-1309,8	171,62	155,51	Não	Efetivo, regular mobilidade.
2	Pré-teste	2	1366,0	-1327,0	173,75	155,72	Não	Efetivo, alta mobilidade.
2	Pré-teste	3	1379,0	-1340,0	175,53	155,82	Não	Efetivo, baixa mobilidade.
2	Pré-teste	4	1402,3	-1363,3	178,26	156,09	Não	Efetivo, alta mobilidade.
2	Pré-teste	5	1409,1	-1370,1	179,11	156,21	Não	Efetivo, alta mobilidade.
2	Pré-teste	6	1414,0	-1375,0	180,39	156,31	Não	Efetivo, baixa mobilidade.
2	Pré-teste	7	1427,5	-1388,5	181,43	157,18	Não	Efetivo, alta mobilidade.
2	Pré-teste	8	1433,1	-1394,1	182,13	157,84	Não	Efetivo, regular mobilidade.
2	Pré-teste	9	1462,2	-1423,2	185,78	161,67	Não	Efetivo, baixa mobilidade.
2	Pré-teste	10	1443,4	-1404,4	183,42	159,04	Não	Efetivo, regular mobilidade.
3	TC	01	1427,5	-1388,5	181,74	157,20	Sim	Amostrada 1 câmara de 1 gal após bombear 16,5 litros em 02h50min. Recuperados na superfície, aproximadamente, 3,7 litros de água da formação e 100ml de filtrado. Análise preliminar da água recuperada: Cl- = 145.000mg/L; Salinidade = 239.250 mg/L de NaCl equivalente; pH = 7,0; Ca++ = 24.400 mg/L; Mg++ = 5.600 mg/L; Densidade = 9,7lb/gal.

**Tabela 01:** Tabela do Teste de Formação do poço 3-PGN-5-MA. Em destaque profundidade em cota e valores de pressão em Kgf/cm<sup>2</sup> para a elaboração do gráfico “Profundidade x Gradiente de Pressão” utilizado na análise de fluidos e contatos. Fonte: Perfil composto original do poço 3-PGN-5-MA enviado pela ANP.

Para encontrar o gradiente, os dados em kgf/cm<sup>2</sup> foram transformados para PSI, através da multiplicação pelo valor 14.2233, e os dados em cota foram convertidos para pés onde 1 metro equivale a 3.2808 pés. Duas tendências foram observadas no gráfico e, com base na Tabela 02, foi possível inferir a natureza dos fluidos contidos nos reservatórios (UNDERSCHULTZ *et al.*, 2002). Para o gás o gradiente encontrado foi de 0,0724 PSI/ft e para a água o valor calculado foi de 0,499 PSI/ft, conforme calculado abaixo, enquadrando os dois fluidos conforme a tabela supracitada.

Fluid	Normal density range (g/cm3)	Gradient range (psi/ft)
Gas (gaseous)	0.007-0.30	0.003-1.130
Gas (liquid)	0.200-0.40	0.090-0.174
Oil	0.400-1.12	0.174-0.486
Water	1.000-1.15	0.433-0.500

**Tabela 02:** Tabela com valores de referências para gradientes de pressão estática para cada tipo de fluido. Fonte: [https://wiki.aapg.org/normal\\_hydrostatic\\_pressure\\_gradients](https://wiki.aapg.org/normal_hydrostatic_pressure_gradients).

▪ **Cálculo do gradiente de pressão para os fluidos do reservatório**

Gás			
Cota (m)		Pés (ft)	
Topo/Base do intervalo com gás		Topo/Base do intervalo com gás	
1309	1375	4294,619	4511,155
Pressão (Kgf/cm <sup>2</sup> )		Pressão (psi)	
155,51	156,31	2207,08	2222,73

$$4511,155 - 4294,619 = 216,235 \text{ ft}$$

$$2222,73 - 2207,08 = 15,64 \text{ psi}$$

Em 216,235 ft a pressão apresentou uma variação de 15,64 psi:

$$\frac{15,64 \text{ PSI}}{216,235 \text{ ft}} = 0,0724 \text{ psi/ft} = \text{Gradiente de pressão do gás}$$

Água			
Cota (m)		Pés (ft)	
Topo/Base do intervalo com água		Topo/Base do intervalo com água	
1388	1404	4553,80	4606,29
Pressão (Kgf/cm <sup>2</sup> )		Pressão (psi)	
157,18	159,04	2235,09	2261,55

$$4606,29 - 4553,80 = 52,49 \text{ ft}$$

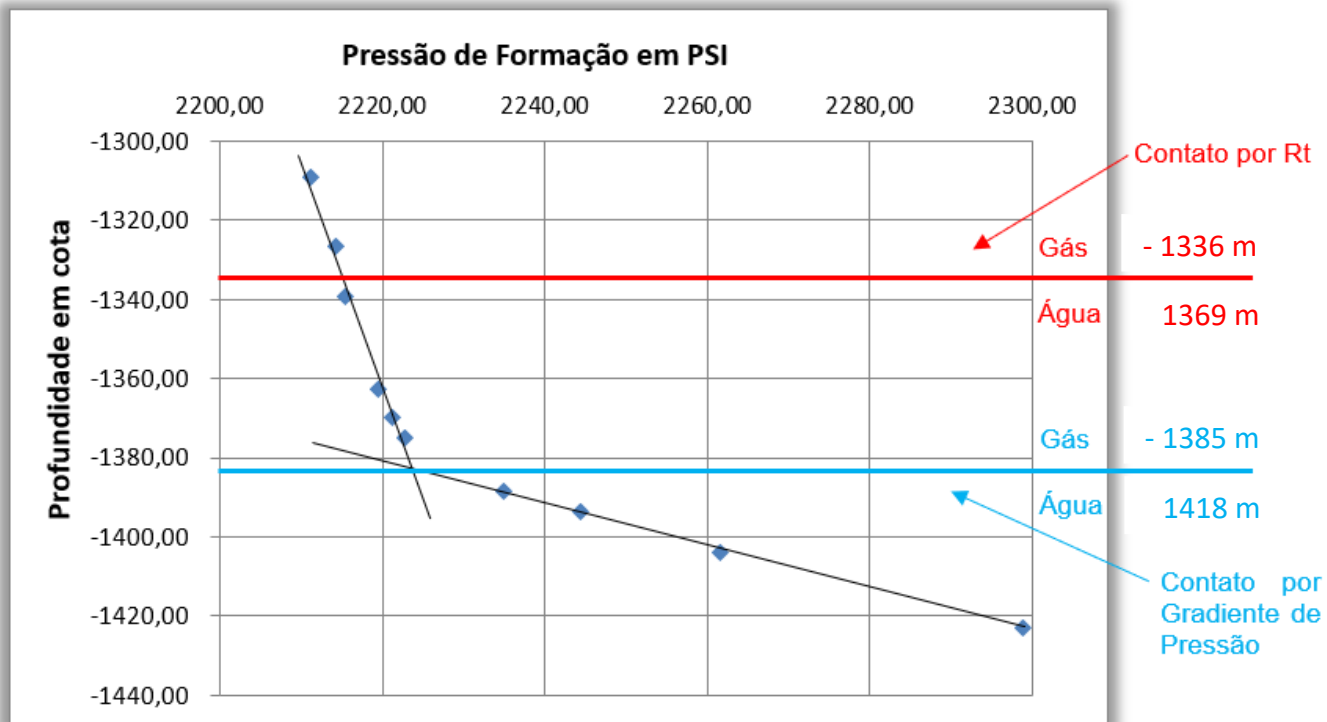
$$2261,55 - 2235,09 = 22,45 \text{ psi}$$

Em 52,49 ft a pressão apresentou uma variação de 22,45 psi:

$$\frac{22,45 \text{ PSI}}{52,49 \text{ ft}} = 0,499 \text{ psi/ft} = \text{Gradiente de pressão da água}$$

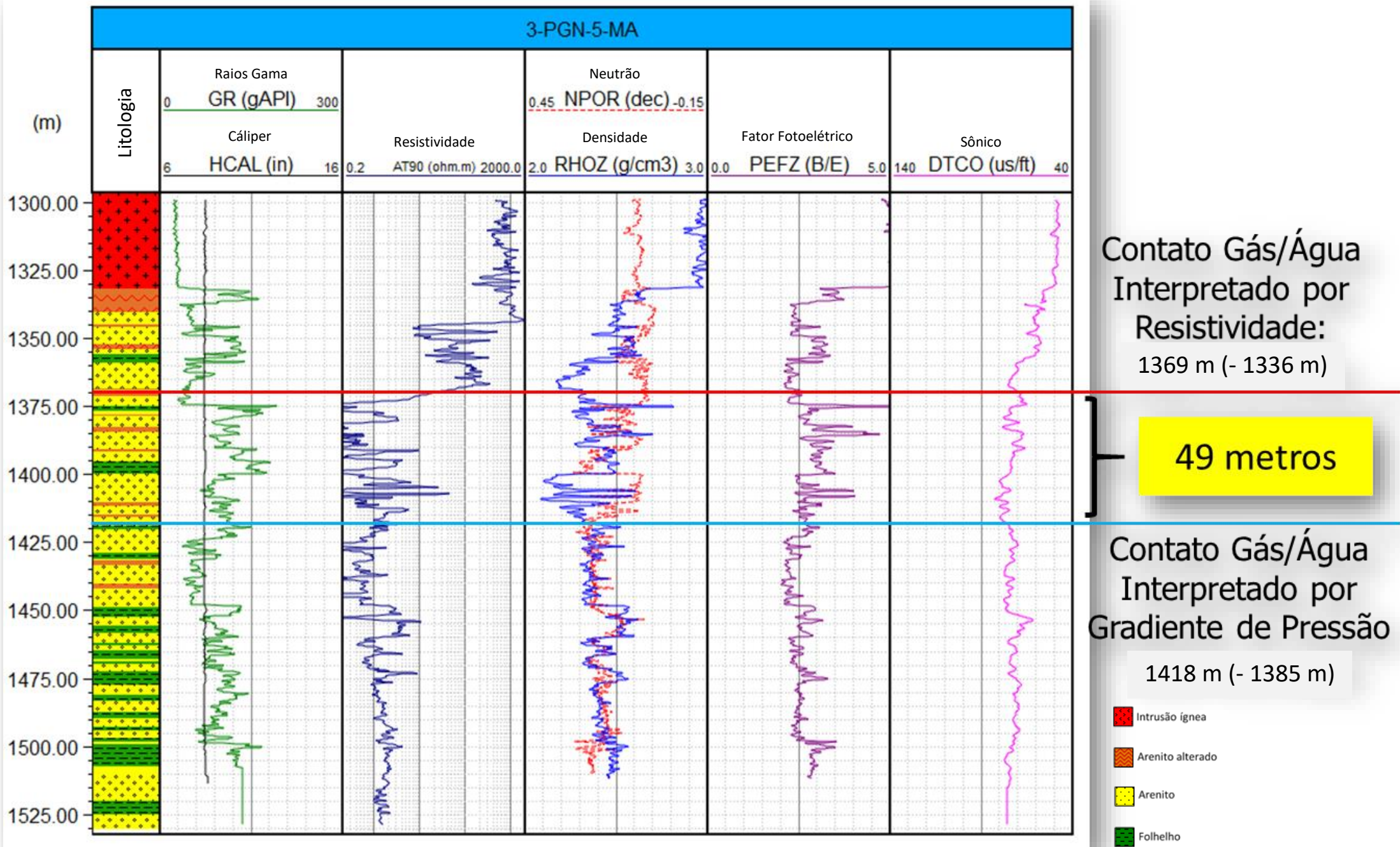


O contato foi inferido pelo ponto de interseção entre as duas linhas de tendência, uma para cada fluido, projetadas no eixo de profundidade. O gás, por ser mais compressível, apresenta maior ângulo de inclinação em função da profundidade.



**Gráfico 03:** Gráfico “Profundidade x Gradiente de Pressão” utilizado na análise de fluidos e contatos do poço 3-PGN-5-MA no intervalo reservatório (Fm. Poti). Em destaque a profundidade de contato gás-água (G/A) interpretado a partir da Resistividade (Rt - vermelho) e do Gradiente de Pressão (azul).  
Fonte: Elaboração própria.

A comparação entre o posicionamento dos dois contatos mostra que o contato preliminar, inferido pela Resistividade, é posicionado, erroneamente, no intervalo do reservatório ainda portador de gás. Já o contato pelo gradiente de pressão apresenta-se próximo ao que é indicado pelo cruzamento Densidade-Neutrão (Figura 32). Houve uma alteração de 49 metros entre os contatos determinados via análise dos perfis em relação ao do gradiente de pressão.



**Figura 32:** Imagem do Trace com o perfil litológico e perfis do poço 3-PGN-5-MA. Em destaque a interpretação do contato gás-água pelo gráfico de gradiente de pressão em comparação ao contato dado pelo perfil Resistividade. Fonte: Elaboração própria.

### **6.3 Detalhamento do reservatório Poti no poço 3-PGN-5-MA**

A partir das descrições pormenorizadas de amostras de calha foi possível a reinterpretação da litologia vista no perfil composto do poço 3-PGN-5-MA, com o auxílio das curvas.

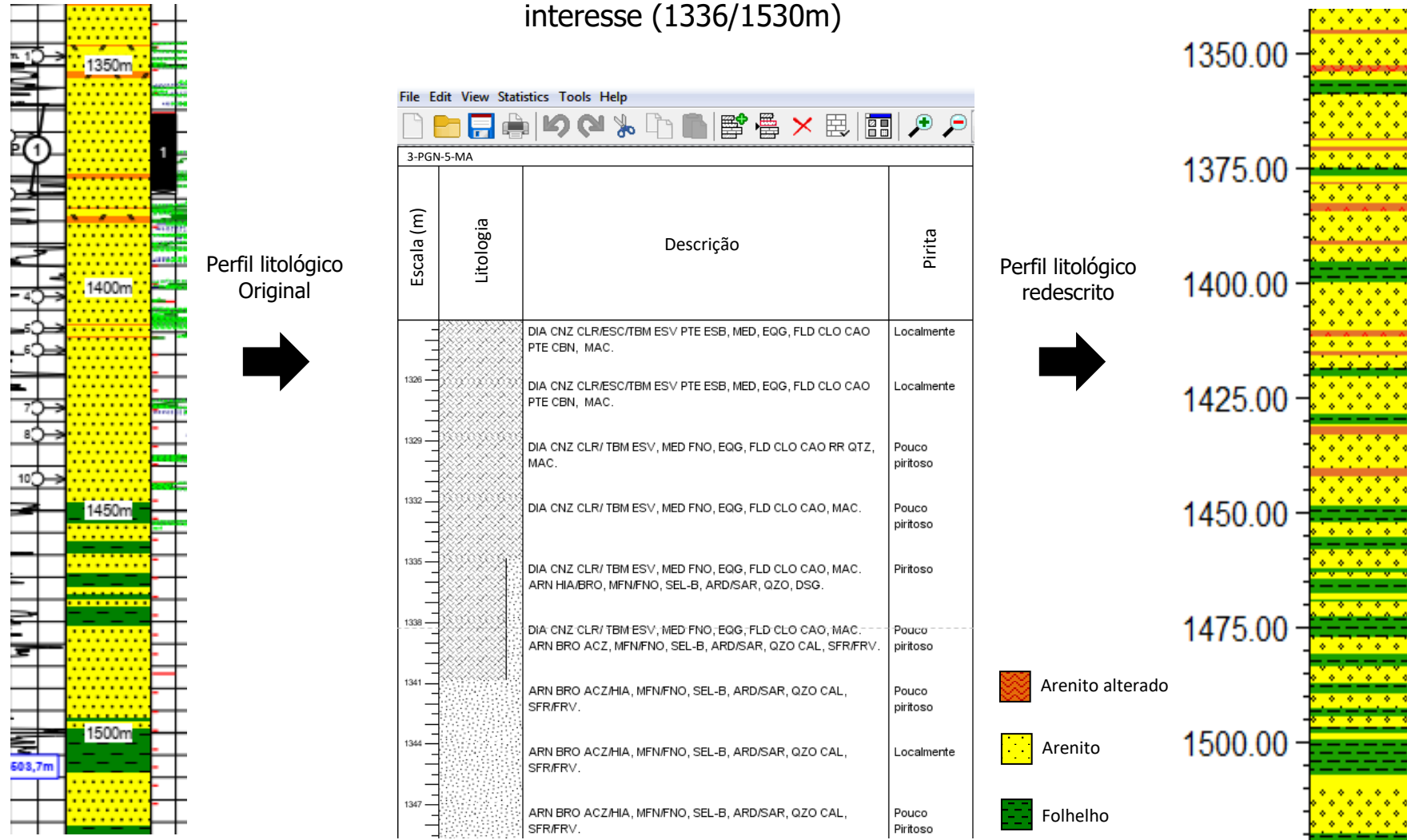
A Figura 33 mostra a comparação entre o perfil original, fornecido pelo BDEP/ANP, e o perfil refeito neste estudo. Os principais aspectos que se destacaram nesta descrição foram:

- 1) A visualização da argilosidade, subestimada no perfil litológico original.
- 2) A contagem da pirita mostrou que este mineral se encontra em maior abundância do que o descrito a princípio e geralmente relacionada à indícios de percolação de fluido oriundos do magmatismo.

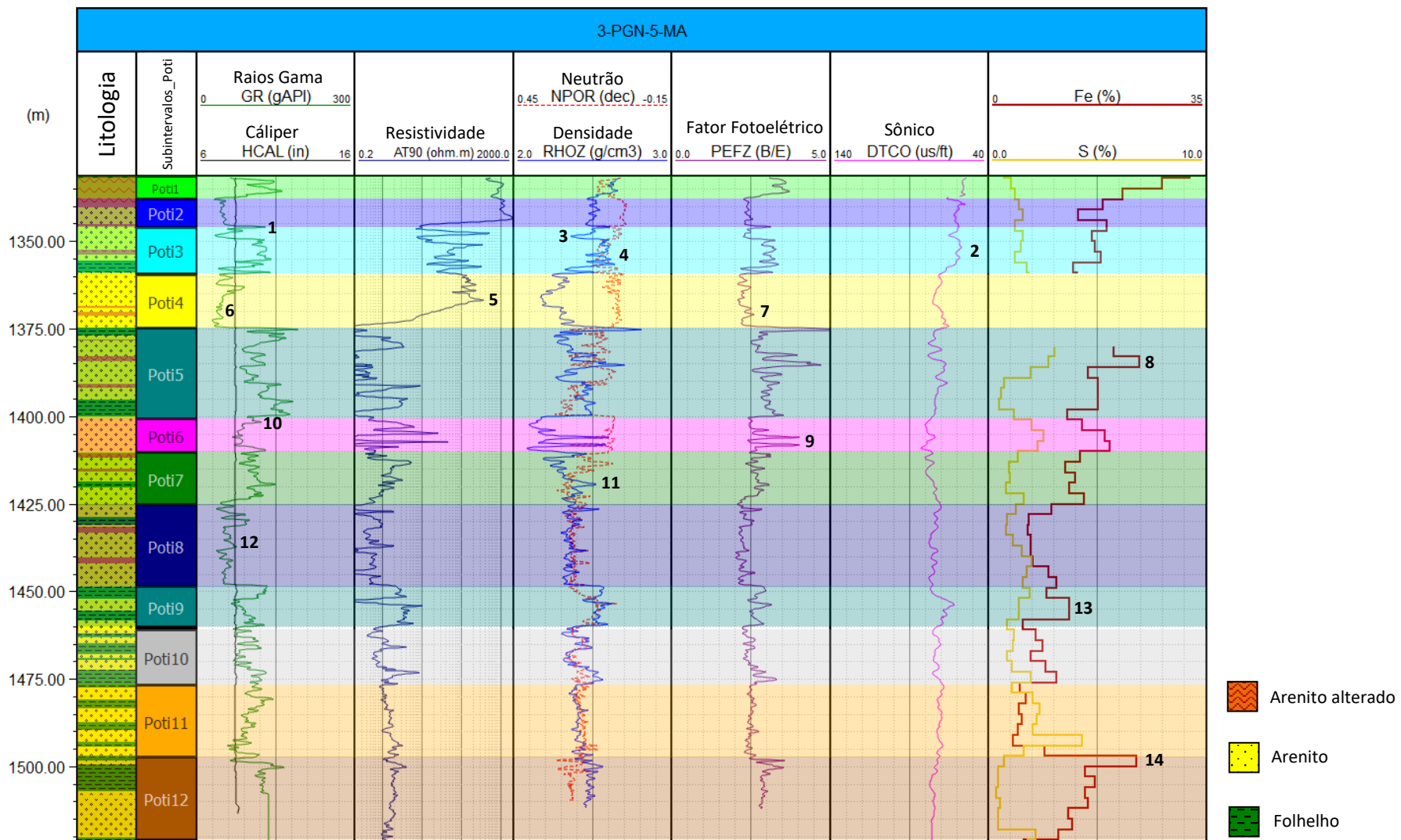
Para o detalhamento do reservatório Poti, o mesmo foi subdividido em 12 intervalos menores (Figura 34) onde o comportamento das curvas e das descrições das amostras de calha norteou a confecção de um novo perfil com a litologia reinterpretada, buscando-se compreender melhor as características do reservatório.

Os subintervalos são descritos abaixo em detalhes. Os principais critérios utilizados foram os perfis de raios gama, densidade, neutrão, descrições das amostras de calha e tendências das curvas de S e Fe.

## Redescrição do intervalo reservatório de interesse (1336/1530m)



**Figura 33:** Imagens dos perfis antes e após a reinterpretação da litologia a partir das descrições das amostras de calha. À esquerda o perfil litológico original e à direita o perfil reinterpretado. No meio uma imagem do *software* SedLog ilustrando como é a feita a plotagem dos dados de descrição das amostras de calha. Fonte: Elaboração própria.



**Figura 34:** Imagem do Trace com o perfil litológico, perfis do poço 3-PGN-5-MA e os subintervalos do reservatório Poti. Os números representam feições-chave e estão descritos no texto. Fonte: Elaboração própria.

### 6.3.1 Subintervalos do reservatório Poti no poço 3-PGN-5-MA

O subintervalo **Poti1** mostra alto Raios Gama (RG), acima de 150 gAPI, com quebra brusca em relação ao Poti2; a Resistividade está no limite direito, e o intervalo não exhibe o cruzamento Densidade-Neutrão (D-N); o Perfil Fotoelétrico (PEFZ) exhibe um pico quando comparado ao Poti2 e o Sônico (DTCO) encontra-se em um dos maiores patamares do reservatório. Esta porção individualizada corresponde ao um arenito afetado pelo contato com a rocha intrusiva logo acima, estando parcialmente compacto.

O **Poti2** foi subdividido em função do cruzamento Densidade-Neutrão e queda no perfil de Raios Gama e Fator Fotoelétrico. O DT também aumenta o tempo de trânsito e há queda no teor de Fe. A Resistividade continua alta, em função da presença de gás. Um pico no Raios Gama no arenito na base deste intervalo (1) corresponde a uma queda na Resistividade, a um pico no perfil PEFZ e pequena subida da densidade com encontro com o perfil Neutrão. O teor de ferro mostra um pequeno aumento neste ponto, provavelmente associado à presença dos argilominerais.

A subdivisão **Poti3** é dada pela alta dos Raios Gama, queda na Resistividade, porém com variação intensa, os perfis Densidade e Neutrão, por vezes cruzam e outras não. Existe uma alta do perfil Fotoelétrico que acompanha uma curvatura observável no perfil Acústico (2). Neste intervalo é possível observar que os picos de baixa densidade à esquerda correspondem à picos na resistividade e pontos de menor RG, o que é esperado para o reservatório (3). A porção onde o PEFZ mostra-se alto corresponde à porção onde as curvas Densidade-Neutrão estão mais próximas (4).

Na porção **Poti4**, o RG cai novamente, o cruzamento Densidade-Neutrão mostra boa separação, indicando alta saturação de gás; a Resistividade mostra-se alta, como esperado, bem como há queda no DT. O perfil Fotoelétrico também exhibe valores menores em relação aos subintervalos superior e inferior. O pico na resistividade corresponde às menores densidades para este subintervalo em um momento de raios gama “limpo” (5). Não há informações de Fe e S para este intervalo, pois trata-se do intervalo que foi testemunhado, não havendo recuperação de

amostras de calha, mas na base deste intervalo o comportamento se inverte: há queda na resistividade, coadunado com o aumento da densidade, mas o RG é ainda menor (6) e, portanto, a argilosidade não aparece ser a resposta para o aumento da densidade e da condutividade. Por outro lado, é observado um pequeno pico no PEFZ e no Sônico. Nos subintervalos anteriores esses perfis respondiam à altos valores no GR, indicando resposta à argilosidade, mas isto não é observado nesse intervalo. A hipótese para explicar este fenômeno é a piritização deste reservatório.

A queda acentuada na curva de Resistividade, com aumento brusco do perfil de Raios Gama é o que marca o limite superior do **Poti5**. Não há o cruzamento das curvas em pequeno intervalo dos perfis Densidade-Neutrão e medições mais altas para o PEFZ que exibe as maiores médias para este reservatório. Neste intervalo, em vários pontos, os perfis Densidade-Neutrão voltam a se cruzar, mas não exibem tanta separação quanto em outras porções. Os picos de PEFZ correspondem a picos no DT e pontos do reservatório de junção e não cruzamento das curvas Densidade-Neutrão. Os teores de Fe e S apresentam tendência crescente para o topo, o que também é visto, em linhas gerais, no PEFZ e no DT.

Apesar de se tratar de um intervalo reservatório com fluido gás, indicado até mesmo pelo gráfico de gradiente de pressão, a Resistividade mostra-se anormalmente baixa.

Entretanto, diferentemente do Poti4, onde baixas leituras no perfil de Raios Gama correlacionava-se a altas Resistividades, nesta zona observa-se que pontos de menor argilosidade apresentam os menores valores de resistividade. Isto ocorre, por exemplo, o ponto onde ocorre o pico de Fe e S (8) deste subintervalo, indicando a presença de pirita.

O Poti5 é interpretado como a porção do reservatório portador de gás com maiores problemas na curva de Resistividade. Parece afetado pela presença de argilominerais e piritização.

O subintervalo **Poti6** mostra queda no Raios Gama com aumento da Resistividade, embora o perfil ainda se mostre com comportamento “nervoso” e não chegue aos valores esperados, já que o cruzamento Densidade-Neutrão sugere estar dentro de um intervalo saturado com gás. Os teores de Fe e S continuam altos e os maiores valores correspondem a picos no Perfil Fotoelétrico, indicativo de pirita, bem

como a aumentos bruscos na densidade e picos no DT. O ponto 1408 m (9) retrata bem este cenário onde é observado: RG relativamente baixo (aproximadamente 50 API); A Resistividade é de 0.2 ohm.m equivalente à da água; pico de aumento da Densidade que toca o perfil Neutrão; pico de PEFZ (4,1) e Sônico (75 us/ft). Neste momento também são observados os maiores teores de Fe e S.

Vale ressaltar que os a curva de Fe e S apresentam morfologias praticamente iguais no Poti6, sendo feita a analogia com a presença do mineral pirita em especial neste subintervalo onde é observada uma resposta dos perfis, não a um incremento em argilominerais, mas sim a outro fator impactante da condutividade.

Outra observação relevante neste subintervalo é o ponto 1402 m onde ocorre um pico no RG (10), no topo do Poti6, mas há queda no teor de Fe e S. Caso apenas a argilosidade fosse a resposta para a presença de Fe haveriam comportamentos diretamente proporcionais entre as curvas. O perfil PEFZ também mostra queda, respondendo ao Fe – de origem da pirita – e não ao RG/Argilosidade.

O que marca o **Poti7** é alta nos valores de argilosidade, com resistividade ainda com valores baixos em se tratando de gás, mas com comportamento mais uniforme do que nos patamares superiores do reservatório. O cruzamento Densidade-Neutrão é menos marcante, com o não cruzamento dos perfis em vários momentos, e onde é observado o contato gás-água em 1418 m (11) onde a resistividade também cai. O comportamento das curvas desse intervalo mostra-se coerente com o esperado. Neste mesmo ponto é observada uma zona de folhelho, com aumento da densidade, queda na resistividade e alta no perfil fotoelétrico, isto mostra que os perfis estão respondendo à argilosidade novamente.

O **Poti8** é marcado por queda no RG e baixas resistividades, esperadas para a zona de água. Os teores de Fe e S exibem redução significativa e presença de argilominerais parece ser novamente a explicação para o comportamento visto nos perfis, a exemplo do ponto 1427 m (12) com pico de 98 API em litologia arenítica, queda na Resistividade, aumento de Densidade e no PEFZ.

O **Poti9** foi subdividido em função de novo aumento nos valores de argilosidade. Percebe-se que a base do reservatório Poti é a porção mais argilosa. Entretanto no ponto 1454 m (13), onde a resistividade é mais baixa, é observado que



o RG reduz, a densidade cresce, junto ao PEFZ e ao DT. Este comportamento parece estar associado a mais um intervalo em que os tores de Fe e S sobem, não sendo associados ao conteúdo de ferro presente nas argilas. Analogamente, o Poti9 parece apresentar as mesmas tendências do Poti6.

O subintervalo **Poti10** foi individualizado devido ao comportamento ligeiramente diferente do perfil de Raios Gama em relação ao Poti9. As curvas geoquímicas mostram decrescência para o topo, do mesmo modo que o Fator Fotoelétrico. Trata-se de uma porção do reservatório com intensa intercalação com pelitos e os perfis se comportam de acordo com o esperado, onde o teor de Fe parece estar associado aos argilominerais. O cruzamento Densidade-Neutrão responde às intercalações litológicas ora cruzando, ora descruzando.

O **Poti11** compreende o reservatório portador de água com comportamento relativamente uniforme do cruzamento Densidade-Neutrão. O RG apresenta-se decrescente para a base. O Resistividade e o PEFZ não mostram anomalias e o teor de Fe é o menor do intervalo estudado apesar de ser uma zona com vários intervalos de folhelho, o que indica que a origem do ferro não seria apenas dos pelitos/argilominerais.

Adicionalmente, os arenitos compactos descritos para os subintervalos acima, indicativos de percolação de fluidos, não foram vistos para o Poti11, o que pode indicar menor disponibilidade de ferro para geração de pirita, justificando o comportamento normal dos perfis e menores teores de Fe.

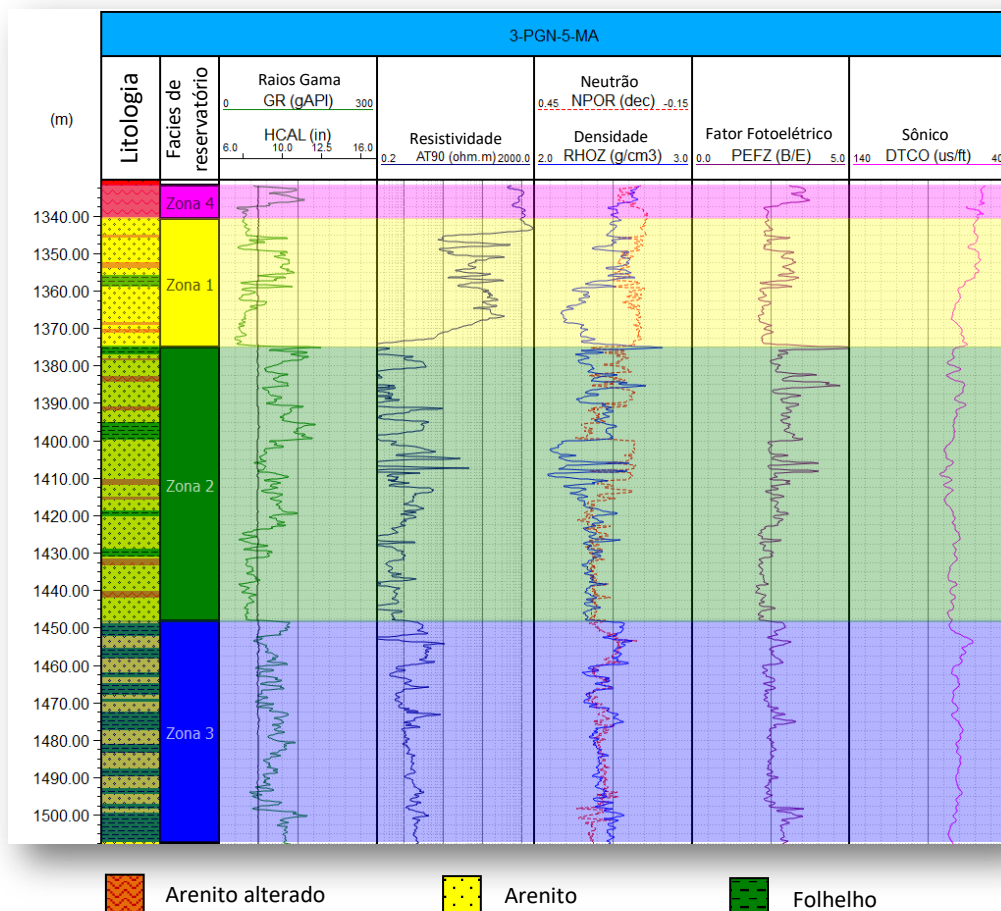
O topo do **Poti12** é marcado pelo aumento brusco de Fe (14). O que tem respaldo na Resistividade que apresenta pequena queda; o PEFZ mostra um pico e não há o cruzamento dos perfis Densidade-Neutrão, indicando um intervalo de folhelho, o que pode corresponder a presença de argilominerais.

### 6.3.2 Características do reservatório Poti no poço 3-PGN-5-MA

Miranda *et al.* (2018) individualizaram o reservatório Poti em quatro facies no que tange a qualidade do reservatório, todos intervalos produtores.

- 1) Zona superior: mostra maior homogeneidade litológica e boa qualidade do reservatório;
- 2) Porção intermediária: exibe qualidade mediana;
- 3) Seção inferior: apresenta a pior qualidade, sendo a mais heterogênea e laminada de todas;
- 4) Auréolas de alteração: associada ao contato com as intrusivas, de espessura variável, imediatamente abaixo da soleira e com porosidade secundária dada pelas fraturas subverticais que ocorrem naturalmente.

A Figura 35 mostra as facies do reservatório interpretadas a partir do trabalho de Miranda *et al.* (2018).



**Figura 35:** Imagem do Trace com o perfil litológico e perfis do poço 3-PGN-5-MA mostrando as facies do reservatório Poti propostas conforme Miranda *et al.* (2018). Fonte: Elaboração própria.

A descrição das amostras de calha revelou importantes características do reservatório Poti: a) piritização; b) argilosidade do que o perfil original mostrava.

Como visto, ambos os fatores são listados na literatura como impactantes dos perfis de indução, levando a anomalias nas leituras das resistividades, anomalias estas encontradas no poço aqui estudado.

Abaixo tem-se a descrição do reservatório Poti em termos de argilosidade e piritização.

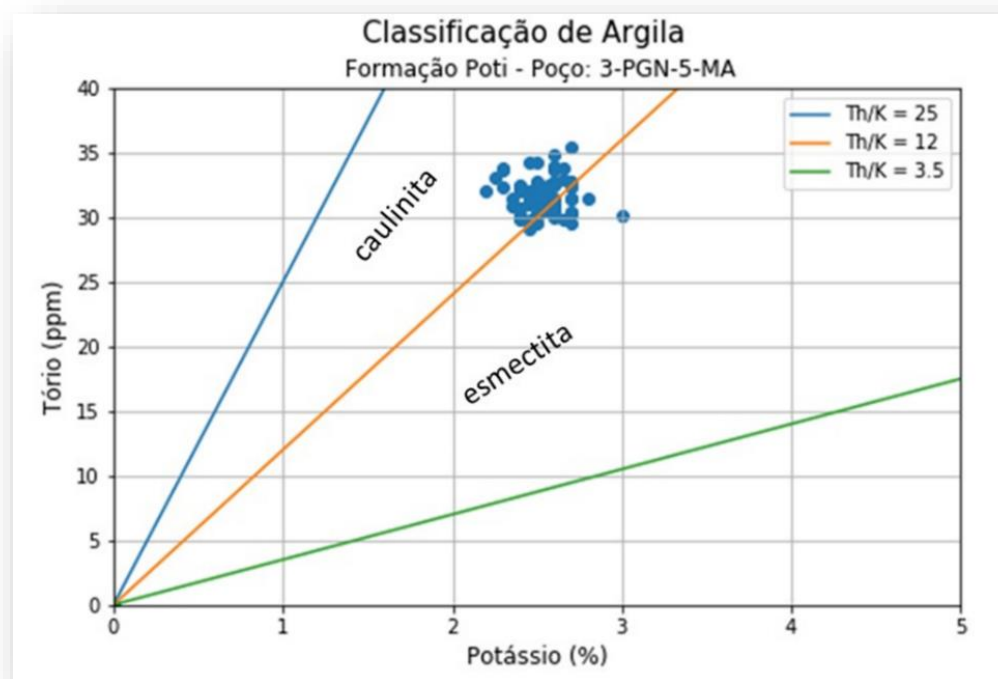
### **6.3.2.1 Argilosidade**

Uma importante característica que se destaca no reservatório Poti é a argilosidade, que contribui para as baixas resistividades observadas.

No que se refere à presença de argilosidade é possível ver, na comparação entre o perfil original e o redescrito (Figura 33), que a argilosidade era subestimada no primeiro. O reservatório Poti é bem mais “sujo” do que o inicialmente pensado. Esta argilosidade está associada tanto às intercalações intensas com folhelhos quanto ao próprio arenito.

Naturalmente, a argilosidade é um problema para o reservatório por diversos motivos, mas, como visto anteriormente, afeta ainda, neste caso, a resistividade devido a presença de argilominerais especialmente condutivos. Góes (1995), fazendo uso de microscopia eletrônica, cita a presença de esmectita, illita, clorita e caulinita.

Não é possível a distinção dos argilominerais na lupa, contudo, Klaia & Dudek (2016) propõem a individualização dos tipos de argilominerais presentes com base em um gráfico de dispersão entre tório e potássio. Assim, os dados gamaespectrais forneceram as curvas de Th e K da Formação Poti do poço 3-PGN-5-MA, os quais foram plotados no gráfico supracitado (Gráfico 04).



**Gráfico 04:** Gráfico de dispersão com dados de Th e K do poço 3-PGN-5-MA para estudo do tipo de argilominerais predominantes: caulinita e esmectita. Fonte: Modificado de Klaia & Dudek (2016).

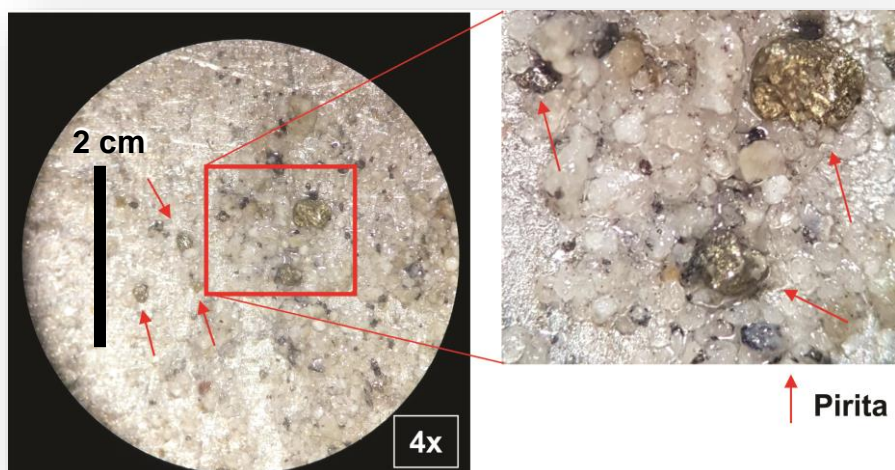
O gráfico evidencia a presença de esmectita e caulinita, dois dos argilominerais mais problemáticos em termos de incremento de condutividade devido a sua alta capacidade de troca catiônica (CTC) (Sneider, 2003).

A esmectita, em particular, é um argilomineral notadamente expansivo, aumentando a sua superfície de contato e adsorvendo grande número de cátions.

O mesmo gráfico foi feito para intervalos individualizados dentro do reservatório Poti, mas não mostram resultados significativos quando analisados separadamente.

### 6.3.2.2 Piritização

A pirita está distribuída em todo reservatório arenítico, em grãos milimétricos a submilimétricos, faces eudrais, exibindo seu hábito cristalino cúbico e brilho metálico, geralmente associada a indícios de percolação de fluidos provenientes do magmatismo. Esta pirita foi interpretada como de origem diagenética devido à sua distribuição, forma de ocorrência e morfologia (Figura 36).

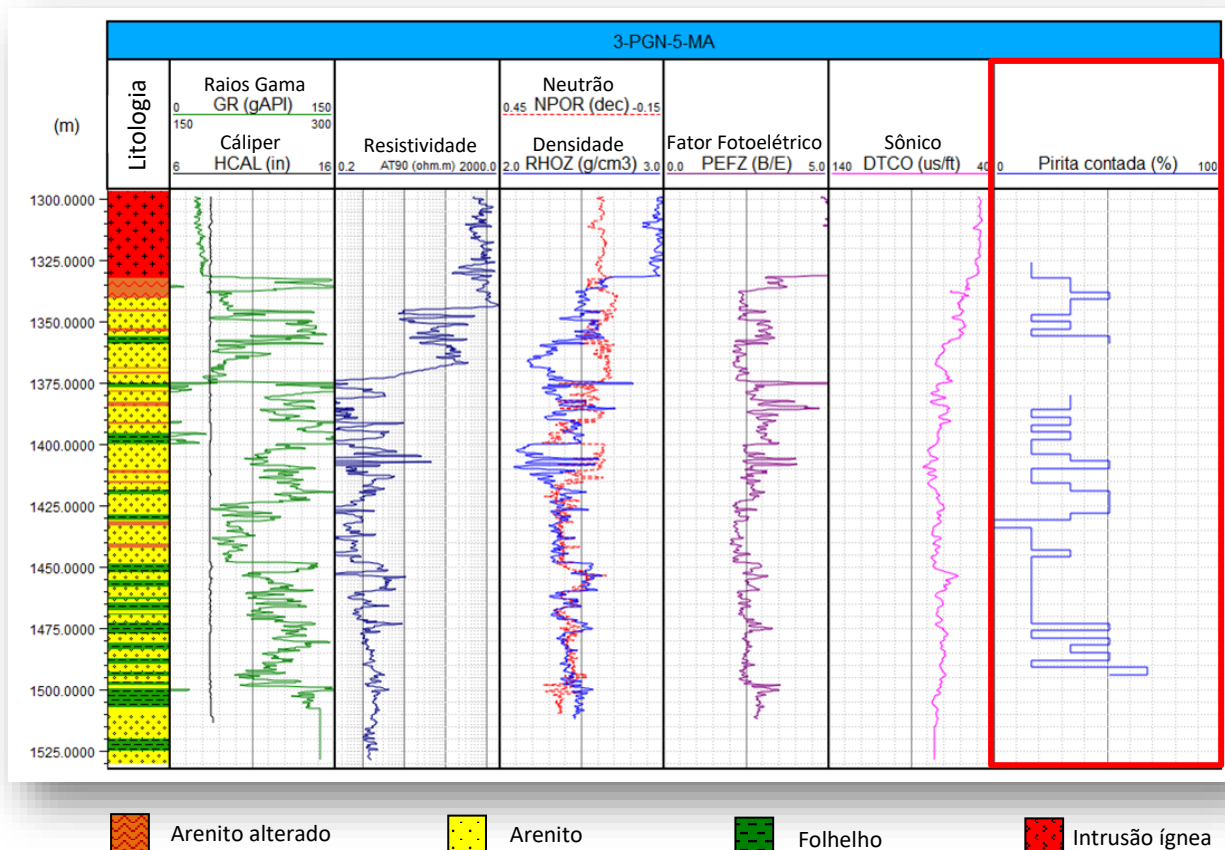


**Figura 36:** Foto de grãos de pirita dispersos no litotipo arenítico da amostra de calha 1389 m. Fonte: Elaboração própria.

Uma vez que Clavier (1976) cita que os efeitos nos perfis começam a aparecer a partir de um incremento de 5 a 7% de pirita e que esta deve apresentar continuidade lateral para que impacte os perfis, foi feita uma contagem dos grãos em cada amostra de calha a fim de compreender o volume e distribuição da pirita presente.

Essa contagem teve um viés mais qualitativo do que quantitativo, mas foi de suma importância o contato direto com a rocha nesta etapa e serviu para o entendimento da ocorrência da presença da pirita diagenética no reservatório.

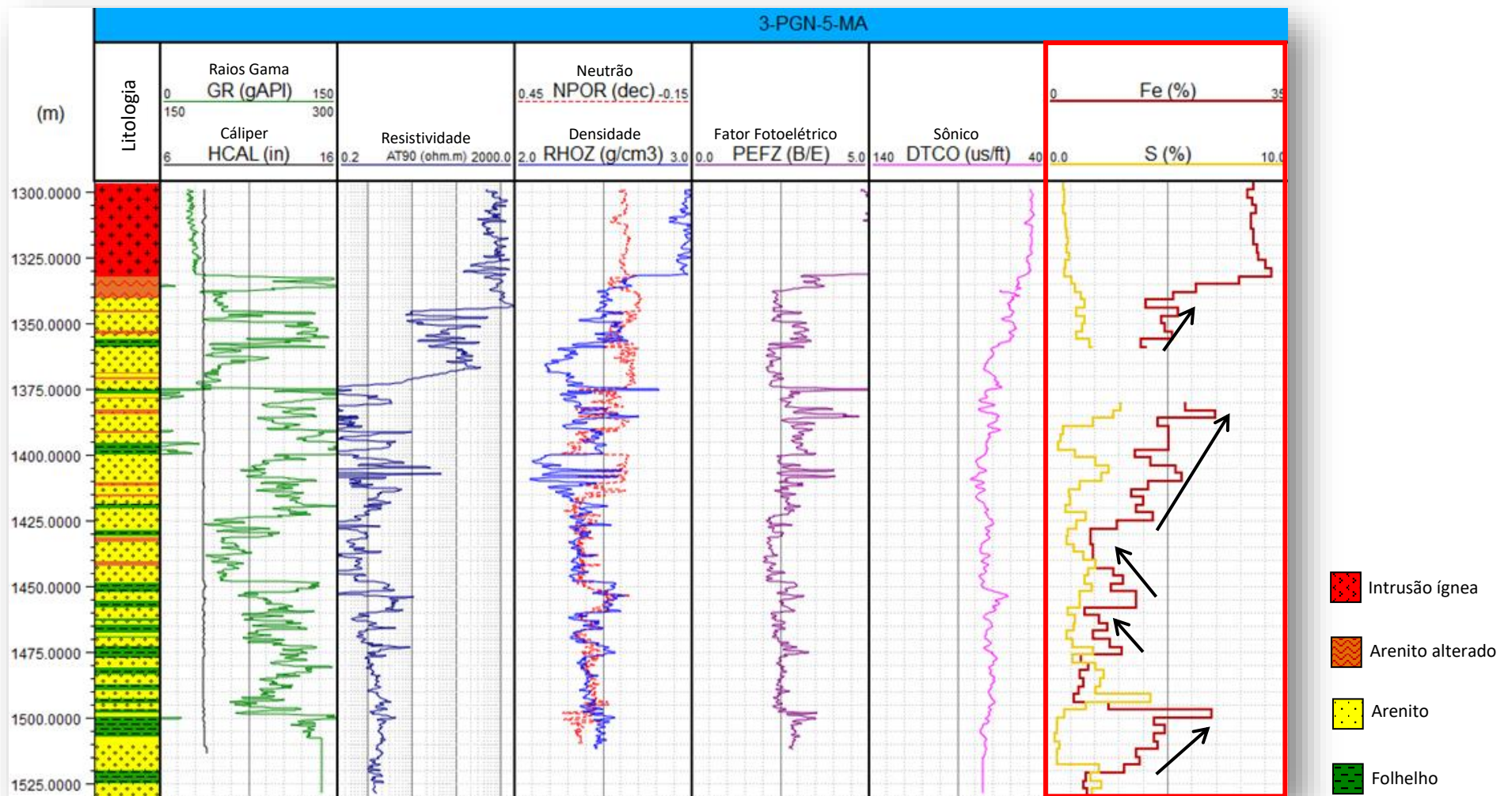
A partir desta contagem, um perfil em porcentagem foi gerado (Figura 37) e colocado com as curvas do poço e dados do XRF, se mostrando coerente de modo geral.



**Figura 37:** Imagem do Trace com o perfil litológico e perfis do poço 3-PGN-5-MA com destaque, em vermelho, para a curva criada a partir da contagem da pirita durante as descrições das amostras de calha. Fonte: Elaboração própria.

Entretanto, como a contagem feita foi bastante subjetiva para ser utilizada em termos de volume e não permitiu a definição de teores, outros métodos foram necessários para a quantificação da pirita. Então, dados de geoquímica do XRF e gráficos baseados nos perfis foram elaborados.

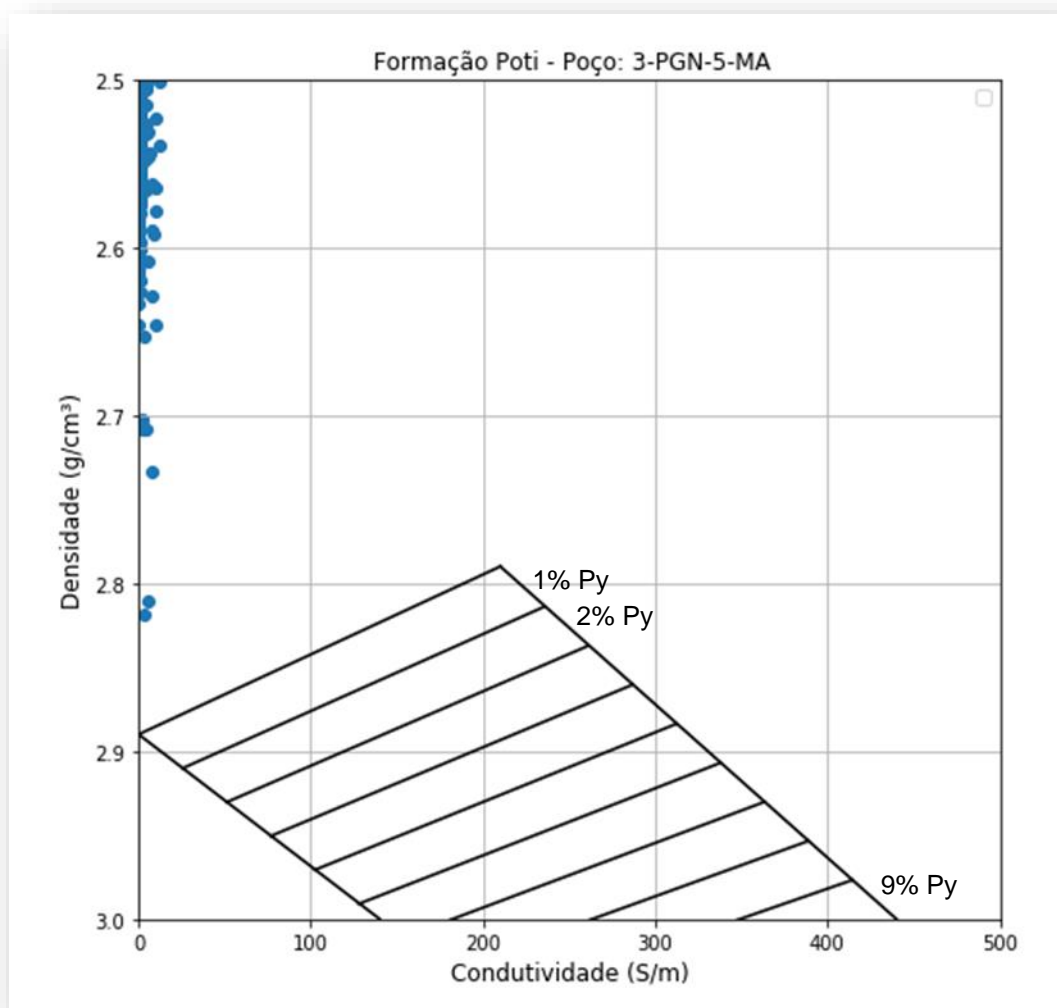
A partir do XRF obteve-se a curva de ferro (Fe) e sulfeto (S) (Figura 38) utilizada na análise do reservatório, como visto anteriormente. O ideal seria o uso de difração de raios-x que permite a determinação da mineralogia, mas não foi possível realizar esta análise. Foram utilizadas as curvas de Fe e S do XRF como análogas à pirita já que se trata de um dissulfeto de ferro ( $\text{FeS}_2$ ).



**Figura 38:** Perfil litológico e perfis do poço 3-PGN-5-MA no Trace com destaque, em vermelho, para os perfis dos elementos S e Fe analisados no XRF. As setas em preto mostram tendências no comportamento das curvas. Notar os elevados teores de ferro no diabásio. Fonte: Elaboração própria.

Além dos dados do XRF, Holmes *et al.* (2013) abordam em seu trabalho dois gráficos onde é possível extrair volumes de pirita em termos de porcentagem a partir dos perfis. Os gráficos foram refeitos com os dados do poço 3-PGN-5-MA.

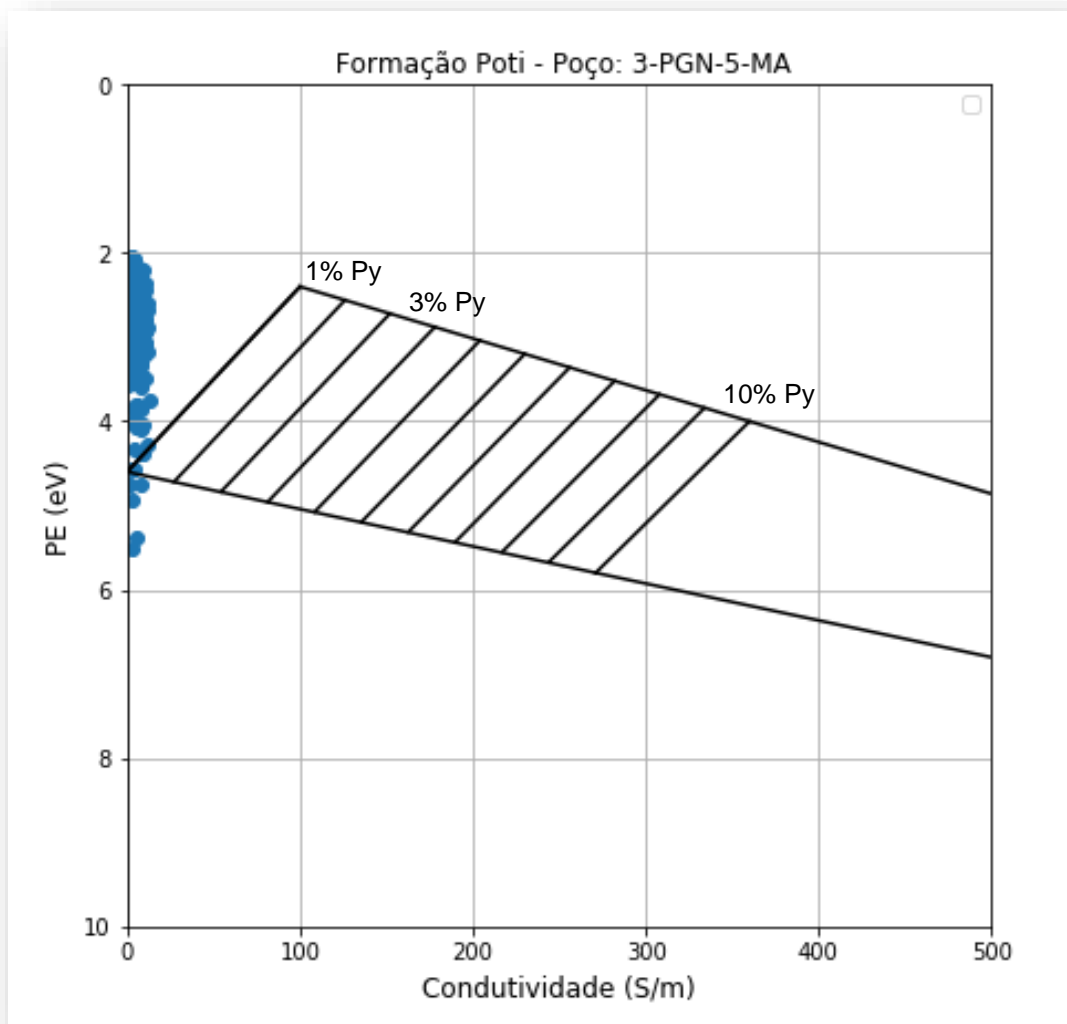
O primeiro “Densidade x Condutividade” (Gráfico 05) é um gráfico de dispersão dos valores de densidade, extraídos do *log* e transformados em pontos, plotados contra os valores de condutividade (C) obtidos pela inversão da curva de Resistividade (Rt) – ( $C = 1/Rt$ ), também transformados em pontos. No gráfico é delimitada a área onde há a ocorrência de pirita e o incremento em porcentagem de cada linha da função.



**Gráfico 05:** Gráfico “Densidade x Condutividade” para quantificação da pirita em porcentagem. Fonte: Modificado de Holmes *et al.* (2013).



O segundo gráfico “Fator Fotoelétrico (PE) x Condutividade” (Gráfico 06) foi elaborado do mesmo modo e utiliza o mesmo princípio para a interpretação dos dados.



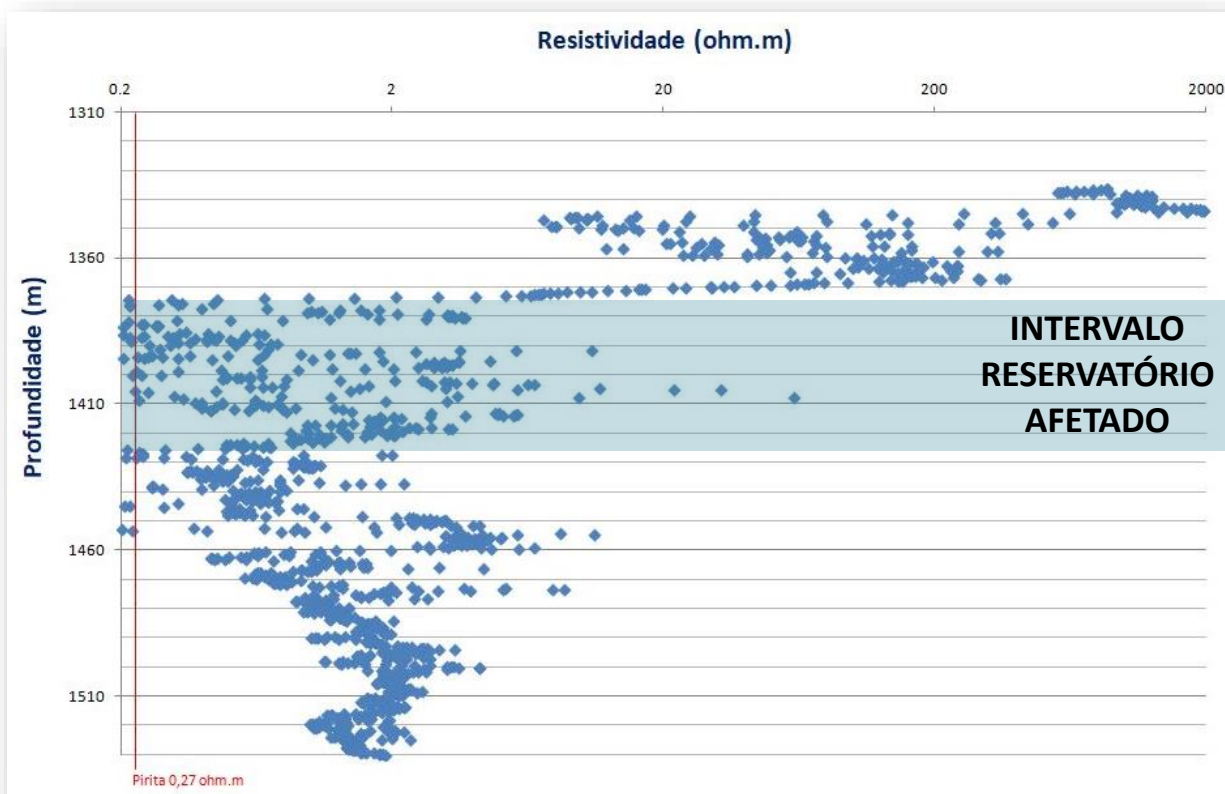
**Gráfico 06:** Gráfico “Fator Fotoelétrico (PE) x Condutividade” para quantificação da pirita em porcentagem Fonte: Modificado de Holmes *et al.* (2013).

Os resultados destes gráficos não foram os esperados. Não obstante a observação de pirita na descrição de amostras de calha, nos dados geoquímicos e nos perfis de poços, citada até mesmo na literatura com frequência para o reservatório Poti, os gráficos mostram um cenário diferente, indicando teores de pirita inferiores a 1%, criando-se uma contradição nos dados.

O paradoxo observado foi estudado através de gráficos (Gráficos 07, 08 e 09) gerados a partir dos perfis transformados em pontos e comparados a valores-base da literatura para a principal paragênese mineral: quartzo, argilominerais e pirita.

Os gráficos gerados foram:

### Profundidade x Resistividade:

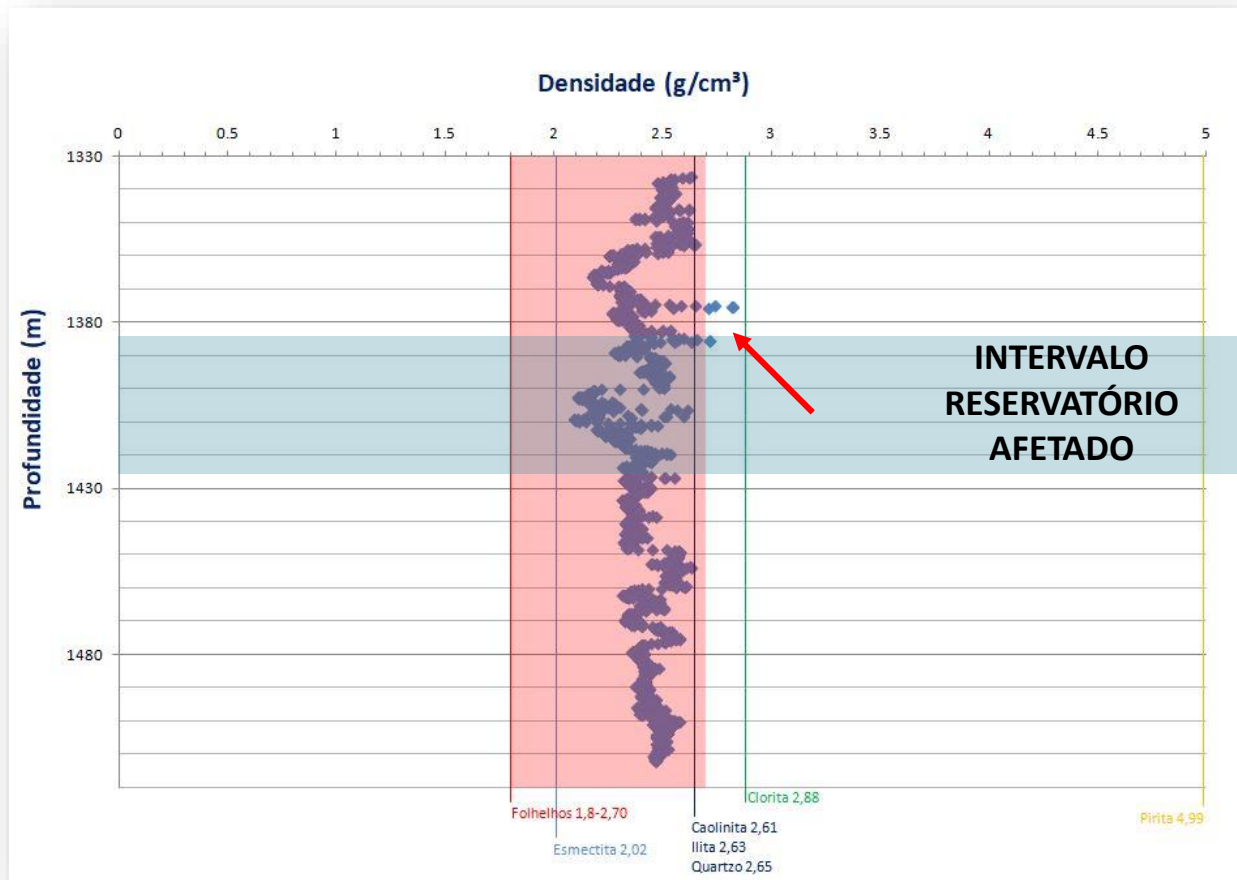


**Gráfico 07:** Gráfico “Profundidade x Resistividade” para análise da presença de pirita. Fonte: Elaboração própria.

O valor padrão de resistividade da pirita é 0.27 ohm.m, como mostra a linha em vermelho à esquerda do gráfico. A zona em destaque corresponde à zona do reservatório que exhibe a resistividade mais afetada.

Esperava-se que os valores de resistividade do reservatório – pontos em azul – se aproximassem da linha-base da resistividade da pirita, o que não ocorre de modo geral, mas no intervalo destacado, é possível observar que ocorre o maior número de pontos se aproximando da resistividade base da pirita.

## Profundidade x Densidade:



**Gráfico 08:** Gráfico “Profundidade x Densidade” para análise da presença de pirita. Fonte: Elaboração própria.

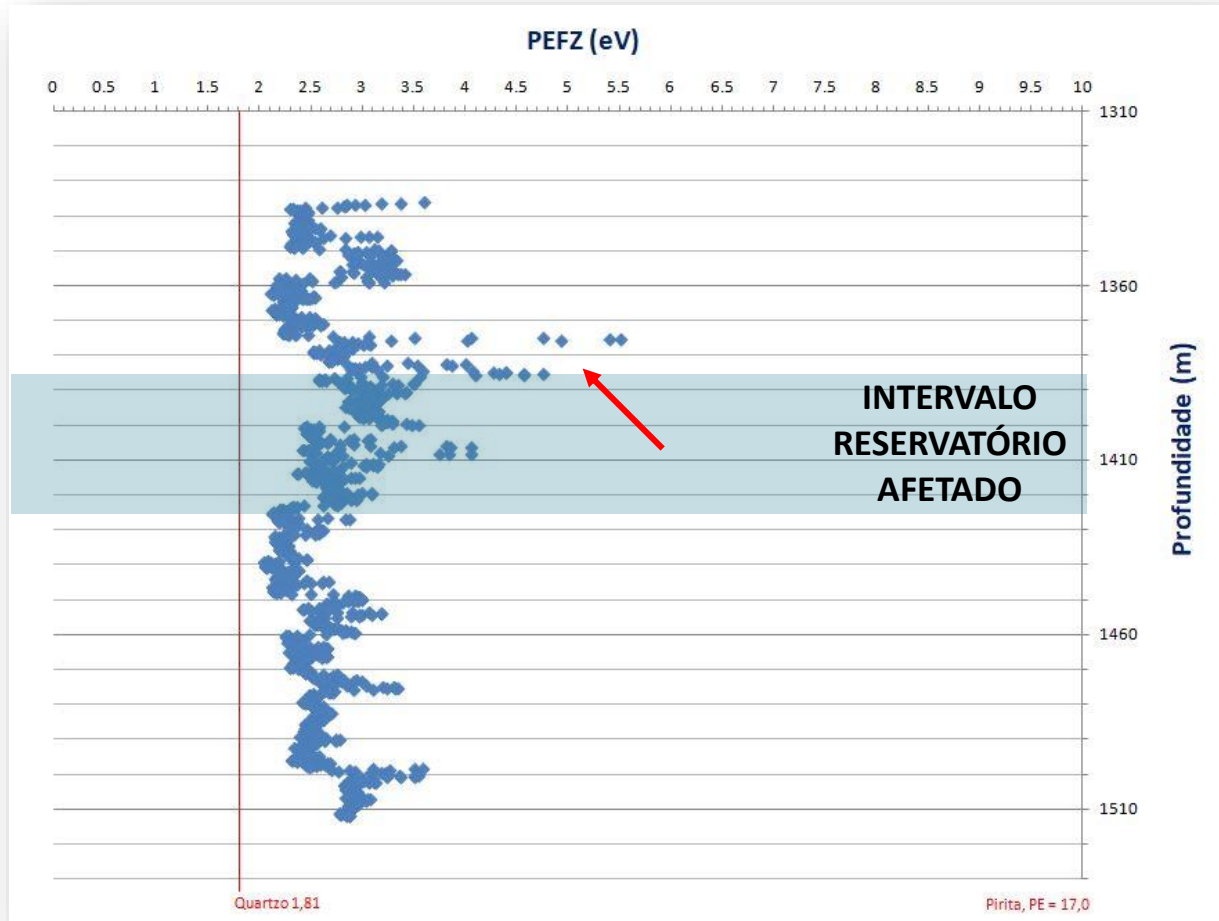
O valor padrão de densidade da pirita é 4.99 g/cm<sup>3</sup>, como mostra a linha em amarelo à direita do gráfico. A zona em destaque corresponde à zona do reservatório que exibe a resistividade mais afetada. Os valores padrão de densidade para os argilominerais, para o quartzo e o folhelho também estão plotados.

Esperava-se que os valores de densidade encontrados no intervalo reservatório – pontos em azul – convergissem para densidades mais próximas à densidade base da pirita, mas isto não ocorre.

Os pontos que mais se destacam, como indicado com seta na imagem, estão localizados no topo do subintervalo Poti 5 e correspondem ao início da anomalia observada na curva de Resistividade. Contudo, não existem valores de ferro e sulfeto para estes pontos e a argilosidade parece ser a resposta para estes picos, como visto na descrição da zona Poti5.

O mesmo raciocínio se aplica ao gráfico “Profundidade x PEFZ” abaixo.

### Profundidade x Fator Fotoelétrico (PEFZ):



**Gráfico 09:** Gráfico “Profundidade x PEFZ” para análise da presença de pirita. Fonte: Elaboração própria.

O fator fotoelétrico da pirita é bastante alto quando comparado ao valor padrão do quartzo, 17 e 1,81 respectivamente – ambos plotados no gráfico. Devido a isso, o PEFZ é usualmente utilizado para a verificação da ocorrência de pirita, como visto anteriormente. A zona em destaque corresponde à zona do reservatório que exibe a resistividade mais afetada.

Apesar de ter sido observado picos no perfil PEFZ interpretados como associados à presença de pirita, o *plot* dos dados do perfil não balizou isto. Os valores estão bem longe do valor base de PE da pirita e os picos em destaque podem ser explicados por argilominerais condutivos, interpretados a partir dos perfis.

Estes gráficos foram feitos para intervalos individualizados dentro do reservatório Poti, mas não mostram resultados significativos quando exibidos separadamente. Provavelmente porque justamente mostram-se menos impactados do que o esperado a priori.

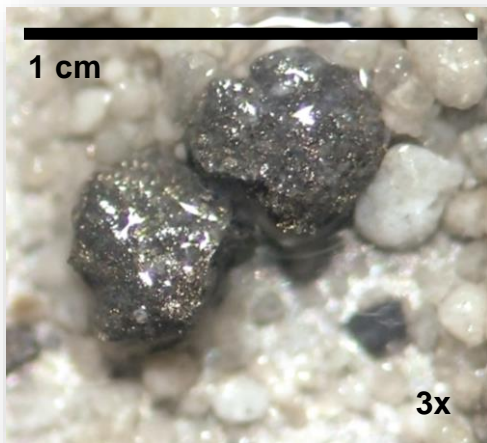
### **6.3.2.3 Baixas resistividades no reservatório Poti do poço 3-PGN-5-MA**

O reservatório Poti no poço estudado ficou caracterizado quanto à presença de argilominerais, evidenciando este fator como impactante do perfil de resistividade. Entretanto a ocorrência de piritização mostrou certa contradição nos dados.

Foi observada a pirita de origem diagenética, mas Miranda *et al.* (2014) e Góes (1995) abordam em seus trabalhos o estudo da mineralogia da Bacia do Parnaíba através de microscopia eletrônica de varredura e DRX e citam a presença de pirita microcristalina (framboidal) ocorrendo em substituição à matéria orgânica e preenchendo a porosidade dos folhelhos. Embora este estudo não tenha tido acesso às mesmas análises e à observação desse mineral nessas condições seja bastante difícil na lupa, esta hipótese se encaixa no contexto.

As condições para a nucleação de pirita a partir da matéria orgânica são favorecidas pelo ambiente redutor em que o reservatório se encontra e a fonte de ferro são os fluidos percolantes advindos do magmatismo Sardinha e Mosquito.

Foi observado o folhelho preenchido por pirita framboidal em algumas amostras (Figura 39). E, como visto, o reservatório arenítico apresenta frequentes intercalações delgadas com folhelhos. Uma vez que a ferramenta de resistividade tem limites de resolução vertical, a presença constante dos folhelhos piritosos intercalados no reservatório provavelmente interfere na leitura da mesma. A presença dessa pirita apresenta-se em quantidades superiores a 7% e mostra continuidade lateral para afetar as curvas, como cita Clavier (1976).



**Figura 39:** Foto da amostra de calha 1399 m onde foi observado exemplo de folhelho piritoso. Fonte: Elaboração própria.

Adicionalmente, o próprio arenito é frequentemente argiloso, no qual pode haver matéria orgânica com pirita framboidal, além da presença de gás, um fluido que perturba sobremaneira a leitura de resistividade.

Vale a pena ressaltar que tais discussões carecerem ainda de estudos em outros poços e mais análises, sobretudo no que tange à interferência nos perfis, haja vista que parecem menos afetados do que o esperado na presença de pirita, sendo significativa a diferença no comportamento dos mesmos quando se trata de pirita de origem diagenética ou microcristalina. Entretanto, os resultados encontram referências na bibliografia que dão base às interpretações dos dados.

É possível inferir que ambos os fatores são responsáveis pela resistividade afetada: a argilosidade com alto CTC e a presença de pirita, diagenética, mas sobretudo a pirita microcristalina.

#### **6.3.2.4 Identificação do halo de metamorfismo e de percolação de fluidos provenientes das intrusões**

Uma importante característica do reservatório Poti, é a presença de magmatismo, fundamental na geração e no traqueamento do gás. Entretanto, as intrusões tiveram ainda um outro papel relevante no sistema que precisa ser bem entendido para a correta avaliação do reservatório.

Uma vez que as rochas ígneas intrudidas permitiram a percolação de fluidos enriquecidos em ferro, ao se agruparem ao sulfeto, presente na matéria orgânica, favoreceram a cristalização de pirita microcristalina, estando intrinsecamente

associada à presença destes corpos ígneos. Visando o estudo desta relação, foram observados os conteúdos de ferro e sulfeto através das curvas geoquímicas, em contraste com as descrições de calha.

Nas amostras de calha foi descrito diabásio no topo do reservatório e em teores menores que 10% nas amostras mais profundas. Arenitos compactos e esverdeados foram observados frequentemente em associação a estes fragmentos ígneos, indicando metamorfismo de contato, embora não tenha sido observada a presença de quartzito. Por vezes o arenito foi descrito com estas características, mas sem a presença de diabásio, entretanto o corpo ígneo pode estar nas proximidades do poço sem que tenha sido perfurado.

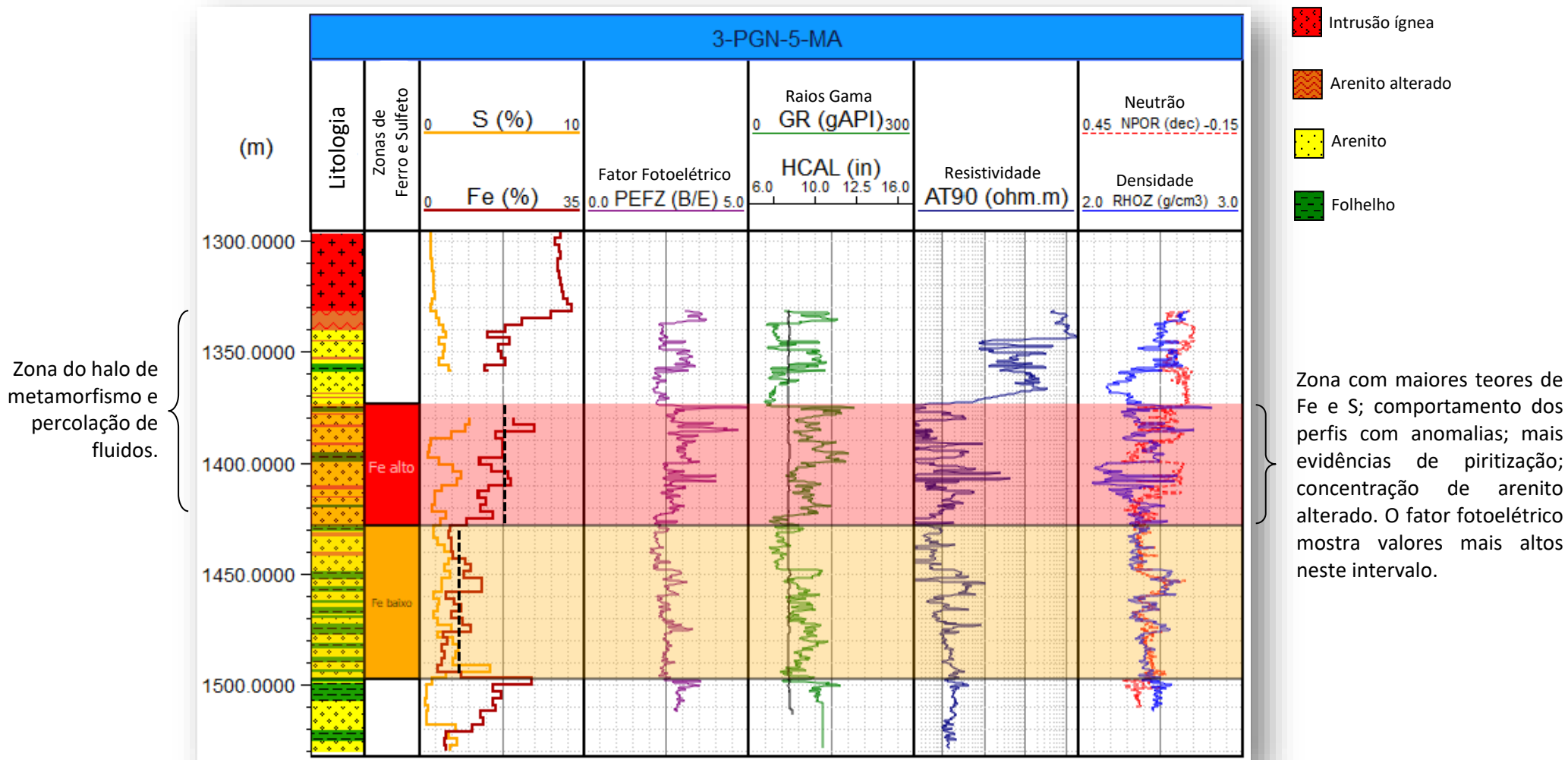
Desta forma, assumindo que a presença desse arenito alterado por magmatismo indica a percolação de fluidos hidrotermais enriquecidos em ferro, duas zonas de ferro foram individualizadas no reservatório Poti e comparadas à presença deste litotipo e ao incremento de pirita visto no reservatório (Figura 40).

A zona em vermelho – Fe alto –, superior, corresponde ao intervalo onde os teores de Fe e S estão mais altos. Já a zona em laranja – Ferro baixo –, inferior, mostra significativa queda nas porcentagens dos mesmos elementos.

Não só a zona superior se encontra mais próxima da intrusão do topo, como concentra as descrições de arenito compacto/alterado.

Nesta zona de ferro alto são observados também os perfis com comportamento diferente em comparação à zona inferior, claramente relacionado ao impacto desse incremento de ferro. E, como visto nas descrições dos subintervalos do reservatório Poti, as zonas Poti 2 a 7, inseridas analogamente na camada “Fe alto”, mostram mais evidências de piritização do que as zonas Poti 8 a 12.

Fica caracterizado que o halo de metamorfismo se concentra na parte superior da Fm. Poti e favoreceu a percolação de fluidos provenientes das intrusões causando a alteração do arenito e a piritização do reservatório.



**Figura 40:** Perfil litológico e perfis do poço 3-PGN-5-MA no Trace com destaque, em vermelho e laranja, para as duas subzonas criadas em função dos teores de S e Fe. As linhas tracejadas em preto mostram patamares médios para estes teores. Fonte: Elaboração própria.

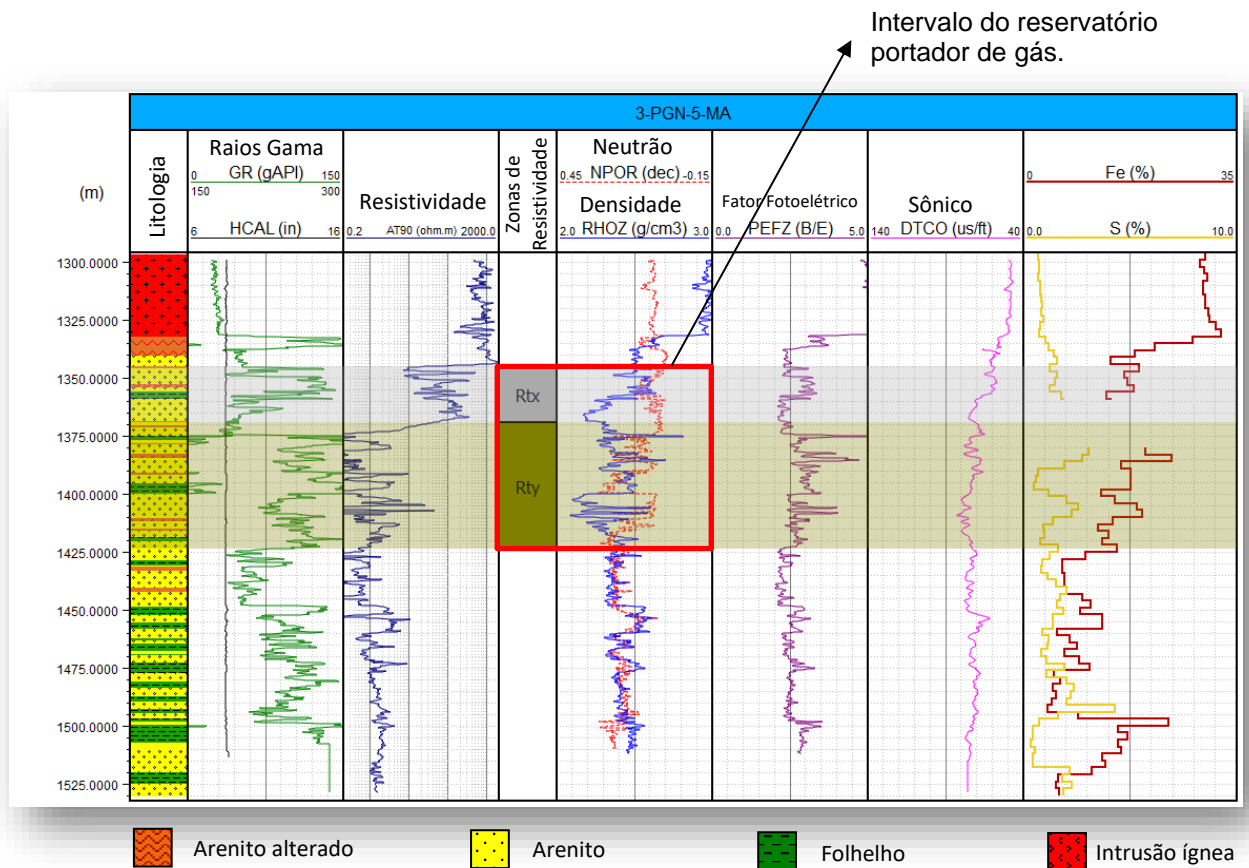


## 6.4 Fator de correção para a Resistividade

Tendo sido identificado e caracterizado o problema do reservatório Poti no poço 3-PGN-5-MA, fica clara a necessidade de avaliações especiais para os cálculos de saturação de gás.

Na literatura existem alguns métodos propostos, mas este estudo propõe um fator criado empiricamente que permite a correção do *log* de Resistividade a partir das curvas de Fe e S e fazendo-se uso do próprio perfil de indução.

Inicialmente, duas zonas foram individualizadas dentro do reservatório no intervalo portador de gás, Rtx e Rty (Figura 41):



**Figura 41:** Perfil litológico e perfis do poço 3-PGN-5-MA no Trace com destaque, em vermelho, para as duas zonas – Rty e Rtx – individualizadas dentro do reservatório portador de gás. Fonte: Elaboração própria.

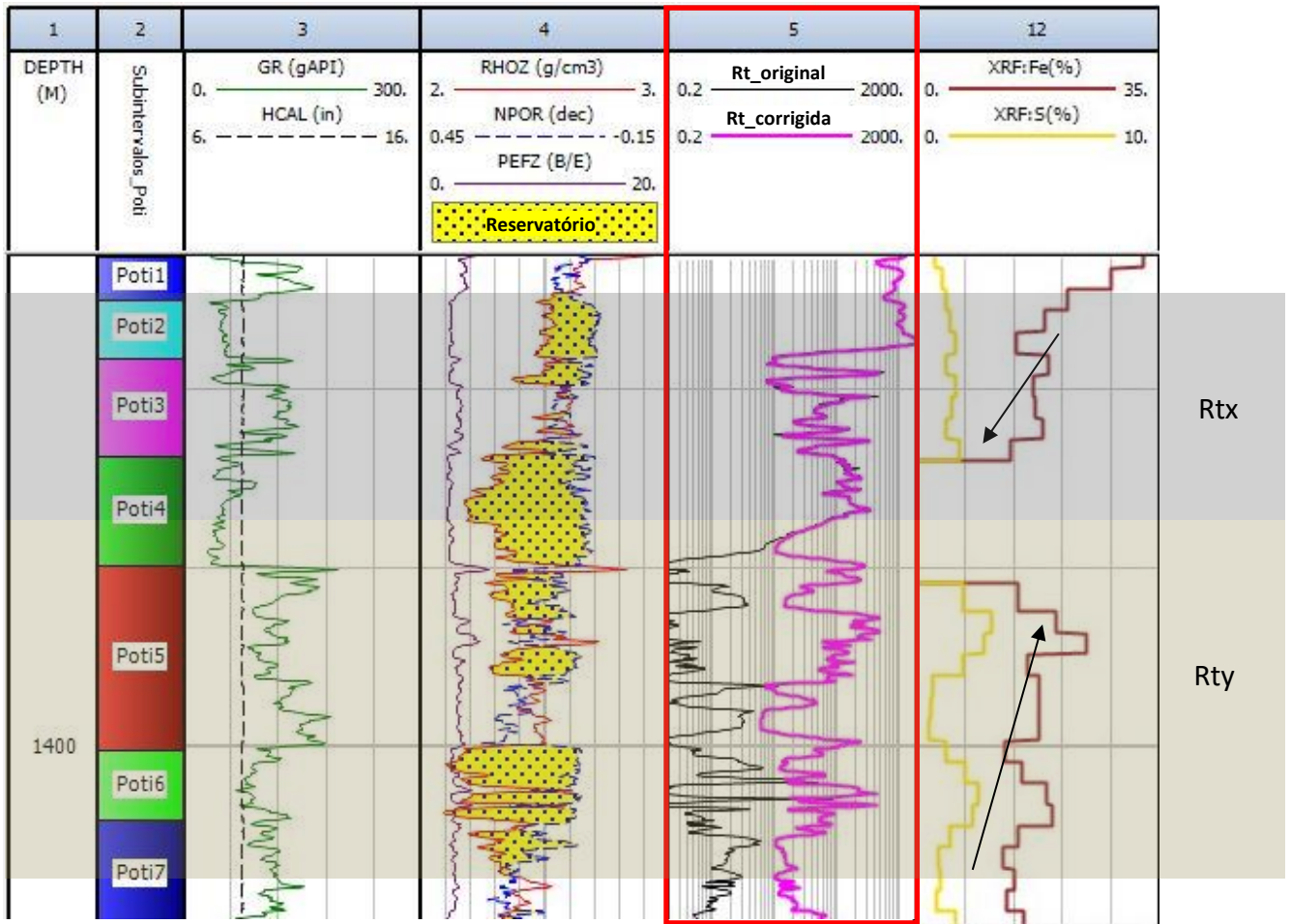
A zona Rtx, superior, corresponde a uma resistividade tomada como base para valores normais, ou seja, menos afetada por minerais condutivos e argilosidade.

A zona  $R_{ty}$ , inferior, corresponde a uma resistividade tomada como anômala, ou seja, afetada por minerais condutivos e argilosidade, onde o cálculo de saturação demanda correção, pois o reservatório é subestimado quando o *input* na equação é a curva original da resistividade. É nesta zona que o fator de correção deve ser aplicado e esta etapa foi feita no *software Interactive Petrophysics* (IP).

O fator de correção, aqui proposto, considera que o perfil original da resistividade é “artificialmente” deslocado para a esquerda em função de um “incremento de condutividade” dado pela presença do mineral condutivo pirita<sup>3</sup>, logo, o que precisa ser feito é que condutividade seja descontada, acarretando que os valores se desloquem em direção ao esperado para o reservatório com fluido gás no intervalo afetado, conforme visto na Figura 42.

---

<sup>3</sup> A condutividade dada pela argilosidade será corrigida através da equação para cálculo de saturação de Simandoux.



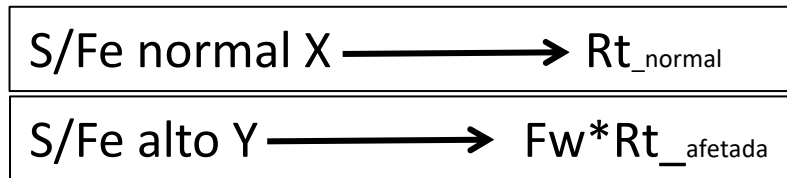
■  $Rt_{original}$  / Afetada pela condutividade dada pela piritização.

■  $Rt_{corrigida}$  / Descontada a condutividade dada pela piritização.

**Figura 42:** Imagem do IP com os perfis do poço 3-PGN-5-MA. O track 5, destacado em vermelho, mostra as resistividades, comparando o comportamento da curva afetada ( $Rt_{original}$ ) e da resistividade esperada ( $Rt_{corrigida}$ ) caso não houvesse minerais condutivos. As setas mostram o comportamento da curva de ferro e sulfeto em ambas as zonas. Da esquerda para direita tem-se: Track 1: Depth (m): Profundidade; Track 2: Subintervalos\_Poti; Track 3: GR: Raios Gama (gAPI) / HCAL: Cáliper (in); Track 4: RHOZ: Densidade ( $g/cm^3$ ) / NPOR: Neutrão (dec) / PEFZ: Fator Fotoelétrico; Track 5: Rt: Resistividade (ohm.m); Track 12: XRF: Fe% e XRF:S%. Fonte: Elaboração própria.

É possível observar os teores de Fe e S maiores na zona Rty. Mesmo com a ausência de dados no intervalo testemunhado, uma tendência é observada, indicadas nas setas na Figura 42.

Uma vez que o teor de pirita e a resistividade são fatores inversamente proporcionais, uma relação entre elas foi descrita:



Um teor de S/Fe normal X está para uma Resistividade normal

assim como

Um teor S/Fe alto Y está para uma Resistividade afetada

Onde:

- (1) **S/Fe normal X** – corresponde a teores baixos de Fe e S lidos em uma zona com Resistividade normal
- (2) **S/Fe alto Y** – corresponde a teores altos de Fe e S lidos em uma zona com Resistividade afetada
- (3) **Rt\_normal** – corresponde à Resistividade lida em um ponto onde não é afetada e apresenta valores normais
- (4) **Rt\_afetada** – corresponde à Resistividade lida no ponto onde é afetada e apresenta valores anômalos
- (5) **Fw** – fator de condutividade. Este fator serve como mediador entre as variáveis, pois embora a relação conceitual entre elas possa ser descrita de modo direto, matematicamente os resultados precisam ser mais elaborados. Ele é aplicado de modo a “descontar” a condutividade dada pela pirita e reverter a relação inversamente proporcional existente entre os termos da equação.

Os valores dos itens (1) e (3) foram extraídos do ponto 1435 m, escolhido por ser um ponto com resistividades esperada para fluido água em um arenito típico. Suas características são:

- Arenito “limpo” (GR = 59 API);
- É reservatório (está em uma zona de cruzamento do Densidade-Neutrão);
- Zona de água com a Resistividade normal ( $R_{twa} < 0,2 \text{ ohm.m}$ );
- Teores de ferro e sulfeto baixos ( $Fe = 7\%$ ;  $S = 1,1 \%$ ).

Para o cálculo desse termo, a razão S/Fe foi empregada, sendo considerada mais representativa do teor de pirita propriamente dito. Assim, S/Fe normal  $X = 1,1 \div 7 = 0,157$ .

Já a origem dos valores (2), (4) e (5) é:

- $R_{t\_afetada}$  é lida ponto a ponto no perfil;
- Os teores de ferro e sulfeto são calculados para intervalos de 3 metros; e para os valores do intervalo testemunhado, onde há ausência de amostras de calha, foi aplicada uma média.
- Fw é calculado a partir da substituição dos valores acima no desenvolvimento da “regra de três”.

$$Fw = \frac{S/Fe\_alto \ Y \ x \ 0,2}{R_{t\_afetada} \ x \ 0,157}$$

Além dos cálculos acima aplicados um segundo componente foi adicionado:

$R_{tx\_média} = 119,30 \text{ ohm.m}$ $R_{ty\_média} = 2,753 \text{ ohm.m}$	➔	$R_{tx\_média} - R_{ty\_média} = 116,547$
---	---	---

Uma vez que os valores da zona  $R_{tx}$  são tidos como “normais”, é possível conhecer a resistividade esperada para a zona  $R_{ty}$ , afetada. Desta forma, uma subtração das resistividades médias das zonas  $R_{tx}$  e  $R_{ty}$  foi feita e considerada nos cálculos de correção.

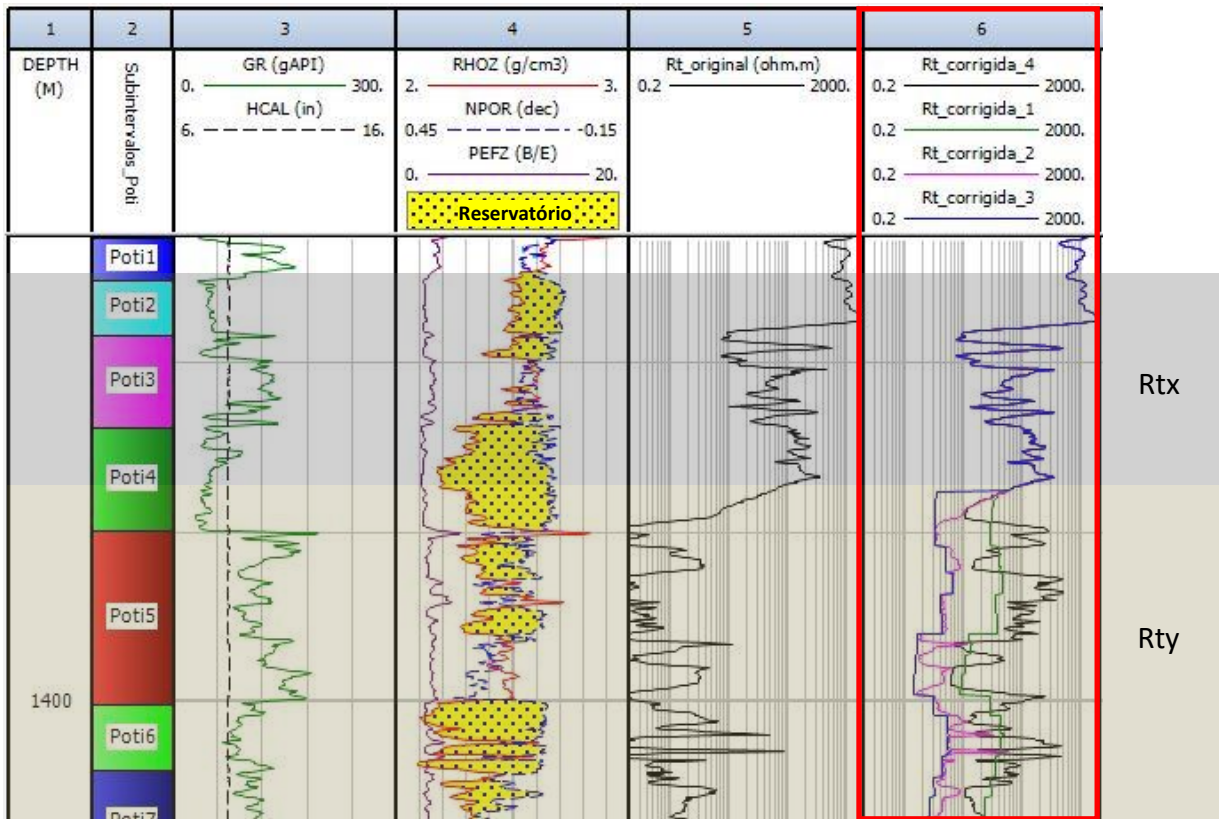
Os cálculos foram desenvolvidos em uma planilha Excel (Tabela 03) tendo sido feitos vários testes com valores e combinações de diferentes de equações. Em seguida foram convertidos em arquivo formato .txt e carregados no Trace como curvas (Figura 43). O melhor resultado para a  $R_{t\_corrigida}$  (Figura 44) foi obtido através da fórmula:  $R_{ty} + (116,547 \times Fw)$ .

A metodologia apresentada foi desenvolvida empiricamente e necessita de mais testes em outros poços, mas se mostrou eficiente para o caso de estudo e promissora para a aplicação em futuras avaliações. Como será demonstrado a seguir, o reservatório foi reavaliado a partir da resistividade corrigida e apresentou bons resultados quando comparados aos dados de porosidade da literatura e pasta de poço. Além disso, a saturação e o *netpay* encontrados também ficaram mais coerentes com o esperado para o reservatório Poti do poço 3-PGN-5-MA, havendo o controle de qualidade da avaliação a partir dos dados de gradiente de pressão e do cruzamento Densidade-Neutrão.

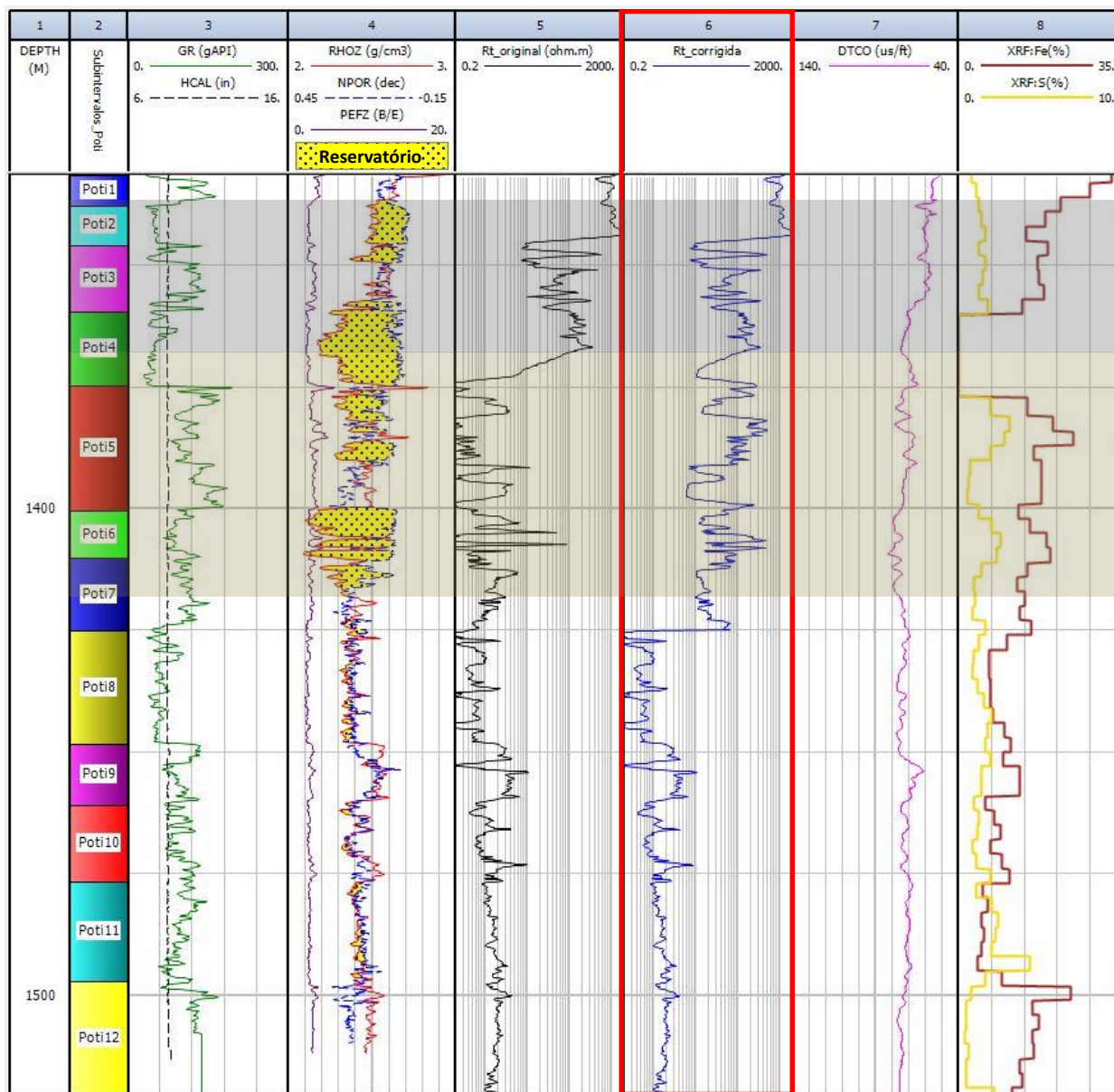
	A	B	C	D	E	F	G	H
1	DEPTH	AT90	Fm	Rt_corrigida_1	Rt_corrigida_2	Rt_corrigida_3	Rt_corrigida_4	
2				$(Rty+119,30)*Fm$	$Rty + (119,30)^{Fm}$	$(Rty + 119,30)^{Fm}$	S/Fe(%)	$Rty + (116,547*Fm)$
3	1369.060	50.793	0.245	41.602	54.013	3.512	0.096	51.354
4	1369.212	44.447	0.245	40.050	47.667	3.480	0.096	45.088
5	1369.365	37.470	0.245	38.344	40.691	3.443	0.096	38.231
6	1369.517	33.182	0.245	37.295	36.402	3.420	0.096	34.041
7	1369.670	30.321	0.245	36.595	33.541	3.404	0.096	31.261
8	1369.822	29.895	0.245	36.491	33.116	3.401	0.096	30.849
9	1369.974	24.917	0.245	35.273	28.137	3.373	0.096	26.061
10	1370.127	22.029	0.245	34.567	25.249	3.357	0.096	23.323
11	1370.279	17.780	0.245	33.528	21.000	3.332	0.096	19.383
12	1370.432	16.535	0.245	33.223	19.755	3.324	0.096	18.259
13	1370.584	15.860	0.245	33.058	19.081	3.320	0.096	17.658
14	1370.736	14.955	0.245	32.837	18.175	3.315	0.096	16.861
15	1370.889	12.681	0.245	32.281	15.901	3.301	0.096	14.929
16	1371.041	11.045	0.245	31.881	14.266	3.291	0.096	13.626
17	1371.194	9.945	0.245	31.612	13.166	3.284	0.096	12.811
18	1371.346	8.904	0.245	31.357	12.125	3.278	0.096	12.106
19	1371.498	8.184	0.245	31.181	11.404	3.273	0.096	11.667
20	1371.651	7.680	0.245	31.058	10.900	3.270	0.096	11.392
21	1371.803	7.269	0.245	30.957	10.489	3.267	0.096	11.190
22	1371.956	7.007	0.245	30.893	10.228	3.266	0.096	11.075
23	1372.108	6.878	0.245	30.861	10.098	3.265	0.096	11.022
24	1372.260	6.696	0.245	30.817	9.916	3.264	0.096	10.953
25	1372.413	6.437	0.245	30.753	9.657	3.262	0.096	10.865
26	1372.565	6.031	0.245	30.654	9.251	3.260	0.096	10.757

Rty

**Tabela 03:** Tabela do Excel onde foram feitos os cálculos de correção. Em seguida, uma curva foi gerada a partir dos resultados. No cabeçalho, destacado em vermelho, estão descritas algumas das fórmulas utilizadas. Fonte: Elaboração própria.



**Figura 43:** Imagem do IP com os perfis do poço 3-PGN-5-MA. As várias curvas corrigidas, geradas no Excel a partir das fórmulas testadas, foram plotadas no track 6, destacado em vermelho. Da esquerda para direita tem-se: Track 1: Depth (m): Profundidade; Track 2: Subintervalos\_Poti; Track 3: GR: Raios Gama (gAPI) / HCAL: Cáliper (in); Track 4: RHOZ: Densidade (g/cm<sup>3</sup>) / NPOR: Neutrão (dec) / PEFZ: Fator Fotoelétrico; Track 5: Rt: Resistividade original (ohm.m); Track 6: Rt: Resistividades corrigidas (ohm.m). Fonte: Elaboração própria.



**Figura 44:** Imagem do IP com os perfis do poço 3-PGN-5-MA com destaque para a Resistividade corrigida, escolhida como o melhor resultado para a correção. Da esquerda para direita tem-se: Track 1: Depth (m): Profundidade; Track 2: Subintervalos\_Poti; Track 3: GR: Raios Gama (gAPI) / HCAL: Cáliper (in); Track 4: RHOZ: Densidade (g/cm<sup>3</sup>) / NPOR: Neutrão (dec) / PEFZ: Fator Fotoelétrico; Track 5: Rt: Resistividade original (ohm.m); Track 6: Rt: Resistividade corrigida (ohm.m); Track 7: DTCO: Sônico (us/ft); Track 8: XRF: Fe% e XRF:S%. Fonte: Elaboração própria.



## 6.5 Avaliação do reservatório e comparação de resultados

A curva de Resistividade corrigida, que apresentou os resultados mais coerentes, foi utilizada na reavaliação seguindo-se o fluxo descrito a seguir. Várias equações e parâmetros, combinados de modos diferentes, foram testados a fim de encontrar o melhor modelo petrofísico. Abaixo segue o desenvolvimento escolhido após os testes e, ao final, foi feita a comparação entre a avaliação com a resistividade original e a resistividade corrigida. Esta etapa foi executada no IP.

### 6.5.1 Avaliação do reservatório

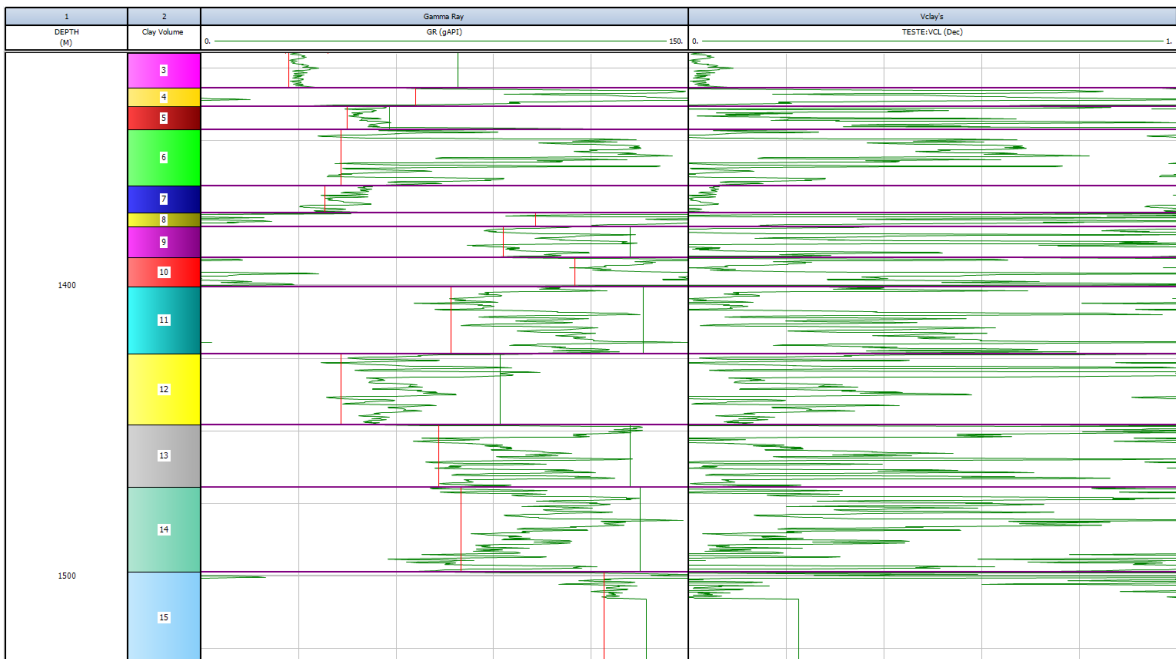
#### 1) Cálculo do Volume de Argila

O cálculo do volume de argila ( $V_{clay}$ ) é o primeiro passo. O *input* para os cálculos foi o perfil de Raios Gama. Valores de  $GR_{máximo}$  e  $GR_{mínimo}$  são retirados do perfil, dados por médias a partir de linhas-base indicadas pelo intérprete, nos pontos mais “sujos” e mais “limpos” do reservatório respectivamente, e funcionam como parâmetros de entrada para a fórmula

Segundo Nery (2004), inicia-se com a identificação de uma zona de alta argilosidade e uma linha média de folhelho (LBF) é traçada, ou seja, onde se encontram os valores de referência para argilosidade máxima do intervalo. A LBF contém a média entre as leituras máximas verificadas e o valor encontrado é chamado de  $GR_{máximo}$ . O mesmo é feito para os valores mínimos lidos, assinalando os “pontos mais limpos” observados para o intervalo a partir dos picos de menor radioatividade medida pela ferramenta, isto é, aqueles considerados como referência para os litotipos livres de conteúdo argiloso, e esta medição é denominada  $GR_{mínimo}$  (Figura 45). Por meio das duas variáveis mencionadas ( $GR_{máximo}$  e  $GR_{mínimo}$ ) é possível obter o índice de raios gama ou índice de argilosidade (IGR) (Eq. 1).

$$V_{clay} = I_{GR} = \frac{GR_{log} - GR_{min}}{GR_{max} - GR_{min}} \quad (\text{Eq. 1})$$

O  $GR_{log}$  é o valor do ponto de interesse medido no perfil.



**Figura 45:** Imagem do IP da etapa onde as linhas base para folhelho e arenito, de cada intervalo, são indicadas para o *software* para *input* nos modelos matemáticos de cálculo de argilosidade. Fonte: Elaboração própria.

IQR, também chamado de Equação Linear, tende a fornecer um valor de argilosidade maior e, portanto, pessimista, pois ao indicar uma radioatividade mínima para o intervalo não necessariamente significa ser uma litologia isenta de argila factualmente, gerando um resultado maior na curva de Vclay.

Mas esta equação é importante por ser retirada de dados do próprio poço e é sempre base para as outras equações que corrigem o volume de argila uma vez que o caso linear gera, como dito, o IQR, utilizado nas demais fórmulas que se prestam à correção.

Nesse sentido, para o cálculo de argilosidade (Vclay) foram testados os métodos Larionov e Clavier, que apresentaram resultados similares, e por fim Larionov (Eq. 2) foi escolhida pela idade das rochas para os cálculos de saturação.

$$V_{clay} = 0.083(2^{3.7I_{GR}} - 1)$$

(Eq. 2)

Vale ressaltar que, como a literatura cita arenitos subarcoseanos na Formação Poti e de fato a presença de caulim, resultado da alteração de feldspatos, foi observada nas amostras de calha, o cálculo de argilosidade pelo método Densidade-Neutrão foi testado, mas não mostrou bons resultados, provavelmente devido à presença de gás, dando argilosidade superestimada, incoerente com os demais dados.

## 1) Cálculo de Porosidade

Inicialmente, a porosidade total é calculada através de cada um dos perfis de porosidade – Densidade, Neutrão e Sônico. Os dados de argilosidade são posteriormente utilizados na correção desta porosidade para obtermos a porosidade efetiva ou corrigida.

Para esta avaliação utilizou-se a porosidade-densidade e porosidade neutrônica, conforme descrito abaixo.

### ➤ Porosidade-densidade:

O valor utilizado foi de 2,65g/cm<sup>3</sup> pois trata-se de valor padrão, coerente com a matriz da rocha que é basicamente formada por quartzo. Para a densidade do fluido utilizou-se 1,1 g/cm<sup>3</sup> conforme encontrado na pasta de poço, então a fórmula abaixo é aplicada (Eq. 3):

$$\Phi_{den} = \frac{\rho_{ma} - \rho_b}{\rho_{ma} - \rho_f} \quad (\text{Eq. 3})$$

Onde:

$\rho_{ma}$  = densidade da matriz

$\rho_b$  = densidade lida no ponto

$\rho_f$  = densidade do fluido de perfuração

Para a correção da porosidade-densidade foi usada a equação (Eq.4):

$$\Phi_{DC} = \Phi_D - \Phi_{DSH} \cdot V_{SH}$$

(Eq. 4)

Onde:

$\Phi_{DC}$  = porosidade-densidade corrigida pela argilosidade

$\Phi_D$  = porosidade lida no ponto diretamente do perfil de densidade

$\Phi_{DSH}$  = porosidade aparente do “folhelho” de referência do intervalo avaliado

$V_{SH}$  = volume de argila corrigido do ponto

➤ Porosidade-neutrônica:

Para o cálculo da porosidade neutrônica foi utilizada a fórmula aplicada diretamente, ou seja, que não demanda correção (Eq.5):

$$\Phi_{NC} = \Phi_N - \Phi_{NSH} \cdot V_{SH}$$

(Eq. 5)

Onde:

$\Phi_{NC}$  = porosidade neutrônica corrigida pela argilosidade

$\Phi_N$  = porosidade lida no ponto diretamente no perfil Neutrão

$\Phi_{NSH}$  = porosidade aparente do “folhelho” de referência do intervalo avaliado

$V_{SH}$  = volume de argila corrigido do ponto

➤ Porosidade Gaymard & Poupon (1970)

Como o reservatório em foco é portador de gás e precisa de correção para o efeito do gás sobre os perfis (*gaseffect*), uma média ponderada é aplicada nas curvas de porosidade corrigida a partir dos perfis Densidade e Neutrão (Eq.6). Esta é a curva de porosidade efetivamente utilizada nos cálculos de saturação a seguir.

$$\Phi_{DN} = \sqrt{\frac{\Phi_{Dc}^2 + \Phi_{Nc}^2}{2}}$$

(Eq. 6)

Onde:

$\emptyset_{DN}$  = porosidade densidade-neutrão, para gás

$\emptyset_{NC}$  = porosidade neutrônica corrigida pela argilosidade

$\emptyset_{DC}$  = porosidade-densidade corrigida pela argilosidade

## 2) Curva de saturação de água

O cálculo de saturação contemplou 02 (duas) equações: Archie e Simandoux. Entretanto, Simandoux apresentou o melhor resultado. Isto ocorre pois, segundo Nery (1990), saturações calculadas através da equação de Archie são usadas preferencialmente em volume de argilosidade baixos, ou seja, para arenitos “limpos”, pois supõe que o único condutor na rocha é a água. Mas com o aumento da argilosidade do reservatório aumenta também o CTC do meio, devido aos grãos ionizados dos argilominerais.

Segundo Contreras *et al.* (2012), uma equação típica usada para o cálculo de saturação de água é a equação de Simandoux (Eq. 7), que se ajusta bem à Fm. Poti devido a quantidade de argilosidade no reservatório e intercalações com folhelhos, pois imprime maior peso a argilosidade presente.

$$S_w = \frac{a \cdot R_w}{2 \cdot \phi^m} \cdot \left[ \sqrt{\frac{4 \cdot \phi^m}{a \cdot R_w \cdot R_t} + \left(\frac{V_{sh}}{R_{sh}}\right)^2} - \frac{V_{sh}}{R_{sh}} \right] \quad (\text{Eq. 7})$$

Onde:

$S_w$  = saturação de água

$R_w$  = resistividade da água que satura a rocha

$R_t$  = resistividade verdadeira da Formação

$a$  = coeficiente litológico

$m$  = fator de cimentação

$\emptyset$  = porosidade

$V_{sh}$  = volume de argilosidade

$R_{sh}$  = resistividade do folhelho.

O fator de correção aplicado à curva de Resistividade objetivou corrigir a presença de pirita, e considerou algum teor de ferro correspondente aos

argilominerais, mas a correção para a argilosidade do reservatório foi de fato feita através do uso desta equação. Outros modelos matemáticos poderiam exibir resultados melhores, como Wax-Smith e Dual Water, mas ambos demandando dados laboratoriais não acessíveis ao presente estudo.

Apesar de alguns intervalos com argilosidade média inferior à 20%, o que permitiria a utilização da equação de Archie, Simandoux ainda é a mais recomendável pois considera que não só a água é o condutor, mas também os argilominerais.

### **3) Estimativa do *netpay***

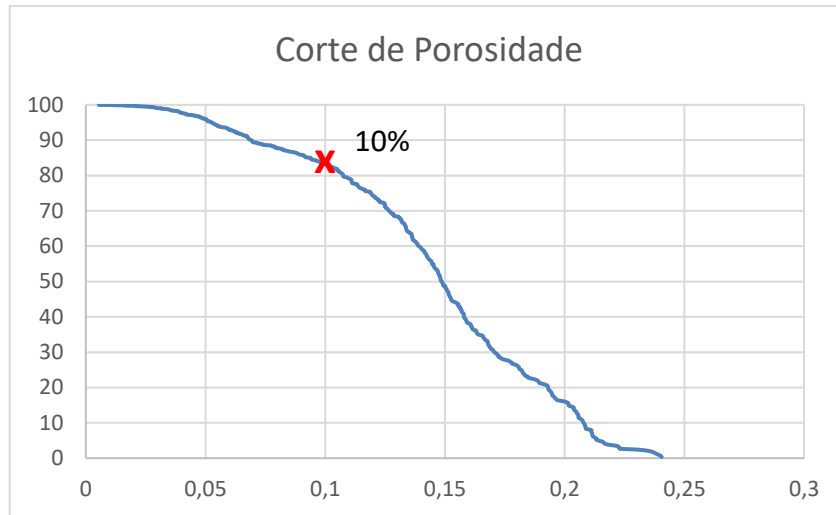
Segundo o Dicionário do Petróleo, *netpay* é a espessura do reservatório portadora de condições permoporosas favoráveis à exploração que, dentro de parâmetros preestabelecidos como porosidade, argilosidade e saturação de água, armazena hidrocarboneto em quantidade economicamente viável,

Para a estimativa do *netpay* foram aplicadas como *input* as curvas calculadas nos itens anteriores e os *cutoffs* assumidos foram:

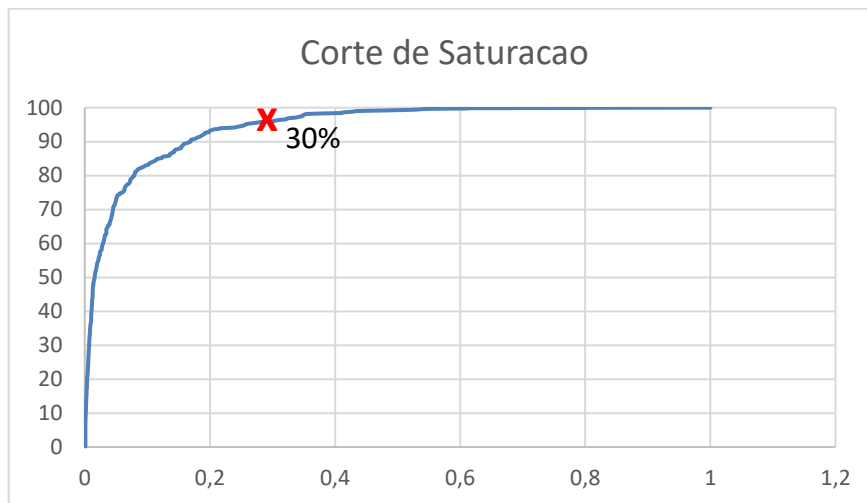
- Argilosidade = até 70%.
- Porosidade = acima de 10%.
- Saturação de água = até 30%.

Os valores de corte são subjetivos, ficando a critério do intérprete, mas para a escolha dos mesmos, neste estudo, foi utilizada a metodologia proposta no trabalho de Lalanne *et al.* (2004) que fornece os *cutoffs* com base nos dados de porosidade corrigida, saturação e argilosidade do próprio poço plotados em gráficos onde o ponto de inflexão da linha corresponde ao ponto de corte (Gráficos 10, 11 e 12).

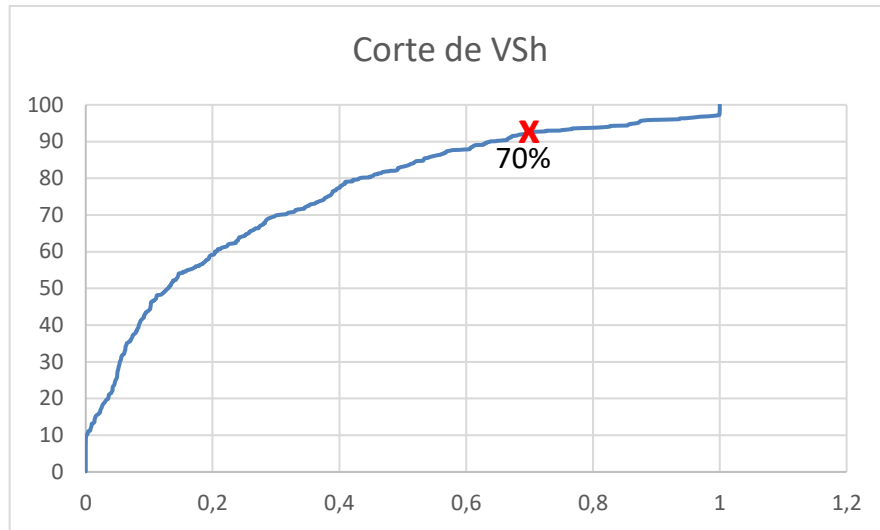
Vários parâmetros de corte foram testados, principalmente o de argilosidade que foi considerado alto a priori. Contudo, como o reservatório é argiloso e o fluido é gás, este valor de *cutoff* pode permitir a produção, com base na literatura.



**Gráfico 10:** Gráfico indicando o *cutoff* de porosidade. Fonte: Lalanne *et al.* (2004).



**Gráfico 11:** Gráfico indicando o *cutoff* de saturação de água. Fonte: Lalanne *et al.* (2004).



**Gráfico 12:** Gráfico indicando o *cutoff* de volume de argila (Vclay). Fonte: Lalanne *et al.* (2004).

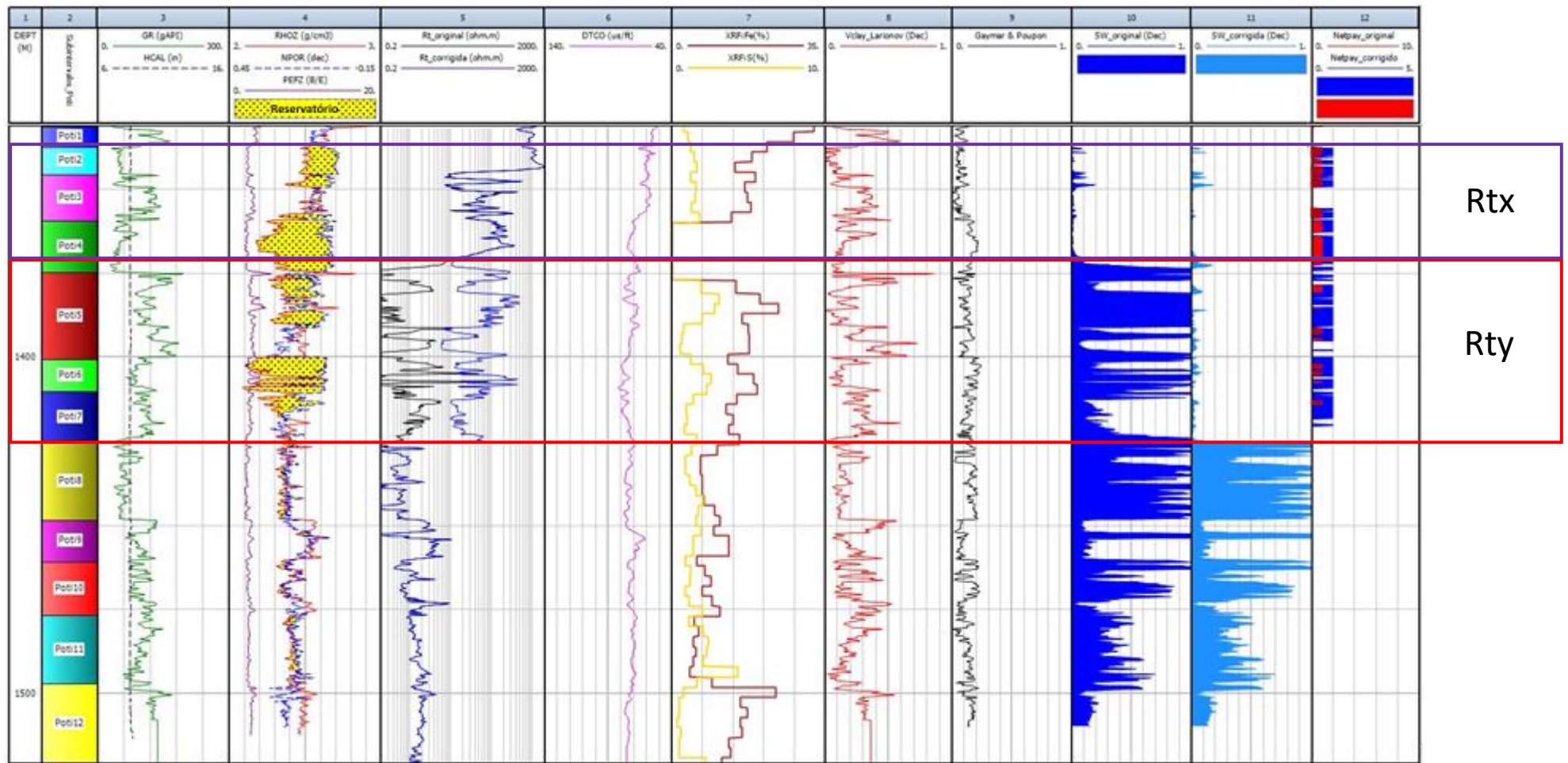
### 6.5.2 Comparação de resultados

A Figura 46 mostra o resultado da avaliação com as curvas de Resistividade original e corrigida.

Os resultados de saturação (*tracks* 10 e 11) e *netpay* (*track* 12) puderam ser comparados entre si, mostrando um ganho de reservatório quando utilizada a  $R_{t\_corrigida}$  na zona afetada ( $R_{ty}$ ). Este resultado tem respaldo e mostrou-se coerente com o cruzamento Densidade-Neutrão e o gráfico de gradiente de pressão, pelos quais foram identificados o intervalo reservatório originalmente.

Vale a pena ressaltar ainda que a saturação alcançada com a resistividade corrigida na zona  $R_{ty}$  ficou bem similar da saturação para a resistividade não corrigida na zona  $R_{tx}$ .





**Figura 46:** Imagem com os perfis do poço 3-PGN-5-MA no IP. Da esquerda para direita tem-se: Track 1: Depth (m): Profundidade; Track 2: Subintervalos\_Poti; Track 3: GR: Raios Gama (gAPI) / HCAL: Cáliper (in); Track 4: RHOZ: Densidade (g/cm<sup>3</sup>) / NPOR: Neutrão (dec) / PEFZ: Fator Fotoelétrico; Track 5: Rt: Resistividade original (preta) e corrigida (azul) (ohm.m); Track 6: DTCO: Sônico (us/ft); Track 7: XRF: Fe% e XRF:S%; Track 8: Vclay\_Larionov: Argilosidade (%); Track 9: Gaymar & Poupon: Porosidade (%); Track 10: Sw\_original: saturação (%); Track 11: Sw\_corrigida: saturação (%); Track 12: Netpay\_original (vermelho) e Netpay\_corrigido (azul). Em destaque as zonas Rtx (normal) e Rty (corrigida). Fonte: Elaboração própria.

Os resultados podem ser observados também na tabela abaixo (Tabela 04), que traz os valores médios de cada Subintervalo Poti para as propriedades de reservatório: volume de argila, porosidade corrigida, saturação de água e *netpay*.

A porosidade encontrada variou de 6% a 18%, o que se aproxima do valor obtido nos dados da pasta de poço que dá uma porosidade média de 18%.

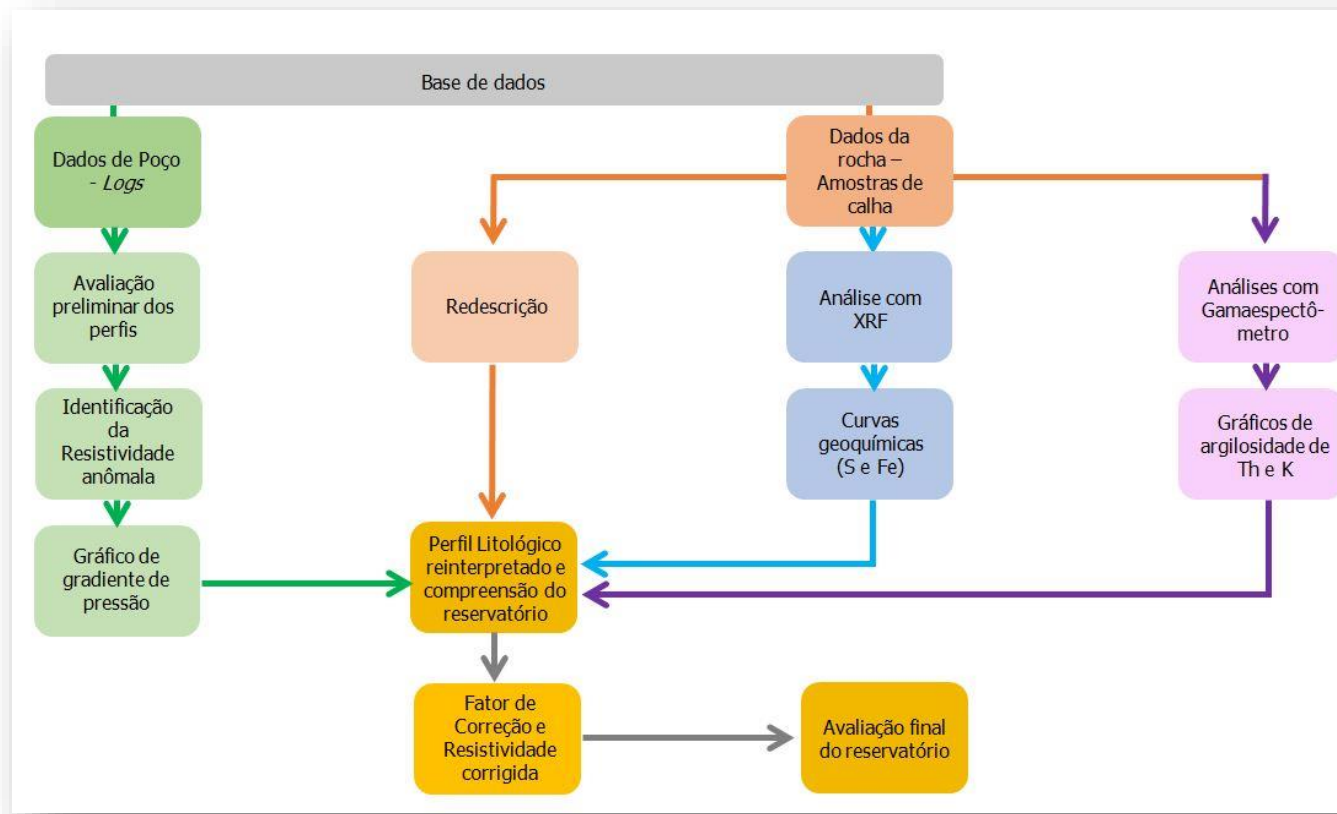
Subintervalo_Poti	Topo/Base (m)	Netpay_c	Netpay_orig	Sw_c	Sw_orig	Vclay	POR_c
Poti 1	1332.026	0.000	0.000	0.005	0.005	0.344	0.064
	1337.970						
Poti 2	1338.122	0.712	0.712	0.015	0.015	0.076	0.060
	1345.895						
Poti 3	1346.047	0.391	0.391	0.023	0.023	0.251	0.065
	1359.916						
Poti 4	1360.068	0.776	0.714	0.026	0.178	0.154	0.161
	1374.851						
Poti 5	1375.003	0.661	0.152	0.021	0.894	0.256	0.121
	1400.911						
Poti 6	1401.064	0.803	0.197	0.022	0.688	0.174	0.180
	1410.970						
Poti 7	1411.122	0.459	0.051	0.103	0.406	0.268	0.130
	1425.905						
Poti 8	1426.057	0.000	0.000	0.855	0.855	0.163	0.153
	1448.917						
Poti 9	1449.070	0.000	0.000	0.316	0.316	0.252	0.078
	1460.804						
Poti 10	1460.957	0.000	0.000	0.470	0.470	0.246	0.131
	1475.892						
Poti 11	1476.044	0.000	0.000	0.362	0.362	0.194	0.119
	1496.771						
Poti 12	1496.923	0.000	0.000	0.190	0.190	0.334	0.151
	1520.850						

**Tabela 04:** Tabela com os valores médios de Netpay\_corrigido, Netpay\_original, Saturação\_corrigida, Saturação\_original, Vclay (argilosidade) e Porosidade\_corrigida. Em destaque a zona da Resistividade corrigida. Fonte: Elaboração própria.

A aplicação da metodologia para a caracterização do problema e correção da resistividade, gerou bons resultados. Os cálculos de saturação puderam ser refeitos e foram alcançados melhores estimativas de *netpay*, coerentes com o cruzamento Densidade-Neutrão e o contato gás-água interpretado pelo gráfico de gradiente de pressão.

## 6.6 Proposta de um fluxo de trabalho para mitigar o problema

O fluxograma abaixo sintetiza o desenvolvimento proposto para a caracterização e correção do problema:



**Figura 47:** Fluxograma aplicado no poço 3-PGN-5-MA para a caracterização e correção do problema das baixas resistividades. Esse desenvolvimento pode ser replicado na avaliação de outros poços que apresentem o mesmo problema. Fonte: Elaboração própria.

## 7. CONCLUSÕES

Com o objetivo de caracterizar o reservatório da Formação Poti no poço 3-PGN-5-MA e entender o problema das resistividades anormalmente baixas para o intervalo portador de gás, a metodologia aplicada se mostrou eficiente, encontrando respaldo nas referências consultadas.

O fator de correção desenvolvido, visando melhorar os cálculos de saturação e, conseqüentemente, de *netpay* e gás *in place*, alcançou resultados interessantes, melhorando a estimativa de reservatório, mais coerente com cruzamento Densidade-Neutrão e o contato gás-água interpretado pelo gráfico de gradiente de pressão. Através da curva de resistividade o contato gás água foi interpretado em 1369m, o que foi posteriormente corrigido através da observação do cruzamento Densidade-Neutrão e o contato gás-água interpretado pelo gráfico de gradiente de pressão, alocado em 1418m. Houve um ganho de 49 metros de reservatório com gás.

A partir da redescrição das amostras de calha um perfil litológico detalhado pôde ser gerado e ficou evidente que a Fm. Poti no poço em questão é bem mais argilosa do que o inicialmente descrito no perfil litológico original.

A correlação rocha-perfil foi fundamental na compreensão do reservatório Poti e a análise integrada dos dados permitiu a individualização do mesmo em 12 subintervalos com base na análise combinada das descrições das amostras de calha, dos perfis e dados geoquímicos. Na análise dos dados constatado que o reservatório Poti, portador de gás, pode ser dividido em duas zonas: uma zona superior onde a resistividade não é afetada ( $R_{tx}$ ) e uma zona inferior ( $R_{ty}$ ) que se encontra afetado por argilominerais condutivos e piritização.

Os argilominerais caulinita e esmectita puderam ser identificados através do gráfico de dispersão de Th e K. Já a piritização foi interpretada como tendo duas origens: a) diagenética: encontrando-se em teores inferiores a 1%, insuficientes para impactar os perfis; b) framboidal: ocorrendo na microporosidade dos folhelhos em substituição da matéria orgânica é o que de fato afeta a Resistividade somando-se ao efeito dos argilominerais identificados no estudo.

Constatou-se que a presença de pirita está intrinsecamente associada à percolação de fluido hidrotermais oriundos do magmatismo Mosquito e Sardinha, que disponibilizou ferro para a nucleação da pirita.

A zona com os maiores teores de ferro apresenta os maiores problemas no comportamento dos perfis, sobretudo na curva de resistividade e, com os dados de S e Fe, um fator de correção foi proposto. Este fator de correção permitiu a elaboração de uma curva de resistividade corrigida, utilizada na avaliação final do reservatório gerando redução significativa na saturação de água e acentuado ganho de *netpay* na zona corrigida.

O fluxograma de avaliação para reservatórios com resistividades anormalmente baixas proposto no presente estudo mostrou-se eficiente e, embora recomende-se mais testes para as técnicas utilizadas, acredita-se que possa replicado em outros poços na área do Parque dos Gaviões.

## 8. REFERÊNCIAS

ABELHA, M. Seminário Técnico Ambiental: Bacia do Parnaíba. In: Seminário Técnico Ambiental da 12ª Rodada de Licitações da ANP, 2013, Rio de Janeiro. Apresentação, Rio de Janeiro: ANP, 2013. Disponível em: [http://www.brazil-rounds.gov.br/round\\_12/portugues\\_R12/seminarios.asp/](http://www.brazil-rounds.gov.br/round_12/portugues_R12/seminarios.asp/).

AGUIAR, G. A. Revisão geológica da bacia paleozoica do Maranhão. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25., 1971, São Paulo. Anais. São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1971. v. 3, p.113-122.

ALMEIDA, F. F. M.; CARNEIRO, C. D. R. Inundações marinhas fanerozóicas no Brasil e recursos minerais associados. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C. D. R.; BRITO-NEVES, B. B. (Org.). Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo: Beca, 2004. p.43-58.

ALVES, G. E. ANÁLISE PETROFÍSICA E MODELAGEM DA VELOCIDADE CISALHANTE EM UM POÇO NO CAMPO DE ATLANTA DA BACIA DE SANTOS, BRASIL. Universidade Federal Fluminense. 2019.

ARAI, Mitsuru. Aptian/Albian (Early Cretaceous) paleogeography of the South Atlantic: a paleontological perspective. *Brazilian Journal of Geology*, v. 44, n. 2, p. 339-350, 2014.

ARAÚJO L.M., TRIGÜIS J.A., CERQUEIRA J.R. & FREITAS L.C. DA S. 2000. The Atypical Permian Petroleum System of the Paraná Basin, Brazil. In: Mello M.R. & Katz B.J. (eds.) *Petroleum Systems of South Atlantic Margins*. AAPG Memoir, 73:377-402.

ASQUITH, G. B., Log evaluation of shaly sandstones: a practical guide. Series #31. AAPG. Tulsa, Oklahoma, 1992. p.5-15.

ASSINE, Mario Luis et al. Comments on paper by M. Arai" Aptian/Albian (Early Cretaceous) paleogeography of the South Atlantic: a paleontological perspective". Brazilian Journal of Geology, v. 46, n. 1, p. 3-7, 2016.

BAHIA, R.B.C. et al. 2006. Revisão Estratigráfica da Bacia dos Parecis –Amazônia. Revista Brasileira de Geociências, 4(36): 692-703.

BATES, R. L. & JACKSON, J.A. (1980). – Glossary of Geology. American Geol. Institute, Falls Church, Virginia.

BELLIENI, G. et al. 1990. Low-and high TiO<sub>2</sub>, Mesozoic tholeiitic magmatism of the Maranhão basin (NE-brazil) - K–Ar age, geochemistry, petrology, isotope characteristics and relationships with Mesozoic low- and high TiO<sub>2</sub> flood basalts of the Paraná Basin (SE-Brazil). Neues Jahrbuch Mineralogischer Abhandlungen, 162:1-33.

BIZZI, L. *et al.* Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: texto, mapas e SIG. Brasília: CPRM, 2003. 674p.il.1DVDanexo.

BUENO, G.V., Diacronismo de eventos no rifte Sul-Atlântico, Boletim de Geociências da Petrobras, Rio de Janeiro, v. 12, n. 2, p. 203-229, maio/nov, 2004.

CAPUTO, M. V. Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology and paleogeography of Northern Basins of Brazil. 1984. 586 p. Thesis (Doctorate) - University of Califórnia, Santa Bárbara, 1984.

CAPUTO, Mário Vicente; IANNUZZI, R.; FONSECA, Vera Maria Medina. Bacias sedimentares brasileiras: Bacia do Parnaíba. Phoenix, v. 81, p. 1-6, 2005.

CAPUTO, M. V.; REIS, D. E. S.; BARATA, C. F.; PEREIRA, L. C. 2006. Evolução tectônica da Bacia do Parnaíba: qual a influência das orogenias? In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 6., 2006, Manaus. Anais. Manaus: Sociedade Brasileira de Geologia, 2006. 1 CD-ROM.

CASTELO BRANCO, R. M. G.; MARTINS, G.; OLIVEIRA, D. C.; CASTRO, D. L. Características gerais do quimismo mineral associado ao magmatismo kimberlítico na bacia sedimentar do Parnaíba. In: SIMPÓSIO SOBRE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 2., 2002, Belém. Boletim de Resumos e Roteiro da Excursão. Belém: Universidade Federal do Pará, 2002. p. 78.

CASTRO, D.L.; FUCK, R.A.; PHILLIPS, J.D.; VIDOTTI, R.M.; BEZERRA, F.H.R.; DANTAS, E.L. 2014 Crustal structure beneath the Paleozoic Parnaíba Basin revealed by airborne gravity and magnetic data, Brazil, *Tectonophysics* 614, 128-145.

CLAVIER, C. et al. Effect of pyrite on resistivity and other logging measurements. In: SPWLA 17th annual logging symposium. Society of Petrophysicists and Well-Log Analysts, 1976.

COLEMAN, J.M.; PRIOR, D.B. - 1980 - Deltaic sand bodies. Tulsa, American Association of Petroleum Geologists. 171p. (American Association of petroleum Geologists Education Course Note Series I5).

CONTRERAS, S. A. C.; CASTRO, J., C., Metodologia para determinar parâmetros petrofísicos de corte em um campo de petróleo: o caso Socororo, Bacia do Oriente, Venezuela, *Revista da Escola de Minas*, 65(3), pág. 305-312, Ouro Preto, Minas Gerais, 2012.

CORDANI U, G.; PIMENTEL M. M.; ARAÚJO C. E. G.; FUCK R. A. 2013. The significance of the Transbrasiliiano-Kandi tectonic corridor for the amalgamation of West Gondwana, *Braz. J. Geol.*, São Paulo, 43(3): 583-597, September 2013 P. 586-589, 593.

CORDANI, U.G.; BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R.A.; PORTO, R.; THOMAZ FILHO, A.; CLINHA, F.M.B. da -1984 - Estudo preliminar de integração do Pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. *Ciência, Técnica, Petróleo. Seção Exploração do Petróleo*, v. 15, p.20-27.



CUNHA, F.M.B. Evolução paleozóica da bacia do Parnaíba e seu arcabouço tectônico.1986. 107p. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

CRUZ, W.B.; ABOARRAGE, A.M.; SANTOS, M.E.C.M. - 1973 - projeto Carvão da Bacia do Parnaíba -Relatório de progresso das etapas II e III. Recife, DNPM-CPRM.

DELLA FÁVERA, J.C.; ULIANA, M.A. - 1979 - Bacia do Maranhão – Possibilidades para treinamento em fácies e ambientes sedimentares. Rio de Janeiro, Petrobrás. v. I. (relatório interno).

DELLA FÁVERA, J.C. - 1980 - Reconhecimento de novas fácies e ambientes deposicionais da Bacia do Parnaíba. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA,31., Camboriú, 1980. Resumos. Camboriú, SBG. p.357.

DELLA FÁVERA, J. C. Tempestitos na Bacia do Parnaíba. 1990. 560 p. Tese (Doutorado) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1990.

ELLIS, D. V., SINGER, J. M. Well Logging for Earth Scientists, Second Edition, Editora: Springer, Dordrecht, Holanda, 2008.

EVENICK, J., Introduction to well logs and subsurface maps, Editora: Pennwell, Oklahoma, EUA, 2008.

FERNANDES, R.F. 2011, Estudo da evolução termomecânica da Bacia do Parnaíba/ Regina Freitas Fernandes. – Rio de Janeiro:UFRJ/COPPE, 2011.

FERRAZ, N. C., Análise estratigráfica da sequência Mesodevoniana-Eocarbonífera da Bacia do Parnaíba, Nordeste do Brasil, Dissertação de Mestrado UFRN-Natal, 2015.

FERREIRA, A.L., Bacia do Parnaíba, Semiário Técnico, Superintendência de Definição de Blocos, Rodada 15 Concessões de Petróleo e Gás, ANP, 2018.

FONDOR, R. V.; Sial, A.N.; Mukasa, S.B. & McKee, E.H. 1990. Petrology, isotope characteristics, and K-Ar ages of the Maranhão, northern Brazil, Mesozoic basalt province. *Contr. Mineral. and Petrol.*, 104(5): 555-567.

GÓES, A. M. A formação potí (carbonífero inferior) da Bacia do Parnaíba. 1995. 172 p. Tese (Doutorado) - Universidade de São Paulo, São Paulo, 1995.

GÓES, A. M. O.; FEIJÓ, F. J. Bacia do Parnaíba. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, v. 8, n. 1, p. 57-68, jan./mar. 1994.

GLOVER, P. The Litho Density Log: Chapter XIV. [S.l.], 2014.

GOULART, J. P. M., Caracterização de chaminés de gás nas bacias do Parnaíba, Paraná e Tacutu: uma nova ferramenta exploratória / José Paulo de Melo Goulart. - 2019. 102f.: il.

HOLMES, Michael; HOLMES, Antony; HOLMES, Dominic. A Petrophysical Model to Quantify Pyrite Volumes and to Adjust Resistivity Response to Account for Pyrite Conductivity. 2013.

KLAJA, Jolanta; DUDEK, Lidia. Geological interpretation of spectral gamma ray (SGR) logging in selected boreholes. *Nafta-Gaz*, v. 72, n. 1, p. 3-14, 2016.

LALANNE, Bruno JP et al. Impacts of petrophysical cut-offs in reservoir models. In: SPE Annual Technical Conference and Exhibition. Society of Petroleum Engineers, 2004.

LEITE, J.F.; ABOARRAGE, A.M.; DAEMON, R.F. - 1975 - Projeto carvão da Bacia do Parnaíba -Relatório final das etapas II e III. Recife, DNPM/CPRM. 5v.

LIMA, E. A. M.; LEITE, J. F. Projeto estudo global dos recursos minerais da Bacia Sedimentar do Parnaíba: integração geológico-metalogenética: relatório final da etapa III. Recife: Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. 1978. 212 p.

LIMA, K. T. P. de. Utilização de Métodos Sísmicos, Perfilagem e Testemunho de Poços para Caracterização dos Turbiditos da Formação Urucutuca na Bacia de Almada (BA). Tese de Doutorado. Universidade Estadual do Norte Fluminense, UENF, 2006. p. 58.

LIMA, G. P. H. J. W. S. Origem, evolução e classificação das bacias sedimentares. *Phoenix*, v.5, n. 49, 2003.

MACHADO, J. P. de O., Avaliação do potencial para shale gas dos poços 1-OGX-77-MA e 1-OGX-110-MA da Formação Pimenteiras, Bacia do Parnaíba. Universidade Federal Fluminense. 2019.

MENDES, M.S. 2007. Análise estratigráfica do intervalo formacional Grajaú–Codó (Aptiano) da bacia do Parnaíba, NE do Brasil. Dissertação (Mestrado em Geologia), Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

MESNER, J. C.; WOOLDRIDGE, L. C. Estratigrafia das bacias Paleozóica e Cretácea do Maranhão. *Boletim Técnico da Petrobras*, Rio de Janeiro, v. 7, n. 2, p. 137-164, abr./jun.1964.

MILANI, E.J., THOMAZ FILHO, A. 2000. Sedimentary Basins of South America. In: CORDANI, U.G., MILANI, E.J., THOMAZ FILHO, A. CAMPOS, D.A. (eds.). *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, 31st. IGC, 389-449.

MILANI, E. J.; ARAÚJO, L. M. Recursos minerais energéticos: petróleo. In: BIZZI, L. A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R. M. & GONÇALVES, J. H. (eds.). *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil*, Brasília, CPRM, p. 541-576. 2003.

MILANI, E.; BRANDÃO, J.; ZALÁN, P.; GAMBOA, L. Petróleo na margem continental brasileira: geologia, exploração, resultados e perspectivas. *Brazilian Journal of Geophysics*, SciELO Brasil, v. 18, n. 3, p. 351–396, 2000.

MIZUSAKI, A. M. P.; THOMAZ FILHO, A. O magmatismo pós-paleozóico no Brasil. p.281-291. In:

MIRANDA, Frederico S. et al. Atypical igneous-sedimentary petroleum systems of the Parnaíba Basin, Brazil: seismic, well logs and cores. Geological Society, London, Special Publications, v. 472, n. 1, p. 341-360, 2018.

MIRANDA, F. S. Caracterização geológica da Formação Pimenteiras como potencial reservatório do tipo shale-gas (Devoniano da Bacia do Parnaíba). 2014. Tese de Doutorado. Dissertação (Mestrado em Geologia), Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

MORSE, J. W. Interactions of trace metals with authigenic sulfide minerals: implications for their bioavailability. Marine Chemistry, v. 46, p. 1-6, 1994.

NERY, G. G., Perfilagem Geofísica, HYDROLOG Serviços de Perfilagem Ltda, 2004.

NERY, G. G. (2000). Perfilagem geofísica aplicada à água subterrânea, In: CPRM, ed., Hidrogeologia Conceitos e Aplicações, vol. 1, cap. 4, pp. 227-240, Serviço Geológico do Brasil - CPRM, Rio de Janeiro, Brasil.

NERY, G. G., Perfilagem em Poço Aberto, Apostila do Curso de Engenharia de Petróleo, PETROBRAS, 1990.

NEUMANN E.R., PLANKE S., SØRENSEN A.M., 2003. Emplacement mechanisms and magma flows in sheet intrusions in sedimentary basins. In: Sill Emplacement-NFR Application, Oslo. VBPR Report, p. 1-10.

NOBRE, J. A. Interpretação paleodeposicional das Formações Poti e Cabeças com base em dados gamaespectrais obtidos em amostras de calha de poço na área do Parque do Gaviões, Bacia do Parnaíba. Universidade Federal Fluminense. 2019.

OLIVEIRA, B.R.; Corval, A.; Valente, S.C.; Silva, C.O.; Bauerfeldt, G.F. & Andrade, R.R. 2012. Princípios termodinâmicos e sua aplicabilidade preliminar no estudo térmico em sistemas petrolíferos atípicos na bacia do solimões. In: 46° CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 2012, Santos. Boletim de Resumos do 46° Congresso Brasileiro de Geologia. Santos: SBG-SP, 2012.

OLIVEIRA, D. C.; MOHRIAK, W. U. Jaibaras Trough: an important element in the early tectonic evolution of the Parnaíba interior sag Basin, Northeastern Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, Guildford, v. 20, p. 351-383. 2003.

PRAXEDES, I.F. Lineamento Transbrasiliano, Contribuição Aerogeofísica, Tectônica e Geocronológica no Setor Nordeste da Faixa Brasília, Dissertação de Mestrado N338 UNB-Brasília, 2015.

PILLAI, Paul et al. Advanced Formation Logging: A case study of revealing the true potential of a gas reservoir. In: SPWLA 56th Annual Logging Symposium. Society of Petrophysicists and Well-Log Analysts, 2015.

RICKARD, D.; SCHOONEM, M. A. A., LUTHER III, G. W. Chemistry of iron sulfides in sedimentary environments. In: VAIRAVAMURTHY, M. A., SCHOONEM, M. A. A. (Eds.) *Geochemical Transformation of Sedimentary Sulfur*. American Chemical Society Symposium Series, v. 612, n. 9, p. 168-193. 1995.

RICKARD, D. Kinetics of pyrite Formation by the H<sub>2</sub>S oxidation of iron(II) monosulfide in aqueous solution between 25 and 125°C: the rate equation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 61, p. 115-134. 1997.

RIDER, Malcolm H. *The geological interpretation of well logs*. 2011.

ROCHA, L. A. S., AZEVEDO, C. T., *Projeto de Poços de Petróleo: geopressões e assentamentos de colunas de revestimento*, Rio de Janeiro, Editora: Interciência, 2009.

RODRIGUES, R. A geoquímica orgânica na Bacia do Parnaíba. 1995. 226 p. Tese (Doutorado) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1995.

ROSSETTI, D. F.; GÓES, A. M.; ARAI, M. A passagem aptiano-albiano na Bacia do Grajaú, MA. In: ROSSETTI, D. F.; GÓES, A. M.; TRUCKENBRODT, W. (Ed.). O cretáceo na Bacia de São Luís-Grajaú. Belém: Museu Paraense Emilio Goeldi, 2001. p.101-117.

ROSSETTI, D. F.; TRUCKENBRODT, W.; SANTOS JUNIOR, A. E. Clima do cretáceo no meio-norte brasileiro. In: ROSSETTI, D. F.; GÓES, A. M.; TRUCKENBRODT, W. (Ed.). O cretáceo na Bacia de São Luís-Grajaú. Belém: Museu Paraense Emilio Goeldi, 2001. p. 67-76.

SACCO, T., SUSLICK, S. B., VIDAL, A. C., Modelagem Geológica 3D do Campo de Namorado Utilizando Dados de Perfilagem de Poços Verticais. Congresso Brasileiro de Pesquisa e Desenvolvimento em Petróleo e Gás, 4, Campinas, SP, 2007. p.3.

SAGEMAN, B.B. et al. A tale of shales: the relative roles of production, decomposition, and dilution in the accumulation of organic-rich strata, Middle - Upper Devonian, Appalachian basin. *Chemical Geology*, v.195, n.1, p.229-273, 2003.

SANTOS, M. E. C. M.; Paleontologia das bacias do Parnaíba, Grajaú e São Luís / Maria Eugênia de Carvalho Marchesini Santos [e] Marise Sardenberg Salgado de Carvalho. – Rio de Janeiro: CPRM Serviço Geológico do Brasil – DGM/DIPALE - 2009.215 p.

SANTOS, V. H.; Sequências Siluro-Devoniana e Eocarbonífera da Bacia do Parnaíba, Brasil, como análogos para a exploração de hidrocarbonetos. Tese (doutorado em geociências), Universidade Federal de Pernambuco. CTG. Geociências, 2005.

SERRA, O. & L., Well Logging – Data Acquisition and Applications. Ed. Serralog, Méry Corbon, França, 2004. cap. 1, 10, 26, 31.

SILVA, A. G. PETROGÊNESE DE TOLEÍTOS DE ALTO-TI E BAIXO-TI DAPORÇÃO ORIENTAL DA BACIA DO PARNAÍBA, NORDESTE DO BRASIL. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Rio de Janeiro. 2016.

SILVA, F. W. F. DFA e Análise de Agrupamento aplicadas ao Perfil Neutrônico em Poços de Petróleo. 2009. Dissertação (Mestrado em Ciências e Engenharia de Petróleo), Programa de Pós-Graduação em Ciências e Engenharia de Petróleo. Universidade Federal do Rio Grande do Norte. Natal-RN, Brasil.

SNEIDER, Robert M. Worldwide examples of low resistivity pay. 2003.

SURDAM, R.C.; BOESE, S.W.; CROSSEY, L.J. - 1984 - The chemistry of secondary porosity. In: M. DONALD. D.A.; SURDAM, R. c. (eds.) crasric diagenesis, Tulsa, American Association of Petroleum Geologists. p:127-150 (American Association of Petroleum Geologists Memoir).

THOMAZ FILHO, A., MIZUSAKI, A. M. P., ANTONIOLI, L., "Magmatismo nas Bacias Sedimentares e sua Influência na Geologia do Petróleo", Revista Brasileira de Geociências, v.38, n.15, pp. 128-137, junho, 2007.

TURNER, S., REGELONS, M., KELLEY, S., HAWKESWORTH, C., MANTOVANI, M.S.M.1994. Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision geochronology. Earth and Planetary Science Letters, 121:333-348.

UNDERSCHULTZ, J.; ELLIS, G.K.; HENNIG, A.; BEKELE, E.; OTTO, C. Estimating Formation Water Salinity from Wireline Pressure Data: Case study in the Vulcan sub-basin. The Sedimentary Basins of Western Australia 3: Proceedings of the Petroleum Exploration Society of Australia Symposium. 2002.

VAZ P.T., REZENDE V.G.A.M., WANDERLEY FILHO J.R., TRAVASSOS W.A.S.. 2007. Bacia do Parnaíba. Rio de Janeiro, Boletim de Geociências da Petrobrás, 15(2):253-263.

VETORAZZI, A.L.S. 2012. Caracterização Geológica dos Arenitos da Formação Cabeças (Devoniano) Na Borda Leste da Bacia do Parnaíba. Dissertação de Mestrado UFRJ/Igeo.

ZALÁN, P. V. Evolução fanerozóica das bacias sedimentares brasileiras. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C. R.; BRITO-NEVES, B. B. (Org.). Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo: Beca, 2004. p. 595-612.

ZEMBRUSCKI, S.G.; CHANG, H.K. 1989. "Gradiente geotérmico das bacias sedimentares brasileiras." Boletim de Geociências da Petrobras, Rio de Janeiro, 3 (3): 215-227.

WILKIN, R. T., BARNES, H. L., BRANTLEY, S. L. The size distribution of framboidal pyrite on modern sediments: Na indicator of redox conditions. *Geochemica et Cosmochimica Acta*, v. 60, n. 20, p. 3897-3912.

Websites:

AGÊNCIA NACIONAL DO PETRÓLEO. Disponível em:  
[http://www.anp.gov.br/doc/dados\\_estatisticos/Produção\\_de\\_Petroleo\\_bep](http://www.anp.gov.br/doc/dados_estatisticos/Produção_de_Petroleo_bep).

Dicionário do Petróleo. Disponível em: <http://dicionariodopetroleo.com.br/>

<http://www.eneva.com.br/nossos-negocios/exploracao-e-producao/>