



**UNIVERSIDADE FEDERAL FLUMINENSE**  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA E GEOFÍSICA  
MESTRADO EM GEOLOGIA E GEOFÍSICA

LUIZA FONSECA RIBEIRO

**INTERPRETAÇÃO PALEOAMBIENTAL E PALEODEPOSICIONAL DA SEÇÃO  
MESODEVONIANA/EOCARBONÍFERA DA BACIA DO PARNAÍBA, NA ÁREA DO  
PARQUE DOS GAVIÕES, ATRAVÉS DA INTEGRAÇÃO DE DADOS  
GEOQUÍMICOS, GEOLÓGICOS E GEOFÍSICOS**

Niterói,  
2023

**PÚBLICA**

LUIZA FONSECA RIBEIRO

**INTERPRETAÇÃO PALEOAMBIENTAL E PALEODEPOSICIONAL DA SEÇÃO  
MESODEVONIANA/EOCARBONÍFERA DA BACIA DO PARNAÍBA, NA ÁREA DO  
PARQUE DOS GAVIÕES, ATRAVÉS DA INTEGRAÇÃO DE DADOS  
GEOQUÍMICOS, GEOLÓGICOS E GEOFÍSICOS**

Dissertação de Mestrado submetida ao Programa de Pós-graduação em Dinâmica dos Oceanos e da Terra do Departamento de Geologia e Geofísica da Universidade Federal Fluminense como parte dos requisitos para a obtenção do título de Mestre.

ORIENTADOR

PROF. DR. ANTONIO FERNANDO MENEZES FREIRE

Niterói,

2023

**PÚBLICA**

LUIZA FONSECA RIBEIRO

**INTERPRETAÇÃO PALEOAMBIENTAL E PALEODEPOSICIONAL DA SEÇÃO  
MESODEVONIANA/EOCARBONÍFERA DA BACIA DO PARNAÍBA  
ATRAVÉS DA INTEGRAÇÃO DE DADOS QUÍMICOS, GEOLÓGICOS E  
GEOFÍSICOS**

Dissertação de Mestrado submetida ao Programa de Pós-graduação em Dinâmica dos Oceanos e da Terra do Departamento de Geologia e Geofísica da Universidade Federal Fluminense como parte dos requisitos para a obtenção do título de Mestre.

Aprovada em 22/09/2023.

**BANCA EXAMINADORA**

---

Prof. Dr. Antonio Fernando Menezes Freire (Orientador - GGO/UFF)

---

Prof. Dr. Cleverson Guizan Silva (GGO/UFF)

---

Prof. Dr. Marcos Klotz de Souza (Petrobras)

---

Dr. Filipe Vidal Cunha Santa Rosa Soares de Oliveira (Petrobras)

Niterói,

2023

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

R484i Ribeiro, Luiza Fonseca  
Interpretação Paleambiental e Paleodeposicional da  
Seção Mesodevoniana/Eocarbonífera da Bacia do Parnaíba, na  
Área do Parque dos Gaviões, Através da Integração de Dados  
Geoquímicos, Geológicos e Geofísicos. / Luiza Fonseca  
Ribeiro. - 2023.  
117 f.: il.

Orientador: Antonio Fernando Menezes Freire.  
Dissertação (mestrado)-Universidade Federal Fluminense,  
Instituto de Geociências, Niterói, 2023.

1. Fluorescência de Raios-X. 2. Químioestratigrafia. 3.  
Sequência Mesodevoniana-Eocarbonífera. 4. Bacia do  
Parnaíba. 5. Produção intelectual. I. Freire, Antonio  
Fernando Menezes, orientador. II. Universidade Federal  
Fluminense. Instituto de Geociências. III. Título.

CDD - XXX

Bibliotecário responsável: Debora do Nascimento - CRB7/6368

## **AGRADECIMENTOS**

A Deus, que tem me concedido a força essencial para continuar minha trajetória, a sabedoria para tomar as decisões certas e a coragem para encarar meus desafios mais complexos. Sem fé, perseverança e sem a certeza de que Deus está no controle eu nunca teria chegado até aqui sem desistir.

A minha família, Steph e amigos, por estarem ao meu lado nos momentos mais difíceis, por serem sempre o meu porto seguro e por compartilharem a alegria das minhas realizações. Agradeço por entenderem as horas dedicadas aos estudos e por sempre me incentivarem a continuar em busca do meu objetivo.

Aos meus orientadores Fernando e Filipe, que desde a graduação vem contribuindo enormemente com a minha formação. Serei eternamente grata por todo o tempo e esforço que investiram em me ajudar a alcançar meus objetivos acadêmicos e por terem sempre acreditado no meu potencial. Este mestrado não teria sido o mesmo sem o apoio e mentoreamento de vocês.

Aos meus colegas do Projeto Parnaíba, que ajudaram a tornar essa trajetória ainda mais especial. Um agradecimento especial a Bruna, Leo e Jorge, por todo o suporte na geração de dados fundamentais para o desenvolvimento deste projeto.

Por fim, agradeço a Petrobras, pelo patrocínio do nosso projeto e financiamento da minha bolsa de pesquisa, a Parnaíba Gás Natural (atual Eneva), pela doação das amostras de calha de poços à UFF, a Agência de Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis pela liberação de dados técnicos públicos a equipe do GIECAR pelo desenvolvimento do APPY, software utilizado neste trabalho.

*“A persistência é o menor caminho do êxito.”*

*- Charles Chaplin*

## RESUMO

Ribeiro, L. F. *Interpretação Paleoambiental e Paleodeposicional da Seção Mesodevoniana/Eocarbonífera da Bacia do Parnaíba, na Área do Parque dos Gaviões, Através da Integração de Dados Geoquímicos, Geológicos e Geofísicos*. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal Fluminense. Niterói, 2023.

A Espectrometria de Fluorescência de Raios-X (XRF) é um dos métodos mais utilizados e bem estabelecidos nos estudos da composição geoquímica de rochas e sedimentos. O presente trabalho traz a utilização desta técnica a fim de analisar a composição química total de amostras de calha dos poços 3-PGN-5-MA, 1-OGX-110-MA, 1-OGX-101-MA e 4-OGX-49-MA coletadas na área do Parque dos Gaviões, Bacia do Parnaíba. A partir da integração de dados geoquímicos e de perfis geofísicos a poço aberto, foi possível analisar a variação da composição mineralógica dos arenitos deltaicos das Formações Poti e Cabeças e caracterizá-los como arenitos quartzosos, feldspáticos, piritosos, cimentados, argilosos e/ou enriquecidos em minerais pesados. Além disso, uma interpretação paleoambiental e paleodeposicional foi proposta neste trabalho com base em *proxies* geoquímicas. As Formações Poti, Longá, Cabeças e Pimenteiras, na área do Parque dos Gaviões, foram divididas em unidades quimioestratigráficas distintas, a partir das razões elementares Si/Al, Si/Fe, K/Ca, Ti/Ca, V/(V+Ni), Y/P, Sr/Cu e Sr/Ca, em conjunto com os perfis a poço aberto, tendo sido realizada uma correlação entre os quatro poços. Esta integração mostrou ser uma ferramenta eficiente para este fim, conferindo maior robustez às interpretações estratigráficas, além de auxiliar na identificação de ciclos de maior aporte sedimentar e ciclos com maior produtividade marinha (eventos de afogamento). Este estudo traz a aplicação de uma metodologia prática, rápida e de baixo custo operacional utilizando amostras de calha, capaz de contribuir com estudos estratigráficos, paleoambientais e paleodeposicionais e sendo uma ferramenta bastante eficaz para o refinamento estratigráfico de zonas de interesse, correlação entre poços e o zoneamento intervalar de reservatórios.

**Palavras-chave:** Fluorescência de Raios-X; Quimioestratigrafia; Sequência Mesodevoniana-Eocarbonífera; Parque dos Gaviões; Bacia do Parnaíba.

## ABSTRACT

Ribeiro, L. F. (2023). *Paleoenvironmental and Paleodepositional Interpretation of the Mesodevonian/Eocarboniferous Section of the Parnaíba Basin, in the Park of the Hawks Area, Through the Integration of Geochemical, Geological and Geophysical Data*. [Master's Thesis, Fluminense Federal University].

X-Ray Fluorescence Spectrometry (XRF) stands out as an extensively employed and firmly established approach for investigating the geochemical composition of rocks and sediments. The following study aims to use this technique to analyze the total chemical composition of drill cuttings from four wells, 3-PGN-5-MA, 1-OGX-110-MA, 1-OGX-101-MA and 4-OGX- 49-MA, collected in the Park of the Hawks area, Parnaíba Basin. Through the integration of geochemical data and open-hole geophysical logs, an analysis was conducted to assess the variation of the mineralogical composition of the deltaic sandstones within Poti and Cabeças Formations, categorizing them as quartz-rich, feldspar-rich, pyrite-bearing, well-cemented, shaly and/or heavy metal-bearing sandstones. Beyond that, a paleoenvironmental and paleodepositional interpretation is proposed in this work based on geochemical proxies. Formations Poti, Longá, Cabeças, and Pimenteiras, in the Park of the Hawks area, were divided into different chemostratigraphic units, based on the elemental ratios Si/Al, Si/Fe, K/Ca, Ti/Ca, V/(V+Ni), Y/P, Sr/Cu, and Sr/Ca. Complementary data from open-hole logs was also incorporated and a correlation across the four wells could be made. This integration proved its efficacy for this purpose, providing greater robustness to stratigraphic interpretations, in addition to helping to identify cycles of greater sedimentary input and cycles of greater marine productivity (drowning events). This study brings the application of a practical, efficient, and cost-effective technique using drill cuttings, which serves as a highly effective tool for the stratigraphic refinement of zones of interest, establishment of well correlations and delineation of reservoir zones.

**Keywords:** X-Ray Fluorescence; Chemostratigraphy; Mesodevonian-Eocarboniferous Sequence; Parque dos Gaviões (“Hawks Park”); Parnaíba Basin.

# SUMÁRIO

<b>1. INTRODUÇÃO</b> .....	15
<b>2. OBJETIVOS</b> .....	17
2.1 Objetivos Principais.....	17
2.2 Objetivos Específicos.....	17
<b>3. ÁREA DE ESTUDO</b> .....	18
3.1 Bacia do Parnaíba.....	18
3.2 Área do Parque dos Gaviões.....	19
3.3 Evolução Tectonoestratigráfica.....	20
3.4 Arcabouço Estratigráfico.....	22
3.4.1 Sequência Siluriana.....	22
3.4.2 Sequência Mesodevoniana-Eocarbonífera.....	23
3.4.3 Sequência Neocarbonífera-Eotriássica.....	27
3.4.4 Sequência Jurássica.....	29
3.4.5 Sequência Cretácea.....	29
3.4.6 Rochas Ígneas.....	30
3.5 Histórico Exploratório.....	33
3.6 Sistemas Petrolíferos.....	34
<b>4. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA</b> .....	37
4.1 Amostras de Calha.....	37
4.2 XRF.....	38
4.2.1 Radiação Eletromagnética e Raios X.....	38
4.2.2 Radiação Característica e Fluorescência de Raios X.....	40
4.2.3 Análise de XRF.....	43
4.3 Químioestratigrafia.....	45
4.4 Elementos Químicos.....	46
4.5 <i>Proxies</i> Geoquímicas.....	48
4.5.1 Argilosidade.....	50
4.5.2 Input Terrígeno.....	50
4.5.3 Condições Redox.....	50
4.5.4 Fonte/Proveniência.....	51
4.5.5 Paleoclima.....	51
4.5.6 Paleosalinidade.....	52

4.6 Perfis Geofísicos de Poços.....	53
4.6.1 Raios Gama (GR).....	54
4.6.2 Resistividade.....	55
4.6.3 Densidade.....	56
4.6.4 Neutrão.....	57
4.6.5 Sônico.....	58
4.6.6 Caliper.....	59
<b>5. MATERIAIS E MÉTODOS.....</b>	<b>60</b>
5.1 Materiais.....	60
5.1.1 Amostras de Calha.....	60
5.1.2 XRF.....	64
5.1.3 Perfis Geofísicos.....	64
5.2 Métodos.....	65
5.2.1 Amostragem.....	65
5.2.2 Secagem.....	66
5.2.3 Análise de XRF.....	68
5.2.4 Exportação e Formatação dos Dados.....	69
5.2.5 Controle de Qualidade.....	70
5.2.6 Integração dos Dados.....	72
5.2.7 Químioestratigrafia.....	73
5.2.8 Correlação de Poços.....	73
<b>6. RESULTADOS E DISCUSSÕES.....</b>	<b>74</b>
6.1 Inferência da Mineralogia através de Dados Geoquímicos.....	74
6.2 Interpretação Paleoambiental e Paleodeposicional.....	85
6.3 Correlação dos Perfis de Poços e Zoneamento Estratigráfico.....	100
<b>7. CONCLUSÕES.....</b>	<b>108</b>
<b>8. REFERÊNCIAS.....</b>	<b>110</b>

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Mapa de localização da Bacia do Parnaíba e seus principais limites tectônicos. Fonte: Sumário Geológico, R13, ANP (2015).....	18
Figura 2 - Mapa de localização do Parque dos Gaviões e dos 5 campos atualmente em produção. Fonte: Calonio (2020).....	19
Figura 3 - Seção geológica esquemática da Bacia do Parnaíba mostrando as sequências deposicionais e as distribuições das soleiras nas rochas sedimentares. Fonte: Ciocari (2019).....	22
Figura 4 - Carta Estratigráfica da Bacia do Parnaíba. Fonte: Vaz <i>et al.</i> (2007).....	32
Figura 5 - Plays da Bacia do Parnaíba na área do Parque dos Gaviões associados aos principais sistemas petrolíferos. Fonte: Calonio (2020).....	36
Figura 6 - Propagação da radiação eletromagnética, em função dos campos elétrico (E) e magnético (M). Fonte: Meneses <i>et al.</i> (2012).....	38
Figura 7 - Modelo Atômico de Bohr. Fonte: Schlotz & Uhlig (2006).....	39
Figura 8 - Diagrama de Linus Pauling. Fonte: El Quimicus (2012).....	40
Figura 9 - Representação esquemática do mecanismo de Fluorescência de Raios X de um átomo de Ferro. Fonte: Potts (1987).....	42
Figura 10 - Funcionamento da XRF. Fonte: UNICOMP (2023).....	44
Figura 11 - Principais processos que controlam a composição química das rochas sedimentares. Fonte: Melo (2010).....	46
Figura 12 - Caixas contendo amostras de calha doadas à UFF.....	61
Figura 13 - Mapa de localização dos poços estudados na Área do Parque dos Gaviões, Bacia do Parnaíba.....	62
Figura 14 - Foto do equipamento XRF de bancada <i>Epsilon 1</i> . Fonte: Malvern Panalytical (2021) .....	64

Figura 15 - Fluxograma de Trabalho.....	65
Figura 16 - Processos de amostragem (A), lavagem (B) e armazenamento das amostras de calha em sacos tipo zip lock.....	66
Figura 17 - Etapa de secagem das amostras no liofilizador.....	67
Figura 18 - Etapa de secagem das amostras na estufa.....	67
Figura 19 - <i>Sample cup</i> com filme de prolene utilizado para as análises no XRF.....	68
Figura 20 - Espectro de XRF após leitura feita no equipamento.....	69
Figura 21 - Resultados do controle de qualidade das curvas de K, Rb, Ca, Sr, Al e K no poço 3-PGN-5-MA. Os pequenos quadrados amarelos indicam as leituras das duplicatas.....	70
Figura 22 - Resultados do controle de qualidade das curvas de K, Rb, Ca, Sr, Al e K no poço 1-OGX-110-MA. Os pequenos quadrados azuis indicam as leituras das duplicatas.....	71
Figura 23 - Resultados do controle de qualidade das curvas de K, Rb, Ca, Sr, Al e K no poço 4-OGX-49-MA. Os pequenos círculos azuis indicam as leituras das duplicatas.....	71
Figura 24 - Resultados do controle de qualidade das curvas de K, Rb, Ca, Sr, Al e K no poço 1-OGX-101-MA. Os pequenos círculos azuis indicam as leituras das duplicatas.....	72
Figura 25 - Classificação dos arenitos da Formação Poti a partir das variações dos perfis geoquímicos no poço 3-PGN-5-MA.....	75
Figura 26 - Classificação dos arenitos das Formações Poti e Cabeças a partir das variações dos perfis geoquímicos no poço 4-OGX-49-MA.....	76
Figura 27 - Classificação dos arenitos das Formações Poti e Cabeças a partir das variações dos perfis geoquímicos no poço 1-OGX-110-MA.....	77

Figura 28 - Classificação dos arenitos das Formações Poti e Cabeças a partir das variações dos perfis geoquímicos no poço 1-OGX-101-MA.....	78
Figura 29 - Foto de grãos de pirita dispersos no litotipo arenítico da amostra de calha 1389 m no poço 3-PGN-5-MA. Fonte: Calonio (2020).....	80
Figura 30 - Amostras de calha do poço 4-OGX-49-MA: A) arenito caolinítico da Fm. Cabeças; B) folhelho da Fm. Longá; C) metassedimento, arenito metamorfoisado com presença de minerais esverdeados da Fm. Poti; e D) fragmentos da soleira de diabásio. Fonte: PIMENTEL, R. (2020).....	83
Figura 31 - Integração dos dados de Fluorescência de Raios-X (XRF) das amostras referentes às Formações Poti, Longá, Cabeças e Pimenteiras do poço 1-OGX-101-MA.....	86
Figura 32 - Integração dos dados de Fluorescência de Raios-X (XRF) das amostras referentes às Formações Poti, Longá, Cabeças e Pimenteiras do poço 4-OGX-49-MA.....	87
Figura 33 - Integração dos dados de Fluorescência de Raios-X (XRF) das amostras referentes às Formações Poti, Longá, Cabeças e Pimenteiras do poço 1-OGX-110-MA.....	88
Figura 34 - Integração dos dados de Fluorescência de Raios-X (XRF) das amostras referentes às Formações Poti, Longá, Cabeças e Pimenteiras do poço 3-PGN-5-MA.....	89
Figura 35 - Correlação dos poços 1-OGX-101-MA, 4-OGX-49-MA, 1-OGX-110-MA e 3-PGN-5-MA separados em unidades quimioestratigráficas.....	101
Figura 36 - Correlação em cota dos poços 1-OGX-101-MA, 4-OGX-49-MA, 1-OGX-110-MA e 3-PGN-5-MA separados em unidades quimioestratigráficas.....	102

**LISTA DE TABELAS**

Tabela 1 - Revisão Bibliográfica de <i>Proxies</i> Geoquímicas.....	49
Tabela 2 - Parâmetros Geofísicos da Perfilagem de Poços. Fonte: Cant (1992), Kearey <i>et al.</i> (2009) <i>apud</i> Yamassaki (2018).....	53
Tabela 3 – Valores de Mesa Rotativa retirados dos Perfis Compostos dos Poços 3-PGN-5-MA, 1-OGX-110-MA, 1-OGX-101-MA e 4-OGX-49-MA.....	73

## 1. INTRODUÇÃO

Na indústria de exploração do petróleo, a perfuração de poços e o uso de métodos geofísicos de investigação indireta desempenham um papel fundamental no entendimento geológico e na avaliação do potencial econômico de uma determinada região. Essas abordagens são de extrema importância, pois fornecem uma ampla gama de informações sobre a subsuperfície, permitindo a identificação de zonas de interesse exploratório e contribuindo para a redução de riscos nas etapas de exploração, além de otimizar a produção.

Durante o processo de perfuração, muitas vezes nos deparamos com uma escassez de dados de exploração disponíveis. As amostras de calha são o único conteúdo de rocha adquiridos de forma contínua durante a perfuração e frequentemente representam a única fonte acessível de informações nesta fase inicial, o que ressalta a dificuldade em alcançar uma compreensão completa e precisa das formações geológicas que estão sendo perfuradas. Essas amostras são pequenos fragmentos de rochas que foram cortados pela broca durante a perfuração e trazidos à superfície pelo fluido de perfuração, que permitem a identificação de diversos aspectos, como o reconhecimento de tipos litológicos, conteúdo fossilífero, potencial gerador, indícios de ocorrência de hidrocarbonetos; além de análises de granulometria e mineralogia (Gilot, 2009 *apud* Pimentel, 2020).

É nesse contexto que a tecnologia de Fluorescência de Raios X (XRF), técnica de fácil aplicação, rápida e não destrutiva, que detecta a presença de elementos químicos através de sua radiação característica, desempenha um papel de suma importância, podendo ser permitindo a obtenção de informações valiosas sobre a composição química das amostras em tempo real (Schlotz & Uhlig, 2006). Essa abordagem é essencial para auxiliar na interpretação das características das formações geológicas durante a perfuração, contribuindo de maneira significativa para a tomada de decisões operacionais mais assertivas e aprofundando o entendimento do que está sendo explorado.

A quimioestratigrafia envolve a identificação de características geoquímicas, baseadas na variação espaço-temporal dos elementos químicos nas rochas ou na variação das razões entre esses elementos (Ramkumar, 2015 *apud* Prundeanu, 2021), podendo ser usada como um método independente ou em conjunto com outras

informações, como dados de litologia, de perfis geofísicos, de petrologia ou até mesmo registros bioestratigráficos (Prundeanu, 2021). Quando aplicada a estudos paleoambientais e paleodeposicionais, auxilia com informações adicionais para o entendimento das condições associadas a deposição e aos processos diagenéticos de determinados ambientes no passado.

As rochas presentes na Bacia do Parnaíba foram formadas ao longo dos períodos das eras Paleozoica e Mesozoica, aproximadamente entre 500 e 66 milhões de anos atrás, quando os continentes apresentavam configurações paleogeográficas distintas das atuais e o continente sul-americano fazia parte do Supercontinente Gondwana. Desde a sua formação, a Bacia do Parnaíba passou por distintos contextos paleoclimáticos e paleogeográficos, registrados em depósitos sedimentares atribuídos aos ambientes fluviais, desérticos, lacustres, glaciais e marinhos (Souza, 2022).

No presente estudo, a análise de Fluorescência de Raios-X (XRF) foi implementada em amostras de calha de quatro poços, 3-PGN-5-MA, 1-OGX-110-MA, 1-OGX-101-MA e 4-OGX-49-MA, todos localizados na área do Parque dos Gaviões, na Bacia do Parnaíba. Nos poços 1-OGX-110-MA e 1-OGX-101-MA, foram analisadas amostras de rochas sedimentares de quatro Formações, Poti, Longá, Cabeças e Pimenteiras. No poço 4-OGX-49-MA foram analisadas as Formações Poti, Longá e Cabeças e no poço 3-PGN-5-MA somente a Formação Poti.

A partir de *proxies* geoquímicas obtidas das análises de Fluorescência de Raios X e da integração dessas com perfis geofísicos de poço, foram feitas interpretações paleoambientais e paleodeposicionais a respeito da seção Mesodevoniana-Eocarbonífera presente nesses poços.

Na indústria, a aplicação dessa metodologia tem o potencial de refinar os zoneamentos estratigráficos em alta resolução, proporcionando interpretações mais robustas e otimizando os processos de exploração e desenvolvimento da produção. Este método poderá ser aplicado a outros poços da bacia, podendo ser testado também em outros ambientes deposicionais.

Sob uma perspectiva acadêmica, este estudo contribui para a geração de conhecimento por meio da integração de dados geoquímicos, geológicos e geofísicos. A abordagem inovadora de integrar dados de amostras de calha confere a este trabalho um diferencial científico significativo.

## **2. OBJETIVOS**

### **2.1 Objetivo Principal**

Elaborar um fluxo de trabalho para a inferência das características paleoambientais e paleodeposicionais dos arenitos e folhelhos das Formações Poti, Longá, Cabeças e Pimenteiras, assim como entender sua composição química e mineralógica a partir de análises de XRF em amostras de calha de quatro poços localizados na Área do Parque dos Gaviões, na Bacia do Parnaíba.

### **2.2 Objetivos Específicos**

Aplicar um fluxo de trabalho para análises químicas de amostras de calha através da técnica de Fluorescência de Raios X e integração dos dados geoquímicos obtidos com dados geológicos e de perfis geofísicos.

Caracterizar a geoquímica/mineralogia dos arenitos das Formações Poti e Cabeças através da variação de perfis elementares.

Identificar superfícies quimioestratigráficas a partir da análise de razões elementares, dividir os poços estudados em diferentes quimiounidades e correlacionar quimioestratigraficamente os mesmos.

Propor uma interpretação das condições paleoambientais e paleodeposicionais das quimiounidades observadas nos poços analisados, baseada na integração de *proxies* geoquímicas e perfis geofísicos.

### 3. ÁREA DE ESTUDO

#### 3.1 Bacia do Parnaíba

Também conhecida como Bacia do Maranhão ou Piauí-Maranhão, a Bacia do Parnaíba é uma ampla bacia intracratônica localizada na região nordeste do Brasil (Figura 1). Ela abrange parte dos estados do Piauí, Tocantins, Maranhão, Pará, Ceará e Bahia, com uma extensão total de mais de 600.000 km<sup>2</sup>. A bacia, de formato elíptico, possui um eixo principal que se estende no sentido nordeste-sudoeste, com aproximadamente 1.000 km de comprimento. Sua região central, conhecida como depocentro, apresenta uma espessura de até 3.500 m (Vaz *et al.*, 2007).

A Bacia do Parnaíba faz limite a noroeste com a Bacia de Marajó, separada por uma estrutura geológica chamada Arco de Tocantins. Ao Norte, limita-se com as Bacias de São Luís e Barreirinhas, separadas pelo Arco Ferrer-Urbano Santos. Na região sudeste, faz fronteira com o Arco do São Francisco. Essa configuração geológica delimita a extensão e as características da bacia (Vetorazzi, 2012).

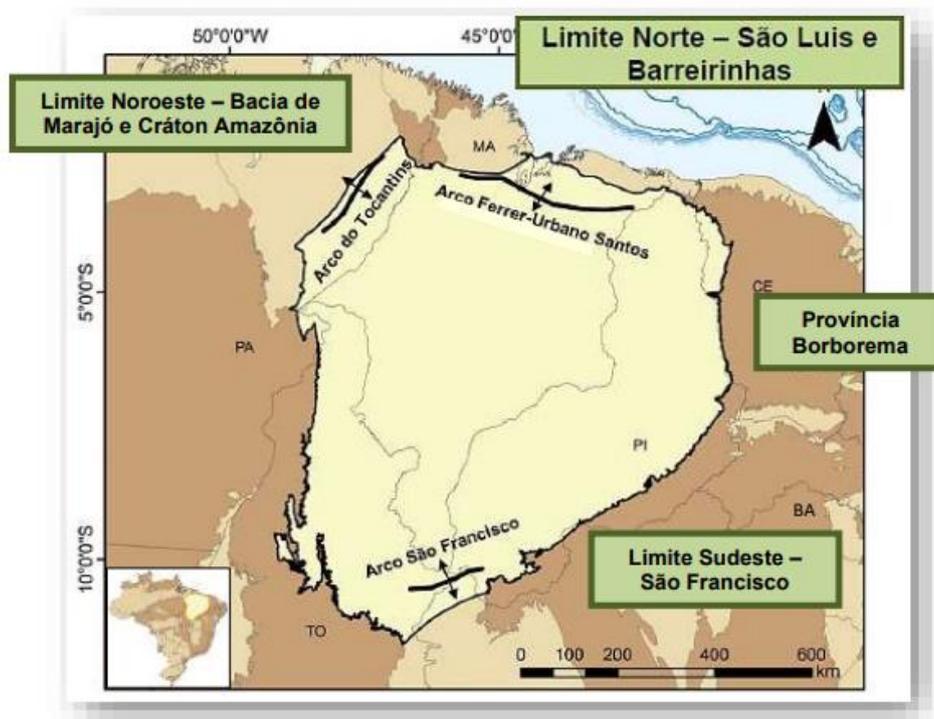


Figura 1 - Mapa de localização da Bacia do Parnaíba e seus principais limites tectônicos.

Fonte: Sumário Geológico, R13, ANP (2015)

### 3.2 Área do Parque dos Gaviões

A Área do Parque dos Gaviões (Figura 2) é a região no centro norte da bacia onde estão localizados 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) (Calonio, 2020).

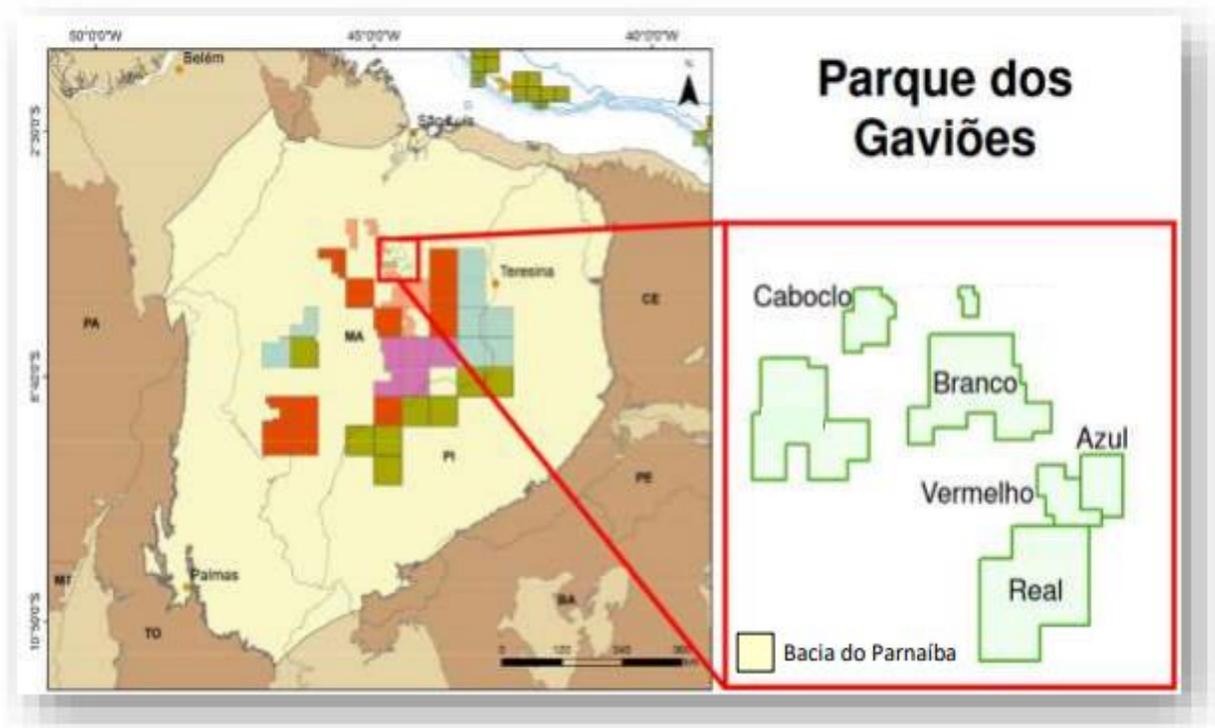


Figura 2 - Mapa de localização do Parque dos Gaviões e dos 5 campos atualmente em produção.

Fonte: Calonio (2020)

### 3.3 Evolução Tectonoestratigráfica

A Bacia do Parnaíba foi desenvolvida durante a estabilização da Plataforma Sul-Americana, estando assim relacionada a deformações, pulsos terminais e eventos térmicos do final do Ciclo Brasileiro (Almeida & Carneiro, 2004), além de eventos pós-orogênicos durante o amalgamento do Gondwana, que geraram estruturas grabeniformes que controlaram o depocentro inicial (Vetorazzi, 2012, *apud* Calonio, 2020).

Segundo (Vaz *et al.*, 2007), o substrato dessa bacia é constituído de rochas metamórficas, ígneas e sedimentares, cujas idades abrangem um longo intervalo de tempo, indo desde o Arqueano até o Ordoviciano, e possivelmente são predominantes rochas formadas entre o final do Proterozoico e o início do Paleozoico, o que corresponde ao tempo de consolidação dessa plataforma (Figura 3).

O embasamento é constituído pela junção dos crátons São Luís-Oeste Africano, Amazônico, Maranhão e São Francisco e pelas faixas de dobramento Tocantins-Araguaia, Borborema, Gurupi e Rio Preto, estabilizadas na passagem Proterozoico Superior/Paleozoico Inferior, possuindo os limites erosivos que refletem as reativações tectônicas das estruturas do seu substrato (Góes 1995, *apud* Calonio, 2020).

O registro sedimentar também teve contribuição da subsidência causada por estiramento litosférico, sobrecarga representada pela inserção de sedimentos e outros processos da dinâmica continental. Portanto, as ascensões eustáticas respondem, em parte, pelas sucessivas inundações do mar no Brasil durante o Fanerozoico. Sendo assim, a eustasia foi o fator primordial no controle dos ciclos transgressivos-regressivos e, conseqüentemente, das discordâncias que definem os limites das seqüências da Bacia do Parnaíba (Almeida & Carneiro, 2004, *apud* Nobre, 2019).

Dois grandes lineamentos que cortam o embasamento e constituem estruturas bastante importantes no contexto de evolução tectonoestratigráfica da bacia são os lineamentos Transbrasiliano e Pico Santa Inês (Ferraz, 2015, *apud* Calonio, 2020), sendo o Transbrasiliano o mais proeminente das feições morfoestruturais, atravessando toda a porção nordeste e sul-sudeste (Vaz *et al.*, 2007).

As 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 (Ferraz, 2015, Vaz *et al.*, 2007 *apud* Calonio, 2020).

O Lineamento Transbrasiliano (LTB) é um sistema *strike-slip* situado entre o Cráton Amazônico e a porção leste da Plataforma Sul-Americana, sendo composto por vários segmentos de falhas transcorrentes, com alguns setores levemente curvilíneos (Praxedes, 2015, *apud* Nobre, 2019). 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 Argentina (Schobbenhaus *et al.*, 1975, *apud* Nobre, 2019). Segundo alguns autores, representa reativação de mega-sutura que atuou na formação do supercontinente Gondwana, entre o final do Proterozoico e início do Paleozoico (Marini *et al.*, 1984; Cordani & Sato, 1999; Cordani *et al.*, 2000, Almeida *et al.*, 2000; Brito Neves & Fuck, 2013, 2014, *apud* Nobre, 2019).

O Lineamento Pico-Santa Inês é uma faixa cataclasada disposta no sentido NW-SE disposta transversalmente em relação ao lineamento Transbrasiliano, apresentando 160 km de extensão e 200 a 300 m de rejeito. Esta faixa reflete na morfologia contemporânea uma série de alinhamentos orientados para NW (Vetorazzi, 2012, *apud* Nobre, 2019).

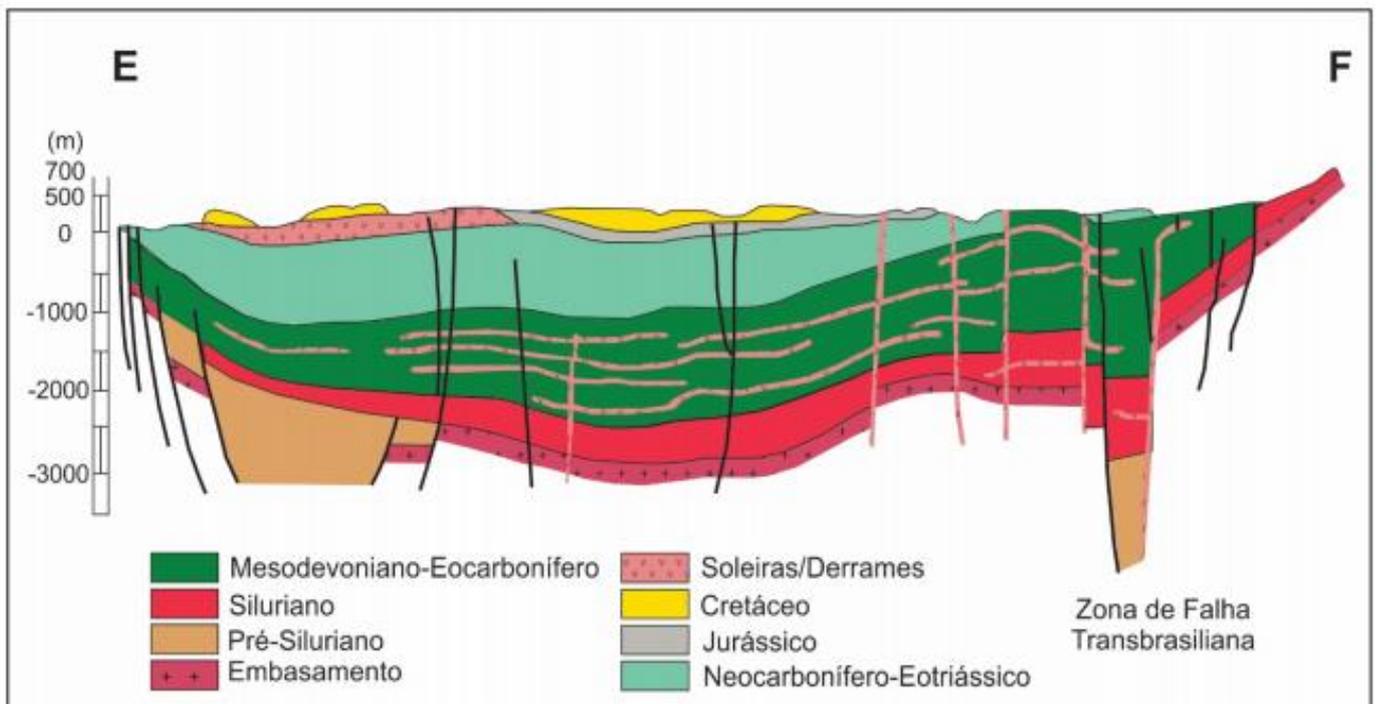


Figura 3 - Seção geológica esquemática da Bacia do Parnaíba mostrando as seqüências deposicionais e as distribuições das soleiras nas rochas sedimentares. Fonte: Ciocari (2019)

### 3.4 Arcabouço Estratigráfico

O arcabouço estratigráfico da Bacia do Parnaíba pode ser dividido em cinco seqüências deposicionais, Siluriana, Mesodevoniana-Eocarbonífera, Neocarbonífera-Eotriássica, Jurássica, Cretácea (Vaz *et al.*, 2007) (Figura 4).

#### 3.4.1 Sequência Siluriana

A Sequência Siluriana está associada a um ciclo transgressivo-regressivo e corresponde litoestratigraficamente ao Grupo Serra Grande (Small 1914, *apud* Nobre, 2019) que teve como proposta a sua subdivisão em três formações (Ipú, Tianguá e Jaicós) (Caputo, 1984).

A **Formação Ipu**, mais antiga, caracteriza-se por arenitos seixosos, conglomerados com matriz areno-argilosa contendo matacões de quartzo ou quartzito e arenitos finos a grossos, tendo as rochas dessa unidade sido depositadas em diferentes tipos de ambientes, de glacial proximal e glacio-fluvial, a leques ou frentes deltaicas (Caputo, 1984).

A **Formação Tianguá**, que representa a superfície de inundação máxima, é constituída 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 num ambiente de plataforma rasa (Góes & Feijó, 1994).

A **Formação Jaicós** consiste em arenitos cinza com tonalidades claras, grossos, com seixos angulares a subangulares, mal selecionados, friáveis, maciços, com estratificação cruzada lenticular (Caputo, 1984), depositados por sistemas fluviais entrelaçados (Góes & Feijó, 1994).

### 3.4.2 Sequência Mesodevoniana – Eocarbonífera

A transição do Mesodevoniano para o Eocarbonífero foi marcada por mudanças paleoambientais extremas. Essas mudanças foram principalmente resultado da migração do continente Gondwana para o polo sul, o que provocou uma queda na temperatura e a extinção de parte da fauna devoniana. Registros dessas mudanças são encontrados na América do Sul e na África. No Brasil, depósitos dessa idade ocorrem nas bordas leste e oeste da Bacia do Parnaíba, representados pelas formações Itaim, Pimenteiras, Cabeças, Longá e Poti, que fazem parte do Grupo Canindé (Caputo & Crowell, 1985; Goes & Feijó, 1994, Vaz et al., 2007, apud Barbosa, 2014).

A **Formação Itaim** é caracterizada pela presença de arenitos finos a médios com grãos subarredondados, bem selecionados e com alta esfericidade. Na base dessa unidade se observa um maior número de intercalações de folhelhos bioturbados. Além disso, nota-se uma granocrescência ascendente (Della Fávera, 1990). De acordo com Góes & Feijó (1994), os sedimentos foram depositados em ambientes deltaicos e plataformais, dominados por correntes induzidas por processos de marés e de tempestades.

A **Formação Pimenteiras** consiste em folhelhos cinza-escuros a pretos, esverdeados, em parte bioturbados, radioativos e ricos em matéria orgânica, ocorrendo também intercalações de siltitos e arenitos com níveis piritosos (Lima & Leite, 1978). Em subsuperfície Caputo (1984) descreveu folhelhos pretos, cinza-escuros e esverdeados, micáceos e geralmente sideríticos, folhelhos siltosos e

camadas de siltito, 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.

A **Formação Cabeças** apresenta espessuras variando de 100 a 400 metros e é composta por arenitos cinza-claros a brancos, médios a grossos, com intercalações delgadas de siltitos e folhelhos. Diamictitos ocorrem eventualmente e com maior frequência na parte superior. Tilitos, pavimentos e seixos estriados denotam um ambiente glacial ou periglacial (Caputo, 1984). Estratificação cruzada tabular ou sigmoidal predomina, e tempestitos ocorrem na transição para a Formação Pimenteiras (Della Fávera, 1990). Um ambiente plataformal sob a influência preponderante de correntes desencadeadas por processos de marés é defendido por Góes & Feijó (1994) como o mais importante nessa unidade. Fácies flúvio-estuarinas também ocorrem.

Para Caputo (1984), a Formação Cabeças representa uma progradação regressiva e rápida retrogradação dos sistemas de leque aluvial, delta e frente deltaica e lobos glaciais. Na base da unidade, na área de afloramento oriental, ela apresenta camadas de arenito com traços fósseis (skolithos) característicos de ambiente marinho muito raso, enquanto nas áreas ocidentais, a bacia provavelmente estava coberta por camadas de gelo. Acima, na área oriental, a formação é composta por camadas de arenito maciço e com estratificação cruzadas, muito grossos a conglomeráticos, com seixos e fragmentos de quartzito. Esta formação foi depositada em uma plataforma marinha sob a ação predominante de marés. A presença de pavimentos e seixos estriados além da presença de diamictitos e paraconglomerados denotam um ambiente glacial ou periglacial, na sua parte superior. Góes e Feijó (1994) interpretaram esta unidade como um sistema nerítico plataformal influenciado por processos de maré, podendo também ocorrer fácies flúvio-estuarinas. Para Della Fávera (2001), a Formação Cabeças representaria a região de frente deltaica de um sistema flúvio-deltaico dominado por inundações catastróficas, cujo prodelta seria a Formação Pimenteira. Conforme divisão utilizada por Caputo (1984), a Formação Cabeças é dividida nos Membros Passagem e Oeiras. No Membro Passagem são descritos frequentemente intercalações de lobos sigmoidais com arenitos com estratificação cruzada hummocky. Os macrofósseis ocorrem na parte inferior deste membro, em arenitos médios, micáceos, esbranquiçados, com siltitos intercalados e

conglomerados. Na parte superior do Membro Passagem a litologia é mais similar ao Membro Oeiras, arenitos maciços médios e menos micáceos. O Membro Oeiras apresenta aparência mais maciça, embora também apresente alguns níveis conglomeráticos, estratificação cruzada de baixo ângulo, coloração mais acinzentada com pouca mica, ausência de macrofósseis. Estruturas de fluidização e escorregamentos são comuns (Ponciano, 2009, apud Pereira, 2020).

Os arenitos da Formação Cabeças atingem espessuras da ordem de 250m e apresentam alta permeabilidade, com porosidade de até 26% (Lima, 1990 apud Góes et al., 1993; Travassos & Nunes, 1993). Miranda et al. (2018), por outro lado, identificaram reservatórios em arenitos da Fm. Cabeças, com porosidades inferiores (em torno de 13 %) e permeabilidade na ordem de 36 mD. As profundidades médias em áreas de produção são da ordem de 1500m. (Pimentel, 2020).

A **Formação Longá** contém folhelhos cinza-escuros a pretos, em parte arroxeados, homogêneos ou bem laminados, bioturbados. Em sua porção média comumente apresentam um pacote de arenitos e siltitos cinza-claros a esbranquiçados, laminados (Lima & Leite, 1978). Um ambiente plataformar dominado por tempestades foi interpretado por Góes e Feijó (1994) para essas rochas.

A **Formação Poti** é composta por arenitos finos claros com estratificações cruzadas tabulares e sigmoidais, siltitos e escassos conglomerados e diamictitos (Paiva & Miranda, 1937, apud Góes, 1995), além de delgadas camadas de carvão (Della Fávera, 1990). Apresenta espessura máxima de 300m (Caputo, 1984; Cunha, 1986; Góes, 1995). Mesner e Wooldridge (1964), apud Lobato (2007), subdividiram a formação em duas unidades (membros), inferior e superior, compostas respectivamente por arenitos e conglomerados com raras intercalações de folhelhos e por arenitos com intercalações de folhelhos e restos vegetais, incluindo finos leitos de carvão.

Outros trabalhos também adotaram essa subdivisão, como os de Cruz *et al.* (1973), Leite *et al.* (1975), Lima & Leite (1978) e Góes (1995), apud Lobato (2007). Caputo (1984) subdivide a Formação Poti em quatro unidades informais. A unidade inferior representa paleoambientes de ante praia (*shoreface*) e frente deltaica, sucedida por planícies aluviais periglaciais. A segunda unidade, composta por sucessões de folhelhos e siltitos, pode representar paleolagos isolados. A terceira

unidade, composta por arenitos e diamictitos, é interpretada como depósitos de planície de *outwash*. A quarta unidade, superior, composta por siltitos e diamictitos, pode representar paleoambientes lacustres e glaciais. Góes (1995) interpreta a base da Formação Poti e o topo da Formação Longá como pertencentes a uma única sequência deposicional, relacionada a um paleoambiente deltaico/estuarino, plataformal, litorâneo e fluvial em um sistema regressivo de costa progradante.

Os trabalhos de Cruz *et al.* (1973) e Leite *et al.* (1975), *apud* Lobato (2007), em análise de 34 poços testemunhados da Formação Poti, apontam como principal área-fonte a borda sul, com diminuição granulométrica para norte, tendência evidenciada também no trabalho de Lima & Leite (1978). O limite inferior com a Formação Longá é considerado concordante (Lima & Leite, 1978), com brusca mudança litológica, ocorrendo localmente de forma gradacional (região de Campo Maior e Batalha) no estado do Piauí ou ainda com discordâncias locais (regiões próximas a Itaueiras, Várzea Grande e Cristino Castro) também no estado do Piauí.

Caputo (1984) considera discordâncias basais nas faixas de afloramento, onde a porção superior da Formação Longá, subjacente, pode ter sido erodida. O limite superior, com a Formação Piauí, dá-se por discordância regional, que inclusive limita as sequências devoniana e permocarbonífera de Góes & Feijó (1994).

O conteúdo fossilífero restringe-se a espécies de esporomorfos (microfósseis), uma macroflora de pequeno porte, bivalvíos e pequenos peixes. A paleomicroflora aponta uma vegetação herbácea e arbustiva, conforme descrito e revisado por Iannuzzi (1994), *apud* Lobato (2007). Santos & Carvalho (2004), *apud* Lobato (2007) relacionam a flora da Formação Poti a uma associação entre os reinos Gondwânico e Euro-Americano (Tetiano).

A fauna encontrada restringe-se à porção inferior da unidade e é compreendida por bivalvíos e peixes. Segundo Santos & Carvalho (2004), *apud* Lobato (2007), representam um paleoecossistema com duas paleocomunidades: uma bentônica, de plataforma marinha rasa, sésil, que formaria depósitos de conchas grossas remobilizadas por tempestades; e outra florística, em ambiente terrestre litorâneo, com acumulações *in situ* de formas higrófilas, tipicamente colonizadoras de margens lacustres ou estuarinas, relacionadas a ambientes parálisos de ilhas-barreira.

A idade da Formação Poti é considerada “Carbonífero Médio a Inferior”, com base em palinórfos, posicionando-se nos intervalos bioestratigráficos IX e X de Lima & Leite (1978). Melo & Loboziak (2000) *apud* Lobato (2007) atribuem idade do Viseano Médio à base (biozona TC) até pelo menos o Viseano Superior (biozona ME) para a Formação Poti, sugerindo uma discordância com a Formação Longá, devido à ausência das biozonas TS, PU e CM (Viseano Inferior e Tournaisiano Superior) entre as duas formações. Paleogeograficamente, durante o Tournaisiano e o Viseano, configurava-se um mar interno que interligava as bacias do Parnaíba, Amazonas, o Cráton Oeste Africano e o paleo-oceano Tetis (Della Fávera, 1990).

A sedimentação segue um condicionamento ao longo do eixo NW-SE do lineamento Picos-Santa Inês. Góes (1995) identificou no topo da Formação Poti evidências de controles tectônicos, com canais fluviais bruscamente recobertos por depósitos de maré, em rápido afogamento do sistema, precedendo a grande discordância erosiva entre o Mississipiano e o Pensilvaniano, identificada na bacia desde os trabalhos de Mesner e Wooldridge (1964). Cruz *et al.* (1973) reconhecem blocos soerguidos na borda sul da bacia, relacionados por Castelo Branco & Coimbra (1984) ao arqueamento do Alto do Parnaíba, enquanto Góes & Feijó (1994) atribuem a efeitos da Orogenia Eoherciniana.

### 3.4.3 Sequência Neocarbonífera-Eotriássica

A Sequência Neocarbonífera- Eotriássica corresponde ao Grupo Balsas, composto pelas formações Piauí, Pedra de Fogo, Motuca e Sambaíba.

A **Formação Piauí** foi dividida por Lima & Leite (1978) 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. Siltitos e lentes conglomeráticas também ocorrem (Caputo, 1984). Segundo Melo *et al.* (1998) essa unidade é Pensilvaniana (não mais antiga que o Moscoviano). Lima & Leite (1978) interpretaram um ambiente fluvial com contribuição eólica e breves incursões marinhas, num clima semi-árido a desértico.

A **Formação Pedra de Fogo**, de idade permiana (Dino *et al.* 2002), é caracterizada por uma considerável variedade de rochas - sílex, calcário oolítico e pisolítico creme a branco, eventualmente estromatolítico, intercalado com arenito fino a médio amarelado, folhelho cinzento, siltito, anidrita e, eventualmente, dolomito. Depositados num ambiente marinho raso a litorâneo com planícies de sabkha, sob ocasional influência de tempestades (Góes & Feijó, 1994). Ciclos deposicionais podem ser identificados na sucessão de camadas desta unidade (Aguiar, 1971). Os contatos são concordantes com as Formações Piauí (subjacente) e Motuca (sobrejacente).

A **Formação Motuca** denomina siltito vermelho e marrom, arenito branco fino e médio, subordinadamente folhelho, anidrita e raros calcários. Esses dois últimos litotipos, segundo Lima & Leite (1978), ocorrem sob a forma de lentes delgadas nos pelitos, e o contato apresenta-se concordante com a Formação Pedra de Fogo (subjacente). De acordo com Góes & Feijó (1994), os sedimentos Motuca foram depositados num sistema desértico, com lagos associados. Sua idade (Caputo, 1984) estende-se do Permiano terminal ao início do Eotriássico. Contudo, considerando-se a datação da Formação Pedra de Fogo (Dino *et al.* 2002), a sedimentação Motuca talvez tenha se prolongado até o final do Eotriássico.

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 & Leite, 1978).

#### 3.4.4 Sequência Jurássica

A Sequência Jurássica é definida por Vaz *et al.* (2007) somente pela **Formação Pastos Bons** cujos litotipos podem ser divididos 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).

#### 3.4.5 Sequência Cretácea

A Sequência Cretácea, última a ser depositada, é constituída pelas seguintes Formações: Codó, Corda, Grajaú e Itapecuru.

A **Formação Corda** refere-se, essencialmente, a arenitos vermelhos, castanhoavermelhados, 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 arcabouço. 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, cremeamarelado 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 Neoplioceno-Eoalbio, foram depositadas em ambientes marinho raso, lacustre e flúvio-deltaico. Interdigitação ou equivalência cronoestratigráfica entre essas duas Formações é asseverada também por Lima & 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** (Campbell, 1949, *apud* Góes & Feijó, 1994) (Mesoalbio-Neocretáceo) é formada por arenitos variegados, finos, friáveis, com estruturas diversas, como, por exemplo, estratificações cruzadas swaley, hummocky, acanalada, tabular, mud couplets e escorregamento de massa. Pelitos e arenitos conglomeráticos ocorrem, mas subordinadamente (Anaisse Junior *et al.* 2001, *apud* Vaz *et al.* 2007). Seus depósitos correspondem a seis ciclos deposicionais transgressivos, atribuídos a sistemas de vales estuarinos incisos 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, *apud* Vaz *et al.* 2007).

#### 3.4.6 Rochas ígneas

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 (Eojurássico) 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, *apud* Calonio, 2020), estando relacionada à quebra do Pangea no Jurássico-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 & Carneiro, 2004; Zalán, 2004, *apud* Calonio, 2020).

A **Formação 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; Bellieni *et al.*, 1990, *apud* Calonio, 2020), estando ligado, aparentemente, à quebra de Gondwana no Eocretáceo. Estas intrusões mais jovens são representadas por grandes diques e pequenas soleiras, mais abundantes nas porções a leste da bacia.

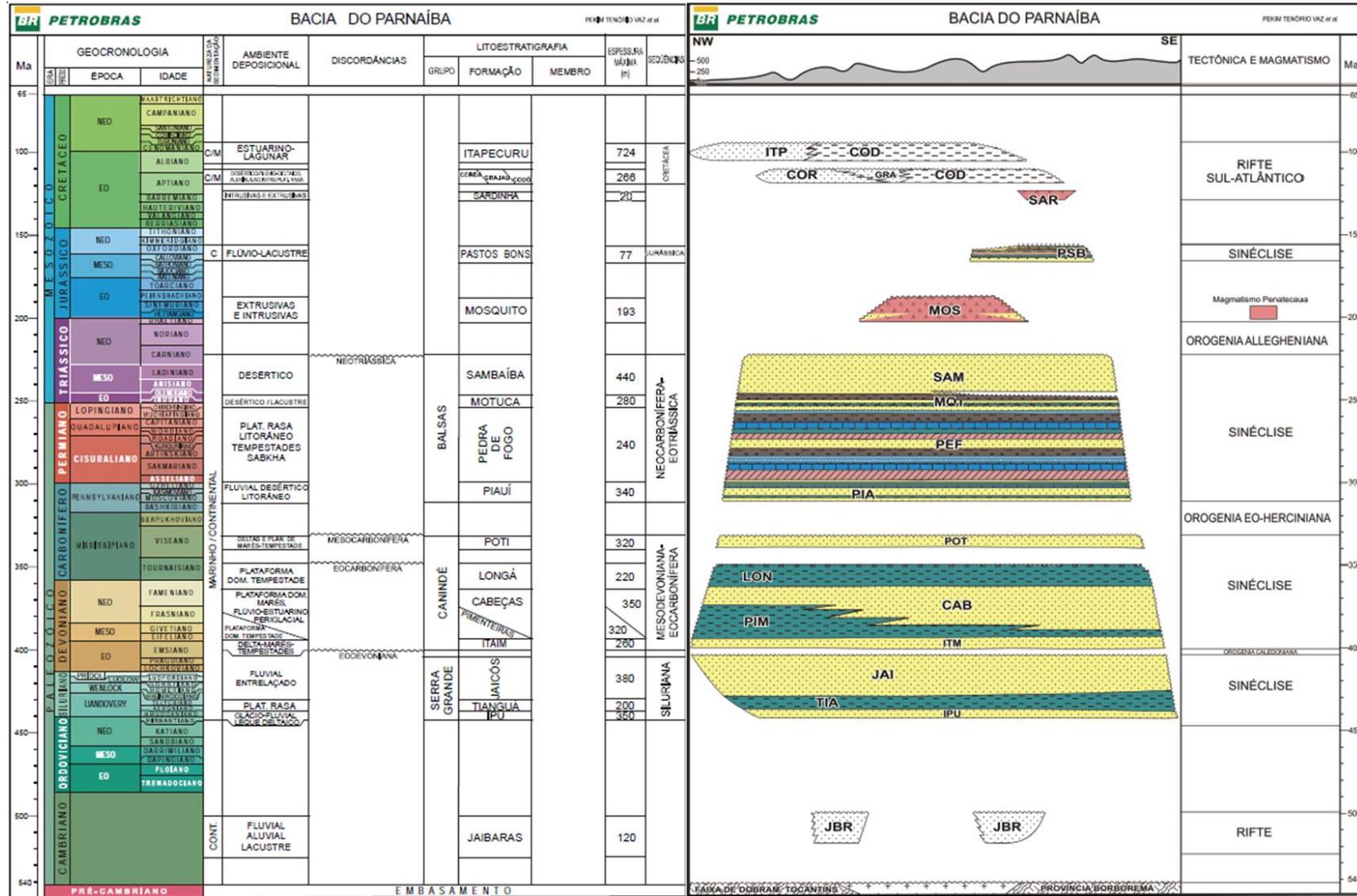


Figura 4 - Carta Estratigráfica da Bacia do Parnaíba. Fonte: Vaz et al. (2007)

### 3.5 Histórico Exploratório

Os esforços voltados para a exploração de óleo e gás na bacia do Parnaíba tiveram início na década de 50 com a atuação do antigo Conselho Brasileiro de Petróleo (CNP). Nessa primeira fase exploratória, foram conduzidos diversos levantamentos geológicos de superfície na região e dois poços foram perfurados (Araújo, 2017).

Com a criação da Petrobrás, em 1953, foi dado início a uma segunda campanha exploratória, que contou com trabalhos de mapeamento geológico, levantamentos gravimétricos, aquisição sísmica 2D e perfuração de 27 poços com ocorrência de óleo e gás (Miranda *et al.*, 2018).

A terceira fase de esforços exploratórios, durante o período de 1975 a 1988, teve a reflexão sísmica como principal ferramenta na identificação de novos prospectos, quando 7 outros poços foram perfurados (Araújo, 2017).

De 1988 a 1993, dados sísmicos foram reprocessados, dados aeromagnéticos adquiridos e levantamentos geoquímicos realizados. Durante esses primeiros 4 estágios exploratórios um total de 34 poços foram perfurados, 13.200 km lineares de sísmica 2D foram adquiridos, junto com 163.690 km<sup>2</sup> de dados magnetométricos e 116.360 km<sup>2</sup> de dados gravimétricos. Infelizmente, devido à complexidade dos sistemas petrolíferos atípicos e ausência de rodadas de licitações não foram reportadas descobertas significativas na bacia, sendo deixada de lado por um longo período (Miranda *et al.*, 2018).

Pouco depois da nona rodada de licitações da ANP (Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis) no ano de 2008, operadoras brasileiras do setor privado iniciaram a quinta e mais bem-sucedida campanha de exploração na bacia. No decorrer desta última fase, cerca de 14.000 km de sísmica 2D e 480 km<sup>2</sup> de sísmica 3D foram adquiridos e mais de 100 poços perfurados, 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 do Parnaíba, englobando uma unidade de tratamento de gás e instalações de usina termelétrica.

Os 1,4 GW (gigawatt) gerados no complexo suprem uma quantidade significativa de energia nas regiões norte e nordeste do país (Miranda *et al.*, 2018).

A Bacia do Parnaíba, classificada como de nova fronteira, manteve a sua importância ao final do ano de 2022, com 18 blocos sob contrato, número que se repete desde 2020. O investimento exploratório contínuo realizado na Bacia do Parnaíba representou 45% do total de poços terrestres perfurados na fase de exploração nos últimos sete anos. Trata-se da única bacia a contabilizar perfurações em todos os anos da série histórica, totalizando 50 poços exploratórios perfurados entre 2016 e 2022, sendo sete no último ano. (ANP, 2022)

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 (Calonio, 2020).

### **3.6 Sistemas Petrolíferos**

Um sistema petrolífero é constituído por um conjunto de elementos e processos naturais que, quando combinados e sujeitos a condições apropriadas, resultam em um ambiente propício para a formação, armazenamento e acumulação de petróleo. Os elementos essenciais para a presença e retenção de hidrocarbonetos incluem rochas geradoras, rochas reservatório e rochas selantes. Os processos envolvem a geração, migração, acumulação e aprisionamento do petróleo (Magoon & Dow, 1994 *apud* Pimentel, 2020).

O sistema petrolífero descreve a relação genética entre a rocha geradora matura e as acumulações em reservatório relacionadas, podendo ser classificada quanto ao nível de certeza em conhecido (!), hipotético (.) e especulativo (?) (Cioccarì, 2019).

Os sistemas petrolíferos atípicos na Bacia do Parnaíba que se destacam são Tianguá-Ipu (?), Tianguá-Jaicós (?), Pimenteiras-Jaicós (?), Pimenteiras-Cabeças (!), Pimenteiras-Poti (!), Pimenteiras-Pimenteiras (?) e Longá-Poti (?) (Cioccarì, 2019).

Os principais geradores da bacia são os folhelhos das formações Tianguá, Pimenteiras e Longá. Os folhelhos da Formação Pimenteiras (Devoniano) constituem a principal rocha geradora da bacia, pois além da alta radioatividade apresentam

espessuras superiores a 500 m (Góes *et al.*, 1990; Kingstone & Matzko, 1995, *apud* Cioccarì, 2019). Os querogênios são dos tipos II e III e os valores de COT variam entre 0,4% e 4,8% com potencial gerador inferior a 1,0 kg HC/t rocha e baixo índice de hidrogênio, variando entre 6 e 50 mg HC/g COT (Góes *et al.*, 1990; Amaral *et al.*, 2013, Miranda, 2014, *apud* Cioccarì, 2019). Já os potenciais reservatórios da Bacia do Parnaíba são os arenitos das formações Ipu, Jaicós, Cabeças, Pimenteiras, Piauí e Poti (Cioccarì, 2019).

Na Bacia do Parnaíba, o processo de maturação da matéria orgânica difere dos sistemas petrolíferos convencionais. Enquanto nos sistemas convencionais o calor proveniente da subsidência e do soterramento da bacia é responsável pela maturação do querogênio, na Bacia do Parnaíba, a maturação ocorreu devido ao aumento de temperatura causado por intrusões magmáticas tardias. Isso faz com que o sistema petrolífero da bacia seja considerado não convencional. Segundo Rodrigues (1995), além de fornecer o incremento térmico necessário para a geração de hidrocarbonetos, as rochas intrusivas desempenham o papel de armadilhas e selos, e também podem ter contribuído para a estruturação da bacia e facilitado a migração do gás.

Descobertas de gás pela empresa Óleo e Gás Participações S.A. (OGX) identificaram os sistemas petrolíferos Pimenteiras-Poti (!) no campo de Gavião Real e Pimenteiras-Cabeças (!) no campo de Gavião Azul, ambos no Estado do Maranhão (ANP, 2016 *apud* Cioccarì, 2019). Na Figura 5, são ilustrados exemplos de plays associados aos principais sistemas petrolíferos na área do Parque dos Gaviões, na Bacia do Parnaíba.

Os arenitos reservatórios da Formação Poti têm espessuras entre 40 m e 140 m (Góes, 1995) e porosidade variando entre 6% e 21% (ANP, 2017 *apud* Cioccarì, 2019). Os reservatórios da Formação Cabeças são arenitos com cerca de 400 m de espessura e o gás no campo de Gavião Azul (sistema petrolífero Pimenteiras-Cabeças (!)) foi efetivamente gerado na Formação Pimenteiras pela maturação associada ao efeito térmico de soleiras (Young & Borghi, 2003; Cunha *et al.*, 2012, ANP, 2016, *apud* Cioccarì, 2019).

Outros possíveis sistemas petrolíferos secundários da Bacia do Parnaíba são Pimenteiras-Piauí (!), Pimenteiras-Pedra de Fogo (.), Pimenteiras-Pimenteiras (.), Pimenteiras-Itaim (.), Tianguá-Ipu (?) (Calonio, 2020).

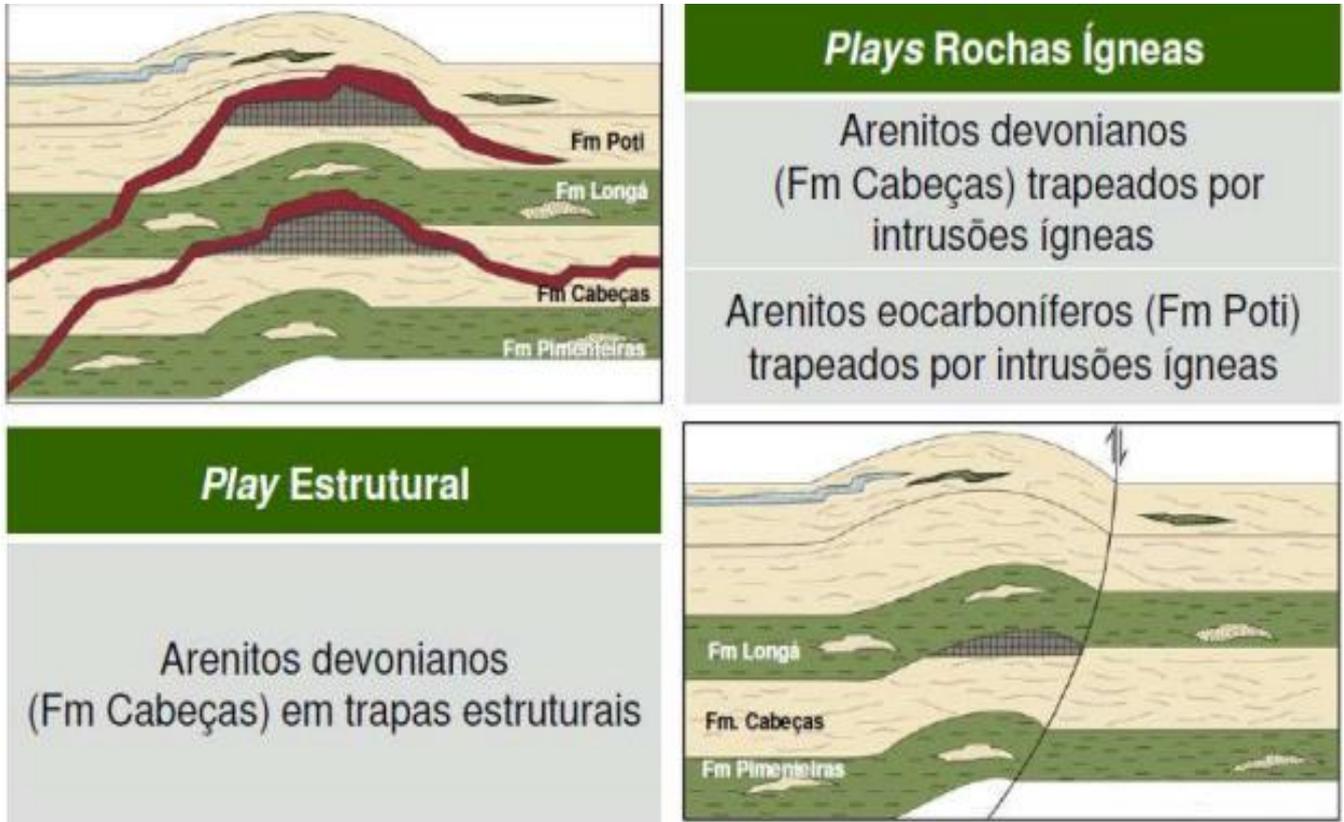


Figura 5 - Plays da Bacia do Parnaíba na área do Parque dos Gaviões associados aos principais sistemas petrolíferos. Fonte: Calonio (2020)

## **4. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA**

### **4.1 Amostras de Calha**

As amostras de calha são fragmentos de formações rochosas perfuradas em poços e trazidos à superfície através do fluido de perfuração. Tais fragmentos são coletados à medida que a broca avança no poço e constituem amostras, não pontuais, mas representativas do conteúdo de cada intervalo perfurado. A análise desses fragmentos permite o reconhecimento dos conteúdos litológico e fossilífero presentes no poço além de informações a respeito do potencial gerador e de indícios da existência de hidrocarbonetos.

As amostras de calha após a coleta, são lavadas e peneiradas a fim de se separar fragmentos mais grosseiros, relacionados ao material desabado no poço, além de se remover parcialmente o fluido de perfuração das amostras. Por último, as amostras de calha são armazenadas em sacos de pano e identificadas com o nome do poço e de acordo com a profundidade nelas representada. Durante a perfuração dos poços as amostras de calha podem ser influenciadas por alguns fatores, tais como desabamentos de material dentro do poço, rochas que durante as manobras na coluna de perfuração podem ser carregadas pelo fluido junto de amostras de outra profundidade, erro no cálculo do tempo de retorno das amostras, ocasionado principalmente por variações no diâmetro do poço, alargamentos e expansão das argilas, ou mesmo pela grande profundidade do poço e perdas ou contaminação com material desabado nas peneiras de lama (Pereira, 2020).

## 4.2 XRF

### 4.2.1 Radiação Eletromagnética e Raios X

A radiação eletromagnética é uma forma de energia que se propaga através do vácuo ou de um meio material na forma de ondas. Essas ondas são compostas por campos elétricos e magnéticos variáveis no tempo, que são perpendiculares entre si e à direção de propagação (Figura 6). Existem diferentes tipos de radiação eletromagnética, que estão relacionados a diferentes frequências e comprimentos de onda. O espectro eletromagnético abrange uma ampla gama de frequências, desde ondas de rádio e televisão, passando pela luz visível, até raios ultravioleta, raios X e raios gama (Fritzsche & Phillips, 2020).

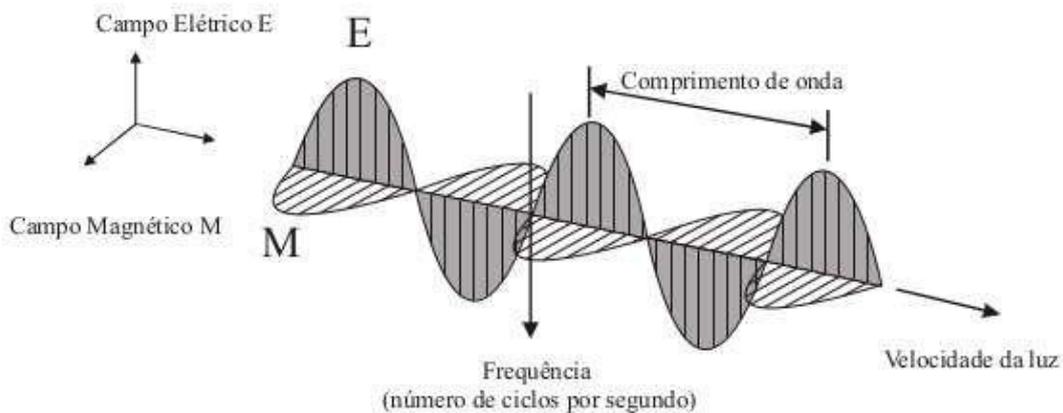


Figura 6 - Propagação da radiação eletromagnética, em função dos campos elétrico (E) e magnético (M). Fonte: Meneses *et al.* (2012)

A radiação eletromagnética também pode ser compreendida como o fluxo de fótons através do espaço. Fótons são pequenos pacotes de energia ' $h\nu$ ' que se movimentam na velocidade da luz, onde  $h$  representa a constante de Planck e  $\nu$  a frequência da onda eletromagnética da teoria clássica. Os fótons que apresentam a mesma quantidade de energia  $h\nu$  são semelhantes e sua densidade corresponde à intensidade da radiação (Fritzsche & Phillips, 2020).

$$E = h \nu = hc/\lambda \quad (\text{Equação 1})$$

$E$  = energia;  $h$  = constante de Planck =  $6.62517 \times 10^{-27}$  erg·s,  $\nu$  = frequência  
 $c$  = velocidade da luz =  $2.99793 \times 10^{10}$  cm/s;  $\lambda$  = comprimento de onda.

A radiação de raios X é composta por fótons com energias que variam de cerca de 100 eV (elétron-volt) a mais de 100 KeV (quilo elétron-volt). Esses fótons são gerados quando elétrons de alta velocidade são desacelerados ou ocorrem transições eletrônicas nos estados de energia da órbita interna dos átomos. (Schlotz & Uhlig, 2006).

A estrutura de um átomo (Figura 7) é definida como a combinação de um núcleo composto por prótons e neutrons (cargas positivas) e uma eletrosfera formada por elétrons (cargas negativas) que se movimentam em órbitas circulares ao redor desse núcleo (Schlotz & Uhlig, 2006).

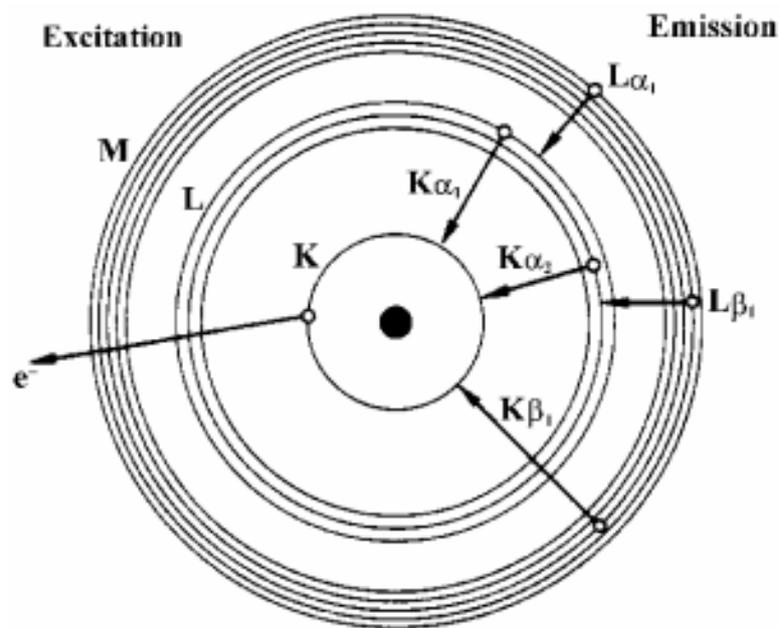


Figura 7 - Modelo Atômico de Bohr. Fonte: Schlotz & Uhlig (2006)

Os elétrons são distribuídos em camadas ou níveis distintos, identificados pelas letras (K, L, M, N...). A camada K é a mais interna e pode acomodar até dois elétrons, enquanto a camada L possui dois subníveis e pode abrigar até oito elétrons. Essa distribuição eletrônica pode ser representada através do Diagrama de Linus Pauling (Figura 8), que utiliza as letras s, p, d e f para representar os diferentes subníveis energéticos, cada um com sua própria energia específica (Schlotz & Uhlig, 2006).

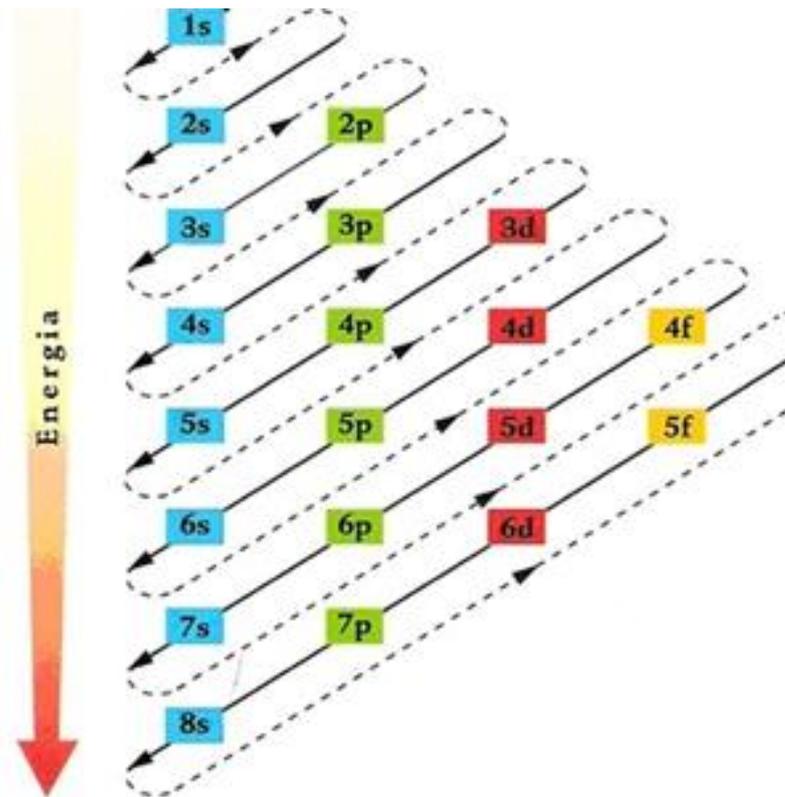


Figura 8 - Diagrama de Linus Pauling. Fonte: El Quimicus (2012)

A força de atração entre os elétrons e o núcleo depende do nível em que os elétrons se encontram, uma vez que esses níveis possuem diferentes energias. Quanto mais afastado o elétron estiver do núcleo, menor será a força de atração e, conseqüentemente, menor será a energia necessária para remover esse elétron da camada. A energia mínima necessária para liberar um elétron do átomo é conhecida como energia de ligação, sendo frequentemente mencionada na literatura relacionada ao limite de absorção (Schlotz & Uhlig, 2006).

#### 4.2.2 Radiação Característica e Fluorescência de Raios-X (XRF)

Cada elemento é definido por seu número atômico  $Z$  na tabela periódica ou pelo número de elétrons em estado neutro. As energias de ligação ou os níveis de energia em cada elemento são diferentes e característicos, resultado do número variável de elétrons (cargas negativas) ou o número  $Z$  das cargas positivas no núcleo atômico (= número atômico) (Schlotz & Uhlig, 2006).

Se um elétron de uma camada mais interna é retirado do átomo pela irradiação de energia (Figura 9), outro elétron, de uma camada superior, é deslocado para preencher o espaço deixado e nesse processo ocorre a liberação de uma quantidade de energia, que é equivalente a diferença entre os níveis de energia envolvidos (Schlotz & Uhlig, 2006).

Em se tratando de nomenclatura, denomina-se radiação K a radiação liberada ao reabastecer a camada K, radiação L quando se reabastece a camada L e assim sucessivamente. Além disso, a informação da origem do elétron deslocado é representada por letras gregas ( $\alpha$ ,  $\beta$ ,  $\gamma$ ,...) diferenciando assim entre vários níveis e subníveis (Schlotz & Uhlig, 2006).

A energia que está sendo liberada pode ser emitida na forma de um raio-X ou transferida para um elétron de outra camada atômica (efeito Auger). A probabilidade de um raio-X resultante deste processo é chamada de rendimento quântico de fluorescência  $\omega$ . Isso depende do número atômico do elemento e da camada em que a "vacância" ocorreu.  $\omega$  é muito baixo para elementos leves (aprox.  $10^{-4}$  para boro) e quase atinge um valor de 1 para o Camada K ou para elementos mais pesados, por exemplo o urânio (Schlotz & Uhlig, 2006).

No entanto, uma vez que a energia ou comprimento de onda do raio X é muito característico para o elemento do qual ele é emitido; essa radiação é chamada de raios X característicos. Isso fornece a base para a determinação de elementos químicos com o auxílio da análise de Fluorescência de Raios-X (Schlotz & Uhlig, 2006).

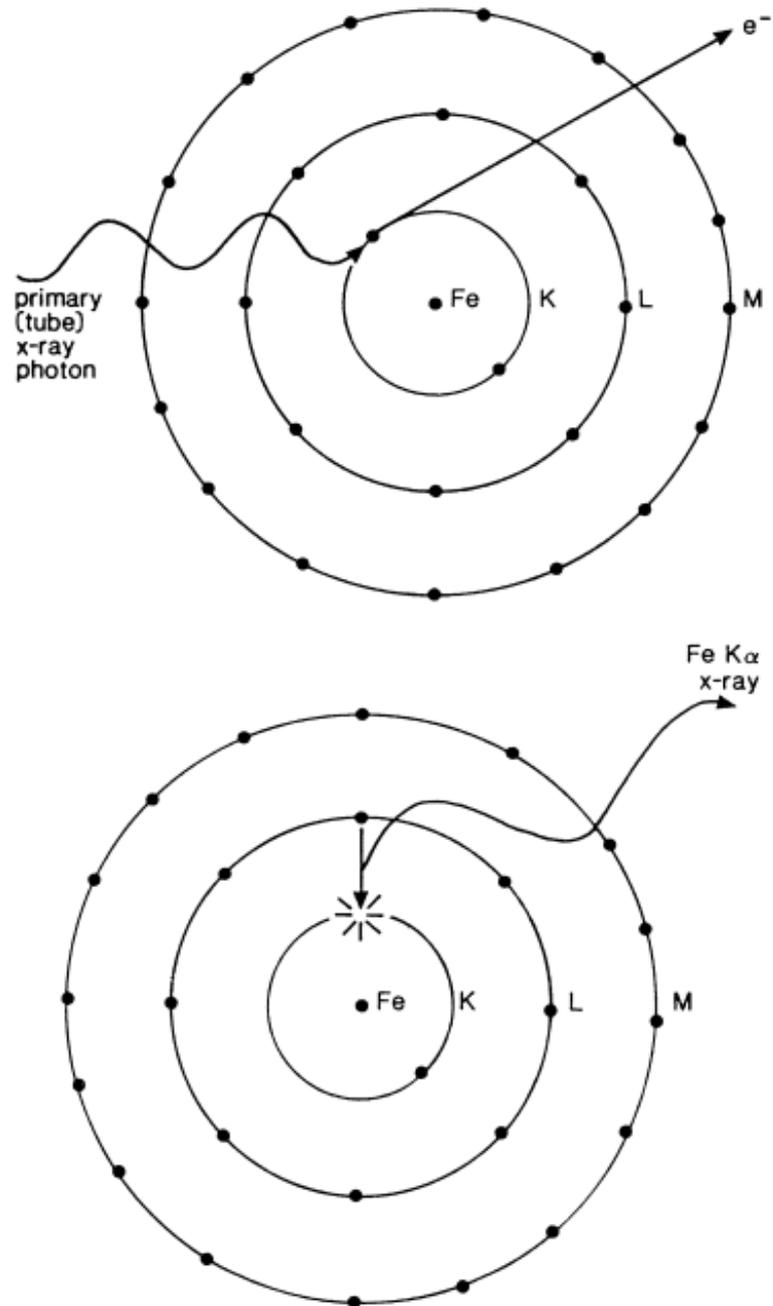


Figura 9 - Representação esquemática do mecanismo de Fluorescência de Raios X de um átomo de Ferro. Fonte: Potts (1987)

### 4.2.3 Análise de XRF

O objetivo principal da análise de Fluorescência de Raios X é determinar elementos químicos de forma qualitativa e quantitativa, medindo sua radiação característica. Para isso, os elementos químicos em uma amostra devem ser obrigados a emitir raios X. Como os raios X característicos surgem apenas na transição dos elétrons da camada atômica para níveis de energia mais baixos e vazios do átomo, deve ser aplicado um método adequado para liberar elétrons da camada atômica mais interna. Isso envolve adicionar aos elétrons internos quantidades de energia superiores à energia que os liga ao átomo. Uma das maneiras de fazer isso é por irradiação usando raios X de um tubo de raios X (Schlotz & Uhlig, 2006).

De forma simplificada, a análise de XRF (Figura 10) é realizada usando um espectrômetro de raios X cujo conceito básico é uma fonte de radiação, uma amostra e um sistema de detecção. Os sistemas de espectrômetros são geralmente divididos em dois grupos principais: sistemas de dispersão de comprimento de onda (WDXRF) e sistemas de energia dispersiva (EDXRF). A diferença entre os dois está no sistema de detecção (Malvern Panalytical, 2021).

Em espectrômetros EDXRF, a ampola de raios X que atua como fonte, irradia uma amostra diretamente, e a fluorescência proveniente da amostra é medida com um detector de energia dispersiva. Esse detector é capaz de medir as energias diferentes da radiação característica que vem diretamente da amostra. O detector pode separar a radiação de diferentes elementos presentes na amostra e essa separação é chamada de dispersão (Malvern Panalytical, 2021).

A partir dessa técnica, é possível então detectar a composição química presente em diferentes tipos de amostras e as concentrações de cada elemento de acordo com as intensidades lidas pelo equipamento.

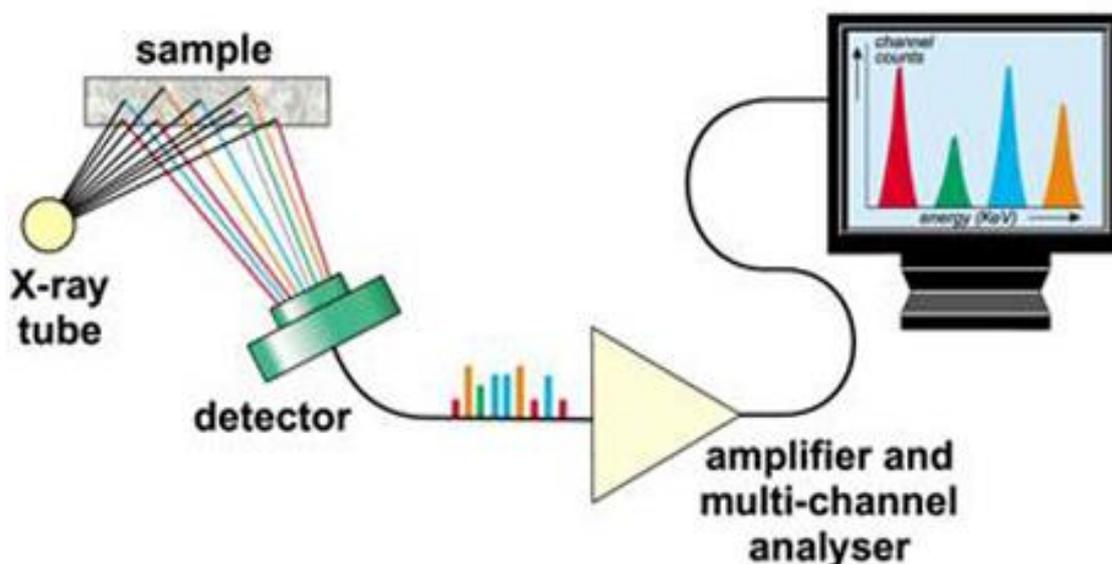


Figura 10 - Funcionamento da XRF. Fonte: UNICOMP (2023)

A Espectroscopia de Fluorescência de Raios X (XRF) é um dos métodos mais utilizados e bem estabelecidos nos estudos da composição geoquímica de rochas, sedimentos e amostras geológicas (Kramar, 1997; Ling *et al.*, 2017; Tosolana-Delgado & McKingley, 2016; Weltje & Tjallingii, 2008; Young, Evans, Hodges, Bleacher, & Graff, 2016 *apud* Oyedotun, 2018). Por muitos anos, a espectrometria de XRF é usada na determinação de concentrações geoquímicas para uma variedade de elementos maiores e menores e elementos-traços, em nível de partes por milhão (ppm) (Oyedotun, 2018).

As vantagens do uso da Fluorescência de Raios X são muitas, sendo uma técnica de fácil aplicação, rápida e não destrutiva. Os equipamentos costumam ser de pequeno porte e necessitam de pouca manutenção. Além disso, as análises dependem bem pouco de insumos laboratoriais e não utilizam água, ar comprimido ou gases (Malvern Panalytical, 2021). Dessa forma, a técnica de XRF apresenta ótimo custo-benefício, representando uma poderosa ferramenta tanto na área de pesquisa quanto na área de exploração.

### 4.3 Químioestratigrafia

A estratigrafia química (químioestratigrafia) é uma técnica que utiliza dados da geoquímica orgânica e inorgânica para caracterizar e correlacionar estratos sedimentares (Weissert *et al.*, 2008). Esta ferramenta tem como base a identificação de assinaturas geoquímicas diagnósticas, que caracterizem determinados horizontes ao longo de um perfil vertical em poços ou afloramentos. Intervalos que apresentam padrões similares são definidos como fácies ou unidades químioestratigráficas e, desta forma, unidades de um determinado poço poderão ser correlacionadas com unidades de outros poços em alta resolução e, frequentemente, sobre amplas áreas (Melo, 2010).

A caracterização de sedimentos e rochas sedimentares significa a investigação dos teores de elementos químicos (maiores, menores e traços) ou relações isotópicas, buscando compreender como os eventos geológicos e ambientais atuaram para conduzir ao enriquecimento ou a diminuição de determinados elementos ou isótopos (Melo, 2010). Desta forma, na correlação o dado geoquímico é utilizado como um marcador, o qual pode ser “rastreado” em horizontes adjacentes por amplas áreas, pois determinadas variações geoquímicas anômalas são resultadas de eventos globais ou locais, que ocorreram em determinada fração do tempo geológico e por isso é considerado um marco cronoestratigráfico (Oliveira, 2006, *apud* Melo, 2010).

A composição química das rochas sedimentares é controlada pelo tipo de rocha fonte, características e intensidade do intemperismo físico e químico (que conduzirá a eliminação de determinados minerais e conseqüentemente enriquecimento de outros), tipo de transporte (agente de seleção), deposição onde pode haver influência de processos biogênicos, químicos (evaporação) e diagênese, que é o processo de alteração da rocha após sua sedimentação (Melo, 2010) (Figura 11).

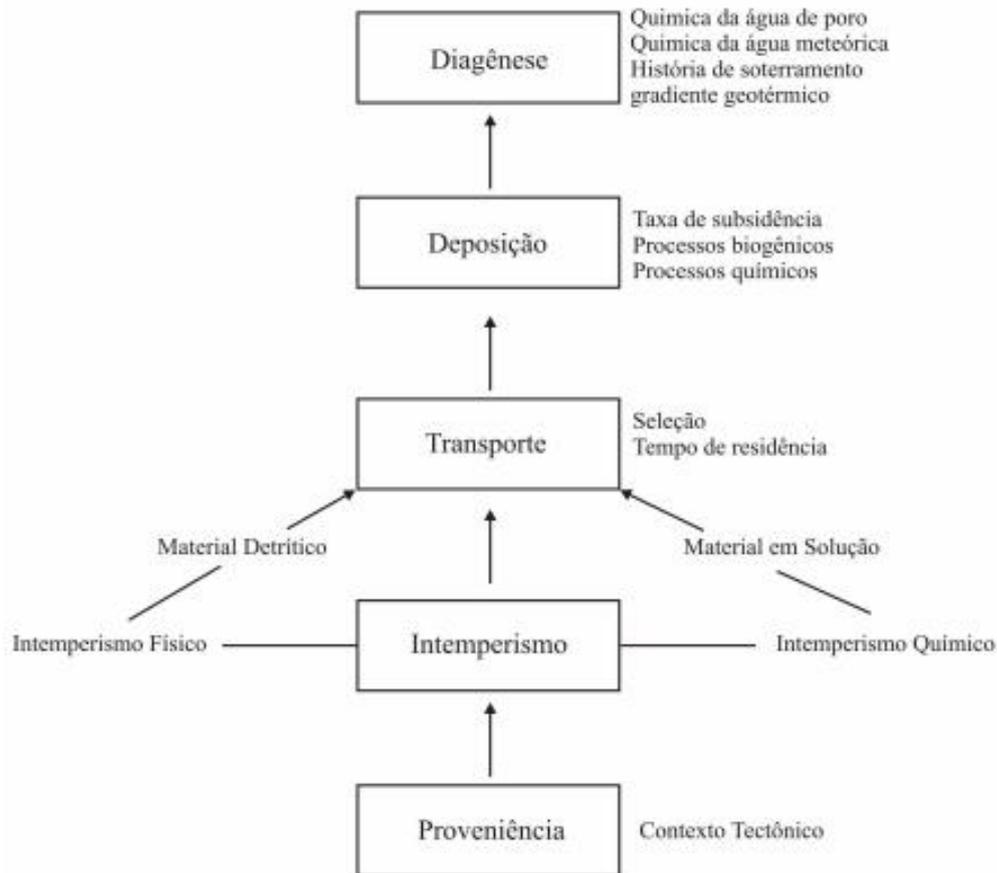


Figura 11 - Principais processos que controlam a composição química das rochas sedimentares.

Fonte: Melo (2010).

#### 4.4 Elementos Químicos

Os elementos podem ser classificados comumente como litófilos, organófilos, calcófilos e siderófilos de acordo com as fases as quais estão ligados (Melo, 2010).

Na associação litófila as fases principais são a carbonática, argilosa, feldspática e sulfatos traduzindo uma relação entre os elementos e a litologia propriamente dita (Melo, 2010). Na fase carbonática os principais elementos são o Ca, Mg, Sr e Mn. Já na fase argilosa, os grupos de elementos estão condicionados aos tipos de argilominerais: illita ( B, V, Ba – Ba, Sr – Al, Ti, Ba, Sr – Al, Ti, Ga, Sr), caolinita (Al, Ti, Ga – Al, Ti, Sr), clorita (Mg, Zn, Ni – Fe, Co, Mn, Ni – V, Zn, Ga, Ni, Co – Al, Ga, Co, Mn) e esmectita (Cr (V, Ni, Co) – Ga, Ni, Co – B, Ca, Sr) (Melo, 2010).

O alumínio é um elemento importante que pode auxiliar na determinação de fontes detríticas clásticas (Rodrigues, 2005, *apud* Melo, 2010) e apresenta alta correlação com os elementos Ti, Mg, Na, K, Ga, La e Nb. Os elementos Ba, Ti, Ga e Pb estão bastante ligados a feldspatos potássicos, Ti, Ba, Sr e Ca com feldspatos sódicos e Ti, Ca, Ba e Sr com feldspatos cálcicos (Melo, 2010).

Na associação organófila as principais associações são carbono orgânico e Mo, Ni e Cu e carbono orgânico e Mo, Ni, Cu, V, Cr e Zn. No ambiente em que a matéria orgânica é bem preservada, com aumento da anoxia a tendência é que ocorra enriquecimento sucessivo de Ni, Cu, Mo e V (Melo, 2010).

A associação calcófila corresponde aos elementos relacionados aos sulfetos. A maioria dos elementos que se associam a fase sulfeto também pode ser encontrada na associação organófila. O único elemento que pode estar presente na associação calcófila, mas não pode estar presente na associação organófila é o Co. Desta forma, quando há associação entre o Co e a matéria orgânica é porque também existe uma fase de sulfetos ligada à matéria orgânica (Melo, 2010).

As associações Pb – Co – Fe ou Pb – Zn – Co – Fe são frequentemente indicadoras da fase pirita (Teixeira & Rodrigues, 1997, *apud* Melo, 2010). Entre estes elementos o Fe parece exercer um papel fundamental na formação da pirita, uma vez que é a disponibilidade dos íons ferroso e férrico (ao lado dos íons de enxofre) o principal fator controlador da formação deste mineral em ambientes marinhos com baixa oxigenação (Rodrigues, 2005, *apud* Melo, 2010).

Na associação siderófila (elementos ligados ao ferro) os elementos mais comuns são Fe, Mn, Cr, V, Mo, Ni, Co e Pb. São comuns as seguintes associações: Mn, V, Cr ou Mo – Mn – Co ou Mo - Ni – Co – Mn. O par V-Cr é praticamente indissolúvel, devido a semelhança de seus raios iônicos. Ni – Co é também um par muito comum, exceto quando o Ni está associado à matéria orgânica onde o Co não é comum. Mn – Co é bastante frequente na fase óxido, pela proximidade de seus raios iônicos (Teixeira & Rodrigues, 1997 *apud* Melo, 2010).

O Ba é geralmente reportado na bibliografia como sendo indicador de produtividade primária e sedimentação biogênica. De acordo com Rodrigues (2005), *apud* Melo (2010), há situações em que o Ba pode ter alta correlação estatística com o Al o que sugere uma fonte do influxo de terrígenos de fora da bacia principalmente através de minerais de argila.

#### **4.5 Proxies Geoquímicas**

As *proxies* geoquímicas são observações indiretas que podem ser obtidas por meio da análise de razões e relações elementares em registros sedimentares. Elas desempenham um papel crucial na reconstrução paleoambiental e paleodeposicional, fornecendo uma importante ferramenta para entender as condições ambientais passadas e os processos de deposição ocorridos ao longo do tempo.

Um paleoambiente é, essencialmente, um ambiente que foi preservado no registro da rocha em algum momento no passado. Identificar um determinado paleoambiente a partir dos dados disponíveis nos sedimentos não é algo simples. Determinar os parâmetros geoquímicos associados ao ambiente pode ser muito difícil em grande parte devido à diagênese. Condições únicas e complexas durante a deposição do paleoambiente também podem contribuir para a dificuldade de decifrar o significado das assinaturas geoquímicas no registro da rocha (Kennedy, 1998).

Cada proxy fornece informações valiosas sobre diferentes aspectos dos paleoambiente e, quando combinadas, elas ajudam a construir uma imagem mais completa das mudanças que podem ter ocorrido no decorrer do tempo geológico. A tabela 1 traz uma revisão bibliográfica de *proxies elementares* encontradas na literatura, possíveis utilizações e suas referências.

Tabela 1 - Revisão bibliográfica de *proxies* geoquímicas.

<i>Proxies</i>	Interpretação	Referência	<i>Proxies</i>	Interpretação	Referência
Si/Al	Quartzo x Argila/Maturidade do Sedimento	Craigie, 2015; Baiyegunhi, 2017	Ni/Co e (V/V+Ni)	Ambiente Paleoredox	Rimmer, 2004 <i>apud</i> Han, 2020
Ti/Ca e Fe/Ca	Input Terrígeno	Arz <i>et al.</i> , 1999; Nace <i>et al.</i> , 2014 <i>apud</i> Gebregiorgis, 2020	K/Al	Feldspato Alcalino X Plagioclásio e Argilo-Minerais	Madukwe, 2019
Fe/Al e S	Transição de Zonas/Eventos Óxidos para Anóxicos	Van Capellen <i>et al.</i> , 1998 <i>apud</i> Lopez, 2006	Sr/Cu	Paleoclima	Lerman, 1989; Wang <i>et al.</i> , 1997 <i>apud</i> Sarki Yandoka, 2015
Zr/Nb	Granulometria	Ratcliffe & Wright, 2012	Ga/Rb	Paleoclima	Xie, 2018, Cao, 2012 <i>apud</i> Han, 2020
Zr/Rb e Ca	Granulometria	Gebregiorgis, 2020	Rb/Sr	Paleoclima	Silva, 2017 <i>apud</i> Ribeiro, 2019
K/Ti e K/Rb	Intemperismo	Clift <i>et al.</i> , 2008, <i>apud</i> Gebregiorgis, 2020	Sr/Ca	Salinidade	Bahr, 2008 <i>apud</i> Ribeiro, 2019
Ti/Al	Intemperismo e Erosão	Tian <i>et al.</i> , 2011 <i>apud</i> Gebregiorgis, 2020	Sr/Ba	Salinidade	Deng & Qian, 1993 <i>apud</i> Sarki Yandoka, 2015
P-org, Ni/Al, (Ni+Cu)/Al	Paleoprodutividade	Eagle <i>et al.</i> , 2003; Tribovillard <i>et al.</i> , 2006	V/Ni	Migração de Hidrocarboneto	Jiao, 2010
Zr/P e Y/P	Fonte / Proveniência	Craigie, 2016	Fe/Mg	Piritização	Sano <i>et al.</i> , 2014
Si/Al e Si/K	Energia de Transporte	Lopez, 2006	Fe/Ti, (Fe+Mn)/Ti e Al/(Al+Fe+Mn)	Sedimentação Hidrotermal e Biogênica	Adachi <i>et al.</i> , 1986; He <i>et al.</i> , 2016
Ca/Al e Ca/Mg	Mineralização da Água/Condutividade	Lopez, 2006	(Ni+V+Fe)/Al	Densidade de Fratura	Gezeeri, 2009
U/Th, Ni/Co, V/Cr e V/(V+Ni)	Condições Redox	Tribovillard <i>et al.</i> , 2006; Algeo e Tribovillard, 2009	Ba/Al	Paleoprodutividade	Dean <i>et al.</i> 1997; <i>apud</i> Li, 2017
Cu/Zn, (Cu+Mo)/Zn, V/Sc	Condições Redox	Vários autores <i>apud</i> Madukwe, 2019	S/Cl	Sedimentação Marinha	Croudace, 2015 <i>apud</i> Ribeiro, 2019

Diversas razões e relações elementares são abordadas na literatura e aplicadas não só na interpretação paleoambiental e paleodeposicional, mas em vários outros aspectos geológicos. Para este trabalho, foram utilizadas 8 razões como *proxies* geoquímicas, Si/Al, Si/Fe, K/Ca, Ti/Ca, V/(V+Ni), Y/P, Sr/Cu e Sr/Ca. Tais *proxies* serviram como possíveis indicadores de variação de argilosidade, aporte, condições redox, fonte/proveniência, paleoclima e salinidade.

#### 4.5.1 Argilosidade

As razões Si/Al e Si/Fe foram selecionadas nesse estudo para a avaliação de argilosidade. A razão Si/Al é amplamente utilizada e indica a relação quartzo/argilo-mineral de uma amostra, visto que as concentrações de Al estão relacionadas à quantidade de argila e as concentrações de Si estão relacionadas ao conteúdo de quartzo detrítico.

#### 4.5.2 Input Terrígeno

As razões Ti /Ca e Fe/Ca como *proxies* de fluxo terrígeno são baseadas na suposição de que os conteúdos de Ti e Fe dos sedimentos marinhos estão diretamente ligados aos sedimentos terrígenos (siliciclásticos) carregados principalmente ao oceano por processos de transporte fluvial e /ou eólico (Arz *et al.*, 1999; Nace *et al.*, 2014, *apud* Gebregiorgis, 2020), enquanto as intensidades de Ca refletem mudanças na produção de carbonato de cálcio (CaCO<sub>3</sub>) pelo plâncton marinho (Bahr *et al.*, 2005, *apud* Gebregiorgis, 2020).

A concentração de K representa a abundância de minerais clásticos portadores de K provenientes de a erosão de sedimentos. Roy *et al.*, 2017 sugere que a razão K/Ca representa frações não carbonáticas inorgânicas (minerais de argila e óxidos) depositadas por erosão e essa variação na concentração de K seria um efeito da diluição do carbonato.

#### 4.5.3 Condições Redox

Os estados de oxidação e redução são significativos para identificar a deposição de sedimentos em ambiente marinho ou não marinho. O aumento de alguns metais traço em sedimentos é direta ou indiretamente restringido por condições

redox por meio de uma mudança no estado redox e/ou especiação (McKay et al., 2007, apud Madukwe, 2019). As razões U/Th, Ni/Co, Cu/Zn, (Cu + Mo)/Zn, V/Sc, V/(V+Ni) e V/Cr foram utilizadas para avaliar as condições paleoredox (Bjorlykke, 1974; Hallberg, 1976; Dypvik, 1984; Dill, 1986; Shaw *et al.*, 1990; Brumsack, 2006; Nagarajan *et al.*, 2007; Hetzel *et al.*, 2009, apud Madukwe, 2019),

A razão V/(V+Ni) apresentou melhores respostas a variações estratigráficas, sendo selecionada para análise das condições redox nesse trabalho.

#### 4.5.4 Fonte/Proveniência

O elemento P pode estar concentrado tanto em minerais pesados contendo P (monazita, apatita) quanto em fosfato biogênico. Os elementos Zr e Y são altamente "imóveis", sendo quase exclusivamente concentrados em minerais pesados. O elemento Y também está contido em minerais como a apatita, monazita e xenotímio, enquanto o elemento Zr é praticamente exclusivo de zircões detríticos. Dessa forma, as razões Y/P e Zr/P podem indicar mudanças na fonte/proveniência dos sedimentos (Craigie, 2016).

A razão Y/P se mostrou mais sensível às variações, sendo, portanto, selecionada para a identificação de superfícies estratigráficas. Por possivelmente representar mudanças na proveniência/fonte dos sedimentos, foi utilizada nesse estudo como *proxy* de aporte sedimentar.

#### 4.5.5 Paleoclima

O elemento gálio (Ga) está presente principalmente em minerais de argila, especialmente caulinita, refletindo as condições climáticas quentes e úmidas (Roy, 2013, Beckmann, 2005 apud Han, 2020). O rubídio (Rb) está intimamente relacionado com a illita, refletindo as condições climáticas frias e áridas (Roy, 2013 apud Han, 2020). Quanto mais frio e seco for o clima no momento da deposição, menor será a razão Ga/Rb na rocha sedimentar.

O clima tem efeito extremo na mineralogia e geoquímica dos sedimentos (Rieu *et al.*, 2007; Yan *et al.*, 2010 apud Sarki Yandoka, 2015). O intemperismo está relacionado ao clima. O intemperismo intenso (especialmente químico) está associado a climas quentes e úmidos, enquanto o intemperismo mínimo está associado ao clima frio e árido (Nesbitt *et al.*, 1996 apud Sarki Yandoka 2015).

A razão Estrôncio (Sr) /Cobre (Cu) é um indicador elementar importante para condições paleoclimáticas (Lerman, 1989; Wang *et al.*, 1997 *apud* Sarki Yandoka, 2015)

Embora as concentrações de Sr e Cu sejam influenciadas pela escala de uma bacia deposicional e pela profundidade da água (Jia *et al.*, 2013), geralmente altas razões Sr/Cu são sugeridas para refletir um clima frio e seco e baixas razões Sr/Cu indicam um clima quente e úmido (Lerman, 1989 *apud* Sarki Yandoka)

Entre as razões Ga/Rb e Sr/Cu, a razão Sr/Cu apresentou melhores respostas às mudanças quimioestratigráficas, sendo selecionada para análise de paleoclima.

#### 4.5.6 Paleosalinidade

A razão Sr/Ca pode indicar variações no teor de salinidade. A proporção entre Sr e Ca pode ser usada como uma medida de salinidade dentro de lagos, mas é difícil determinar a proporção adequada desses elementos necessários para começar a substituir Ca por Sr em virtude de aumentos na salinidade do lago. Empiricamente, segundo estudos, o relacionamento parece particularmente forte. Estima-se que parte do estrôncio seja derivada de fontes clásticas que entram nos lagos através do transporte eólico com os outros principais elementos detríticos. Devido à forte correlação entre esses dois elementos é provável que grande parte do estrôncio preservado nos sedimentos dos lagos está presente na fração carbonática (Rush, 2010 *apud* Ribeiro, 2019)

Em ambientes lagunares, à medida que a salinidade no lago aumenta, a quantidade de estrôncio precipitado e preservado nos carbonatos do sedimento também aumenta. Dessa forma, a razão Sr/Ca pode ser usada empiricamente como uma medida da salinidade do lago através do tempo (Bahr, 2008 *apud* Ribeiro, 2019).

Sr e Ba são dois elementos considerados indicadores de paleosalinidade (Liu, 1980; Liu *et al.*, 1984; Deng e Qian, 1993; Wang, 1996, *apud* Sarki Yandoka, 2015). Uma alta proporção de Sr/Ba reflete alta salinidade, e uma baixa proporção, baixa salinidade. (Deng & Qian, 1993 *apud* Sarki Yandoka, 2015)

Contudo, o Ba está relacionado à baritina no poço, composto muito utilizado para adensar o fluido de perfuração, podendo estar presente como contaminante nas

amostras de calha analisadas (Oliveira *et al*, 2022). Por conta disso, optou-se por não usar a razão Sr/Ba e a análise de salinidade foi baseada na variação da razão Sr/Ca.

#### 4.6 Perfis Geofísicos de Poços

A perfilagem geofísica é uma técnica crucial na exploração e estudo da subsuperfície. Um perfil geofísico é gerado através da coleta contínua de parâmetros geofísicos por um sensor ao longo de um poço, como resistividade, condutividade, densidade e velocidade das ondas sísmicas (Tabela 2). Esse perfil consiste em uma representação gráfica na qual esses parâmetros petrofísicos são registrados em relação à profundidade (Nery, 1990).

A interpretação dos dados obtidos durante esses levantamentos permite a caracterização das propriedades geológicas e estruturas presentes na subsuperfície. Essa abordagem fornece informações valiosas para entender a composição e a dinâmica dos solos, sendo fundamental para diversos setores, como avaliação de reservatórios de hidrocarbonetos, avaliação de recursos naturais, estudos ambientais, hidrológicos, geotecnia e projetos de engenharia.

Tabela 2 - Parâmetros geofísicos da perfilagem de poços.

Parâmetro Geofísico	Propriedade Medida	Unidades	Utilidade Geológica
Potencial Espontâneo (SP)	potencial elétrico natural	milivolts	Identificação de litologias, correlação, análise da forma da curva, identificação de zonas não permeáveis.
Resistividade	resistência à circulação de corrente elétrica	ohm.metro	Estimativa de saturação de água/hidrocarboneto, identificação de carvão, permeabilidade.
Raios-gama (GR)	radioatividade natural	unidade API	Identificação de litologias, correlação, análise da forma da curva, contatos.
Sônico (DT)	tempo de trânsito de ondas compressoriais	microsegundo/metro	Identificação de zonas porosas, zonas de fraturas, identificação de litologias, correlação.
Caliper	diâmetro do furo de perfuração	centímetro	Avaliação da condição do furo, estimativas de litologia e porosidade.
Densidade (RHOB)	densidade de elétrons	g/cm <sup>3</sup>	Porosidade, identificação de litologias, presença de gás.
Neutrônico (NPHI)	concentração de hidrogênio	% porosidade	Identificação de zonas porosas, presença de hidrocarboneto, correlação com outros parâmetros para identificação de litologias.

Fonte: Cant (1992), Kearey et al. (2009) *apud* Yamassaki (2018)

#### 4.6.1 Raios Gama (GR)

O perfil de Raios Gama é baseado na medida da variação da radioatividade natural das rochas presentes em uma formação. A radioatividade é o decaimento espontâneo (ou desintegração) de um núcleo atômico instável acompanhado pela emissão de radiação. Os Raios Gama naturais originam-se primariamente da desintegração de 3 elementos, Urânio ( $U^{235}$ ), Tório ( $Th_{232}$ ) e Potássio ( $K^{40}$ ) (Nery, 2004).

Os raios gama podem reagir com a matéria (rochas) de várias formas. Para a perfilagem geofísica, a que mais se destaca é interação através de espalhamento inelástico, denominado Efeito Compton. Esse efeito ocorre entre um fóton incidente de média energia e um elétron orbital. O fóton incidente ejeta o elétron de sua órbita, cedendo a ele parte de sua energia cinética e desviando-se em sua trajetória (Nery, 2004).

A concentração de raios gama é detectada em duas etapas. Na primeira delas os raios gama interagem com o material do detector e convertem parcialmente ou totalmente a sua energia em radiação ionizante, tornando-se energéticos. Na segunda etapa, os elétrons são convertidos em sinal elétrico podendo ser medidos então pelo equipamento (Ellis & Singer, 2007, apud Nobre 2019).

As ferramentas de medição dos raios gama de poço geralmente usam detectores que empregam um cristal de cintilação, sensível a radiação ionizante, que emite luz quando atingido por um fóton. Um tubo fotomultiplicador é acoplado ao cristal com a função de amplificar a corrente elétrica em um milhão de vezes. Os cristais mais comuns são de fósforo, com iodeto de sódio ativado por tálio. A sensibilidade dos cintilômetros é função da forma e do tamanho do cristal, enquanto a intensidade da cintilação é diretamente proporcional à energia do fóton que o atingiu (Nery, 1990, apud Nobre, 2019).

Qualquer elemento radioativo natural ocorre originalmente nas rochas ígneas, sendo posteriormente espalhados dentro das rochas sedimentares e na água do mar durante os processos de erosão e redistribuição dos fragmentos. (Nery, 2004)

Os folhelhos são naturalmente bastante radioativos, enquanto arenitos e calcários geralmente apresentam valores mais baixos de raios gama. Algumas argilas contêm alto teor de potássio e são capazes de reter íons metálicos, como urânio e tório. O urânio é bastante encontrado em folhelhos carbonosos ricos em matéria orgânica devido a capacidade dos organismos de concentrar elementos radioativos. Já o tório, em pequenas frações, é representado por minerais-traços. Nos arenitos, o nível de radioatividade depende principalmente do conteúdo de argila ali presente, quando não arcósios. Já nos carbonatos são esperados valores quase nulos de raios gama, devido a origem deste tipo de rocha estar na precipitação química de minerais carbonáticos (Calonio, 2020).

Os perfis de raios gama são muito utilizados principalmente na identificação de litologias, na correlação entre poços, na identificação de minerais radioativos, ambiente deposicional e história diagenética e na quantificação de argilosidade. (Ellis et al., 2008, apud Calonio, 2020) Outra vantagem desse perfil está na possibilidade de ser feito em poços revestidos, tornando-se bastante útil em trabalhos de completação e restauração (Nery, 2004).

Algo que interfere muitas vezes na leitura dos perfis de raios gama é a presença de elementos pesados no fluido de perfuração (baritina), revestimento e cimento do poço. O efeito da interposição desses materiais entre o detector e a camada (lama, reboco, cimento e revestimento) acaba reduzindo sensivelmente a quantidade total (intensidade) da radiação medida, mas não descarta totalmente o valor quantitativo a ser registrado pelo perfil (Nery, 2004).

#### **4.6.2 Resistividade**

A resistividade está relacionada a resistência de um material à passagem de uma corrente elétrica, sendo inversamente proporcional a condutividade. A resistência elétrica depende da geometria do fluxo de corrente e da resistividade intrínseca do material (Chopra, 2014).

O perfil de resistividade é bastante útil sobretudo na identificação de fluidos presentes nas rochas e no cálculo de saturação (Calonio, 2020).

Um método bastante comum de medição da resistividade de uma rocha é através da ferramenta de indução (ILD), que é constituída de duas bobinas, uma de transmissão e outra de recepção. Uma corrente é aplicada à bobina de transmissão, gerando assim um campo eletromagnético, campo esse que induz uma corrente elétrica nos fluidos presentes na rocha. As correntes induzidas criam um campo eletromagnético secundário que induz uma corrente alternada na bobina de recepção (Rider, 2011).

A partir da relação entre as intensidades dos campos magnéticos primário e secundário é possível inferir o valor da condutividade elétrica da rocha em questão. Quanto menor a condutividade da rocha, menor o campo secundário e consequentemente maior a resistividade (Calonio, 2020).

A resistividade das rochas depende de alguns fatores, tais como a porosidade, o tipo de fluido contido em seus poros e o conteúdo de sais nele dissolvido. A redução da porosidade da rocha com profundidade normalmente vem acompanhada do aumento dos valores de resistividade. A presença de água de formação (salgada) está relacionada a alta condutividade elétrica, e consequentemente baixa resistividade, ao contrário dos hidrocarbonetos que são bastante resistivos. A água doce, diferente da água salgada, não é condutiva, apresentando valores de resistividade altos, o que muitas vezes pode confundir e levar a interpretações errôneas a respeito do fluido presente na rocha (Rocha et al., 2009 apud Calonio, 2020).

#### **4.6.3 Densidade**

O perfil de densidade funciona com base no registro das variações de densidade das camadas no decorrer do poço. A medição da densidade é realizada pelo “bombardeio” das camadas por um feixe monoenergético de raios gama, de intensidade fixa, que ao sair da fonte, choca-se sucessivamente com os elétrons da formação, seguindo o efeito Compton (Nery, 2004).

À medida que os raios gama vão se dispersando, ou sendo absorvidos, a intensidade do feixe inicial diminui, em função da mudança na densidade eletrônica do meio, e essa mudança é então medida pelo detector. Dessa forma, quanto maior a densidade da rocha menor a intensidade da radiação detectada (Nery, 2004).

Como o efeito Compton é diretamente proporcional ao número de elétrons por unidade de volume de material e como o número de elétrons por unidade de volume é proporcional à densidade (massa/volume) das formações, deduz-se que este perfil responde diretamente à densidade da formação e inversamente à sua porosidade (Nery, 2004).

O perfil de densidade é bastante utilizado no cálculo da porosidade e na identificação da litologia e de zonas de gás (em conjunto com os perfis de neutrão) e os principais problemas que afetam as medições são a presença de lama e reboco (baritina), hidrocarbonetos, argilosidade e matriz desconhecida (Nery, 2004).

#### **4.6.4 Neutrão**

Os nêutrons são partículas destituídas de carga elétrica que podem penetrar profundamente na matéria, interagindo elástica ou inelasticamente com os núcleos dos elementos que compõem as rochas (Nery, 2004).

As ferramentas neutrônicas são constituídas por uma fonte de nêutrons e de um, dois ou quatro detectores. Os nêutrons em alta velocidade bombardeiam as camadas adjacentes ao poço, onde sucessivas e múltiplas colisões elásticas com os átomos do meio fazem com que os nêutrons percam parte da energia com que foram lançados. Esta perda de energia depende da massa relativa (ou seção eficaz) do núcleo colidido (Nery, 2004).

A colisão de nêutrons com átomos de hidrogênio é a que provoca maior perda de energia, devido ao fato das massas de ambos serem iguais. Dessa forma, quanto maior a quantidade de nêutrons detectados pelo equipamento, maior a presença de hidrogênio naquela região, indicando uma maior porosidade (Calonio, 2020).

Sendo assim, o perfil de neutrão 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 nas moléculas 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 (Calonio, 2020).

#### 4.6.5 Sônico

A base do funcionamento das ferramentas sônicas está na transmissão de ondas sonoras através de uma formação. Tais ferramentas, são normalmente compostas por duas partes, uma contendo um transmissor e outra contendo dois ou mais receptores, sendo essas duas partes separadas por um conector de borracha a fim de se reduzir a quantidade de transmissão direta de energia acústica ao longo da ferramenta do transmissor para o receptor. (Chopra et al, 2004)

O transmissor injeta uma série de ondas sinusoidais de energia acústica na formação. Subsequentemente, os detectores recebem um sinal complexo, devido a multiplicidade de caminhos que as ondas podem tomar através da formação. A chegada mais rápida (em poços não revestidos) geralmente se dá através das rochas mais próximas da parede do poço. A detecção desse sinal utiliza um algoritmo de processamento envolvendo correlação cruzada entre a série de ondas originais geradas pelo transmissor e as recebidas pelos detectores. (Chopra et al, 2004)

Na prática, o registro sônico mede o “tempo de trânsito”, ou vagarosidade, ao longo do caminho de sinal mais rápido. Esse tempo de trânsito, depende da densidade e da porosidade da rocha e é inversamente proporcional a velocidade sônica. Dessa forma, pode-se assumir a seguinte relação: quanto maior o tempo de trânsito, maior a porosidade e menor a densidade da rocha.

Elevados tempos de trânsito podem indicar presença de fraturas, desmoronamentos ou gás. Sendo assim, o perfil sônico é extremamente útil no que diz respeito à estimativa de porosidade e grau de compactação das rochas, detecção de fraturas e auxilia bastante em atividades com sísmica e elaboração de sismogramas. (Lima, 2006, apud Calonio, 2020)

#### 4.6.6 Caliper

O Caliper é uma ferramenta que registra a variação do diâmetro ao longo de um poço. Essa variação geralmente é medida com o auxílio de braços extensíveis que são pressionados contra a parede do poço e erguidos via cabo do fundo em direção a superfície. Esses braços se movem, abrindo e fechando de acordo com o diâmetro do poço e o movimento é então convertido em sinal elétrico e registrado pelo computador.

As ferramentas de caliper mais simples usam apenas dois braços para registro, já ferramentas mais sofisticadas podem ter quatro ou mais braços, cada um medindo independentemente a distância até a parede do poço. Ferramentas multibraço geralmente fornecem melhor resolução quando comparadas a ferramentas mais simples.

O perfil de caliper é bastante útil na análise das condições internas do poço, tendo um papel fundamental no controle de qualidade das medições. De acordo com as variações de diâmetro registradas, é possível identificar zonas de arrombamento, formação de reboco, maior ou menor rugosidade, etc. As zonas de arrombamento são zonas em que o diâmetro do poço é maior que o *bit size* e ocorrem quando há desabamento devido a circulação do fluido de perfuração, já as zonas de reboco, apresentam diâmetro menor que o *bit size*, e é onde há acúmulo de fluido de perfuração na parede do poço. (Rider, 2011)

Conhecer tais variações é bastante importante para correções de perfis, principalmente quando se trata de equipamentos que descem centralizados, como é o caso do sônico e equipamentos que necessitam de contato direto com a parede do poço, como as medições de densidade e neutrão. Na curva do sônico, a leitura dos tempos de trânsito é afetada em zonas de arrombamento, por exemplo, onde as ondas demoram mais em seus trajetos resultando em valores mais altos naquela região. Já as curvas de densidade e neutrão também sofrem interferência na leitura em zonas de arrombamento, mas devido a uma maior distância entre a ferramenta e a rocha a ser lida, podendo existir ali partículas de fluido de perfuração que acabam atrapalhando a medição naquele ponto. (Calonio, 2020)

## **5 MATERIAIS E MÉTODOS**

A metodologia analítica aplicada foi descrita em detalhes, incluindo os resultados das análises, do controle de qualidade e a criação de perfis geoquímicos para cada poço estudado. Esses perfis foram comparados com perfis de Raios Gama, Resistividade, Densidade, Neutrão e Sônico, buscando estabelecer associações entre eles. Com base nesses dados, foi realizada uma discussão sobre a composição química/mineralógica dos reservatórios Poti e Cabeças, bem como a utilização de proxies geoquímicas para a divisão dos reservatórios em diferentes fácies quimioestratigráficas. Além disso, inferências foram feitas sobre as condições durante os processos deposicionais e diagenéticos nesse intervalo estratigráfico.

### **5.1 Materiais**

#### **5.1.1 Amostras de Calha**

Este estudo está integrado no âmbito do Projeto Parnaíba e tem como foco de investigação as amostras de calha que foram generosamente cedidas pela Parnaíba Gás Natural (atual Eneva) à Universidade Federal Fluminense, com o propósito de enriquecer atividades acadêmicas (Figura 12). Essas amostras desempenham um papel fundamental em várias vertentes do projeto, sendo aplicadas em diferentes pesquisas em curso.

Para este trabalho, foram utilizadas amostras de calha referentes a quatro poços, 1-OGX-101-MA, 1-OGX-110-MA, 4-OGX-49-MA, 3-PGN-5-MA, todos localizados na região do Parque dos Gaviões na Bacia do Parnaíba (Figura 13). Foram analisadas 312 amostras do poço 1-OGX-101-MA, no intervalo 1017/1950m, 196 amostras do poço 1-OGX-110-MA, no intervalo 1323/1907 m, 246 amostras do poço 4-OGX-49-MA, no intervalo de 1164/1899m e 131 amostras do poço 3-PGN-5-MA, no intervalo 1122/1530 m, totalizando 885 amostras.



Figura 12 - Caixas contendo amostras de calha doadas à UFF.

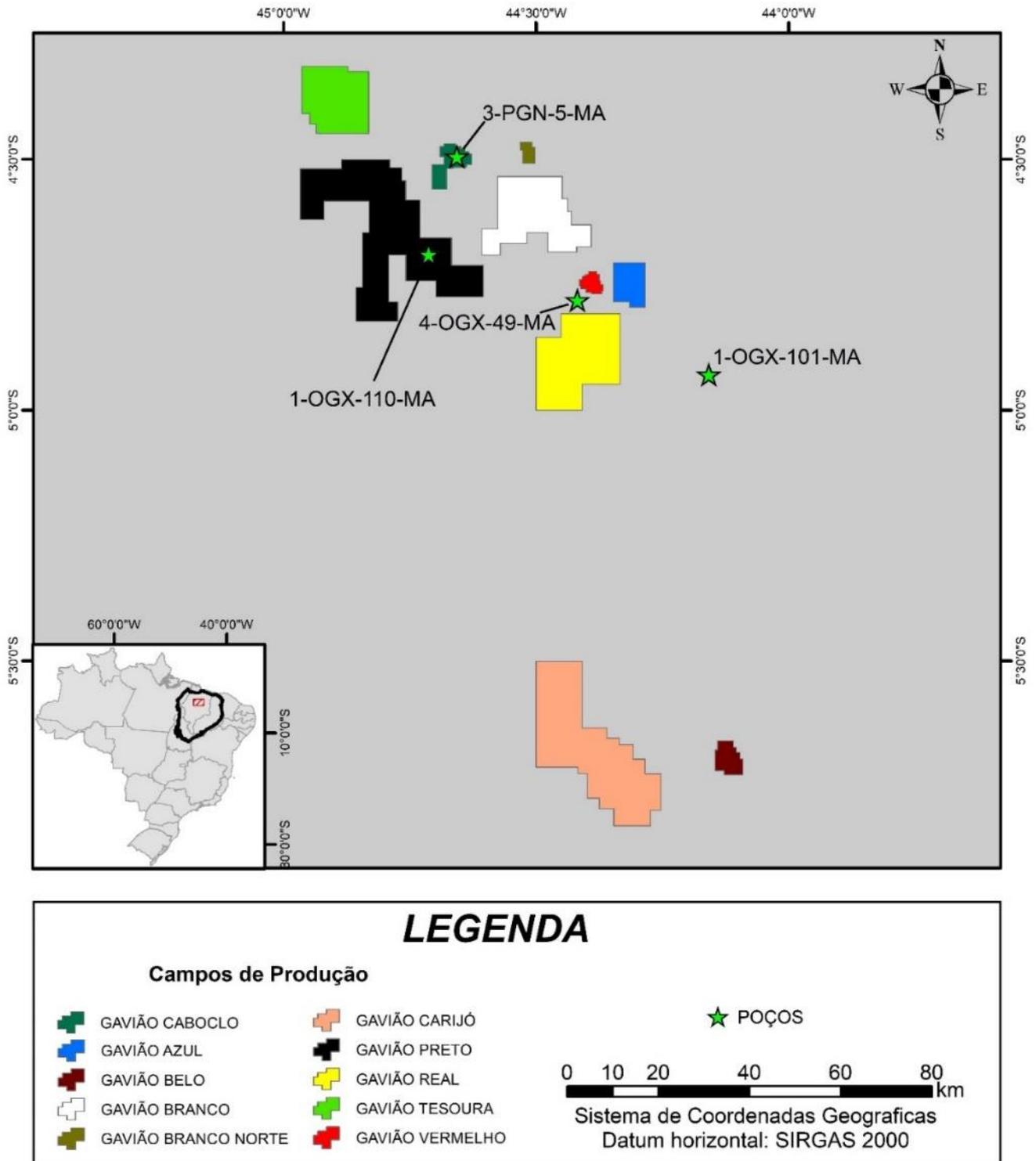


Figura 13 - Mapa de localização dos poços estudados na Área do Parque dos Gaviões, Bacia do Parnaíba. Fonte: do Autor.

No poço 3-PGN-5-MA, o intervalo analisado engloba a parte superior da Formação Poti (1122/1175 m), a soleira de diabásio (1175/1332m) e o reservatório Poti 2 (1332/1530m), com amostras de 3 em 3 metros e uma lacuna no intervalo (1362/1377m), devido a retirada de um testemunho nessa área, com a consequente ausência de amostras de calha. Infelizmente não foi possível obter acesso físico a esse testemunho, o que permitiria uma amostragem em altíssima resolução.

No poço 1-OGX-110-MA, o intervalo analisado compreende toda a porção do reservatório Poti (1323/1580m), a Formação Longá (1581/1683m), o reservatório Cabeças (1686/1842) e a Formação Pimenteiras (1845/1907) também com taxa de amostragem de 3 em 3 metros.

No poço 1-OGX-101-MA, as amostras analisadas representam as Formações Poti (1017/1368m), a parte superior da Formação Longá (1371/1410m), a soleira de diabásio (1413/1599m), a porção Longá 2 (1602/1668m) e as Formações Cabeças (1671/1821m) e Pimenteiras (1824/1950m).

Por fim, no poço 4-OGX-49-MA, o intervalo amostrado compreende a Formação Poti (1164/1659m), contendo a soleira de diabásio entre 1461 e 1632 metros, a Formação Longá (1662/1770m) e a Formação Cabeças (1773/1899m).

Parte das amostras de calha analisadas nesse estudo foram descritas por outros pesquisadores do Projeto Parnaíba, cujos dados disponíveis serviram de auxílio nas interpretações com base nas análises químicas. As amostras foram descritas no Estereomicroscópio Binocular – *Stemi 508* e os resultados foram organizados e plotados no software *SedLog*.

### 5.1.2 XRF

O equipamento utilizado para as análises químicas de XRF foi o *Epsilon 1* da Malvern Panalytical, que é um EDXRF (energia dispersiva) com atmosfera de ar (Figura 14). A configuração de análise foi feita no modo *Omnian*, sendo um método de varredura dos elementos na amostra. O aparato é composto por um espectrômetro, ampola de raios X com ânodo de prata (Ag), um computador embutido e um software de análise integrado, fornecendo a cada leitura, os elementos presentes nas amostras e suas respectivas concentrações.



Figura 14 - Foto do equipamento XRF de bancada *Epsilon 1*. Fonte: Malvern Panalytical (2023)

### 5.1.3 Perfis Geofísicos

Foram utilizados nesse trabalho os perfis a cabo de Raios Gama, Resistividade, Neutrão, Densidade, Sônico e Cáliper, sendo esses dados públicos obtidos da Agência Nacional de Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (ANP). Esses perfis foram baixados em formato .las e carregados no software Appy, para integração com os dados químicos.

## 5.2 Métodos

O fluxo de trabalho (Figura 15) adotado neste estudo pode ser dividido em 3 fases, pré-análise, análise e pós-análise. A primeira fase inclui as etapas laboratoriais de amostragem e secagem. A segunda fase consiste na leitura e controle de qualidade das amostras no equipamento. E por fim, a terceira e última fase sendo composta pela exportação e formatação dos dados, controle de qualidade das curvas e interpretação dos dados.



Figura 15 - Fluxograma de Trabalho.

### 5.2.1 Amostragem

As amostras de calha utilizadas nesse trabalho foram lavadas e utilizadas pela equipe do projeto para fins de descrições litológicas dos poços. Nesse processo, foram retiradas dos sacos de pano pequenas amostras de cada intervalo e colocadas em peneira de 0,065  $\mu\text{m}$  para lavagem mecânica com água e detergente neutro a fim de se retirar o excesso de fluido de perfuração e outros possíveis contaminantes que possam prejudicar as análises químicas. (Figuras 16A e 16B)

As amostras utilizadas para as análises químicas foram reutilizadas após descrição, sendo separadas em pequenos sacos plásticos do tipo *zip lock* e devidamente identificadas com o nome do poço, litologia e respectivas profundidades. (Figura 16C)



Figura 16 - Processos de amostragem (A), lavagem (B) e armazenamento das amostras de calha em sacos tipo zip lock.

### 5.2.2 Secagem

A metodologia para secagem das amostras adotada inicialmente foi a de liofilização, em que as amostras são congeladas e encaminhadas para uma câmara de vácuo, aumentando-se gradativamente a temperatura e reduzindo a pressão circunvizinha, permitindo que a água congelada da amostra passe diretamente da fase sólida para a fase gasosa pelo processo de sublimação. O equipamento utilizado para essa etapa foi o liofilizador (Figura 16) disponibilizado pelo laboratório de Geologia Sedimentar do Instituto de Geociências da UFF.

Devido ao longo tempo de secagem no liofilizador, alta demanda do equipamento por outros pesquisadores do laboratório e questões de logística, passou-se a adotar o método de secagem na estufa (Figura 17) a 40°C. Vale ressaltar que, quimicamente, a mudança do método não gera nenhuma alteração nas análises.

Dessa forma, após a lavagem as amostras são colocadas em béqueres com filtro de papel, secam naturalmente por 24h e são encaminhadas para a estufa, onde permanecem por pelo menos 24h até estarem secas e prontas para armazenamento.



Figura 17 - Etapa de secagem das amostras no liofilizador.



Figura 18 - Etapa de secagem das amostras na estufa.

### 5.2.3 Análise de XRF

As amostras já secas foram maceradas e homogeneizadas, sendo inseridas em *sample cups*, preparados com base em filme de prolene, material inerte às análises de XRF. (Figura 19)



Figura 19 - *Sample cup* com filme de prolene utilizado para as análises no XRF. Fonte: do Autor.

Cada amostra foi inserida no equipamento e lida individualmente por 10 minutos. A fim de se obter um controle da qualidade dos dados adquiridos, também foram realizadas duplicatas a cada 10 amostras.

Após finalizada a leitura, uma tabela com os elementos químicos presentes na amostra e suas respectivas concentrações é gerada. Enfim, realiza-se uma análise e uma limpeza do espectro lido a fim de apontar possíveis elementos não identificados e elementos erroneamente contabilizados. (Figura 20)

Os elementos são classificados quanto a abundância em maiores, menores e traços. Os elementos que apresentam concentração acima de 5% são maiores, entre 1 e 5% são menores e abaixo de 1% são traços.

Para este estudo, foram obtidos dados químicos de 10 elementos maiores e menores, Magnésio (Mg), Alumínio (Al), Silício (Si), Enxofre (S), Cloro (Cl), Potássio (K), Cálcio (Ca), Titânio (Ti), Ferro (Fe) e Bário (Ba), cujas concentrações são apresentadas em porcentagem e de 21 elementos-traço, Fósforo (P), Vanádio (V), Cromo (Cr), Manganês (Mn), Cobalto (Co), Níquel (Ni), Cobre (Cu), Zinco (Zn), Gálio (Ga), Bromo (Br), Rubídio (Rb), Estrôncio (Sr), Ítrio (Y), Zircônio (Zr), Estanho (Sn), Gadolínio (Gd), Hólmio (Ho), Itérbio (Yb), Chumbo (Pb), Tório (Th) e Urânio (U), medidos em ppm (partes por milhão) para ambos os poços.

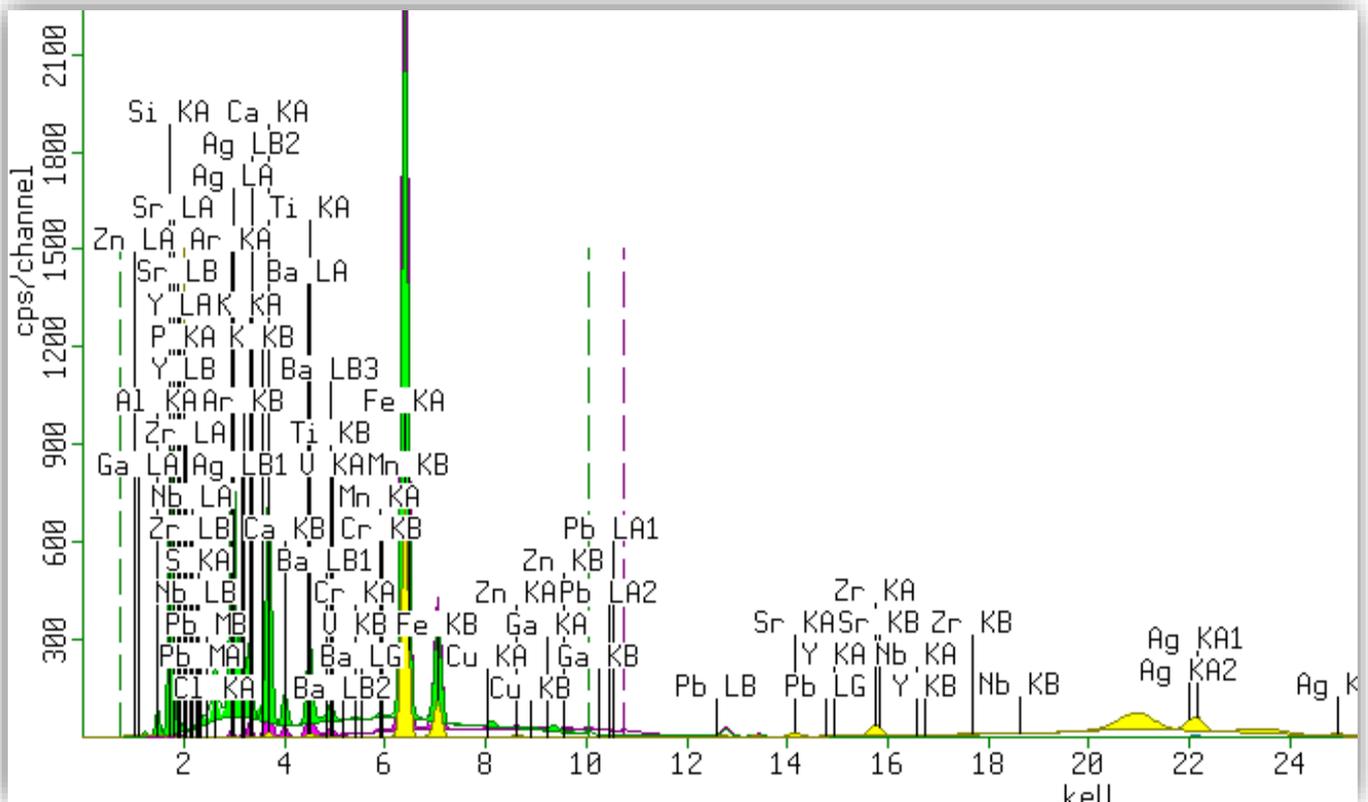


Figura 20 - Espectro de XRF após leitura feita no equipamento. Fonte: do Autor.

#### 5.2.4 Exportação e Formatação dos Dados

Os dados apurados foram exportados em formato .txt para o software *Excel* para que a partir dos dados geoquímicos encontrados das amostras analisadas fossem elaborados cálculos, razões e gráficos para auxiliar na visualização e na interpretação das informações obtidas.

Em seguida, os dados foram formatados e exportados para o software *Appy*, desenvolvido por alunos da UFF e escolhido como plataforma para integração com os demais dados do projeto, tais como os de litologia e de perfis geofísicos de poços.

### 5.2.5 Controle de Qualidade

Com a finalidade de testar a qualidade dos dados adquiridos, foi feito um pequeno estudo com 3 pares de elementos, Al e Ga, K e Rb e Sr e Ca, método esse descrito por Oliveira *et al.*, 2022. As concentrações desses elementos foram plotadas em função da profundidade (Figuras 21, 22, 23 e 24) junto com os dados das duplicatas realizadas a cada 10 amostras nos poços PGN 5, OGX 110, OGX 101 e OGX 49. Considera-se a existência de uma relação entre estes 3 pares, devido ao fato de se apresentarem no mesmo mineral, como o K e o Rb nos álcali-feldspatos, o Al e o Ga nos feldspatos e o Ca e o Sr nas calcitas (Sial & McReath, 1984). Neste último, a relação será alterada apenas se parte do Ca presente na rocha vier dos Ca-plagioclásios, entretanto, isso só ocorre nas rochas ígneas, devido a fácil alteração deste mineral.

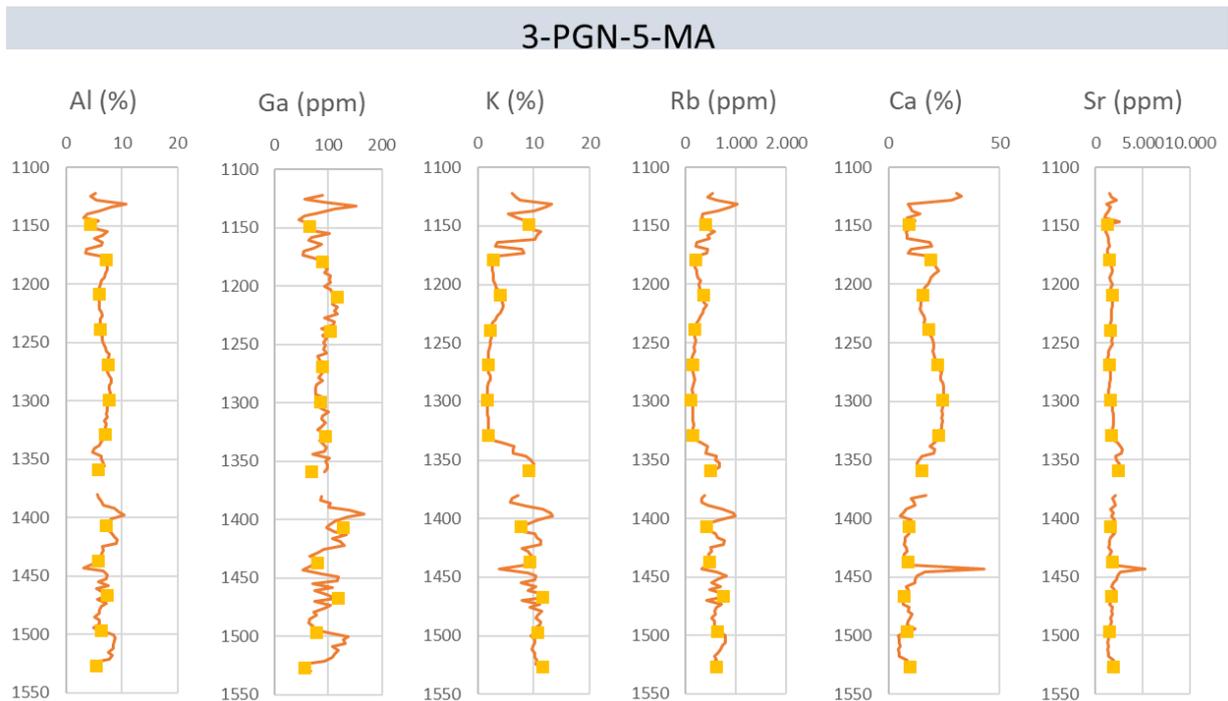


Figura 21 - Resultados do controle de qualidade das curvas de K, Rb, Ca, Sr, Al e K no poço 3-PGN-5-MA. Os pequenos quadrados amarelos indicam as leituras das duplicatas.

## 1-OGX-110-MA

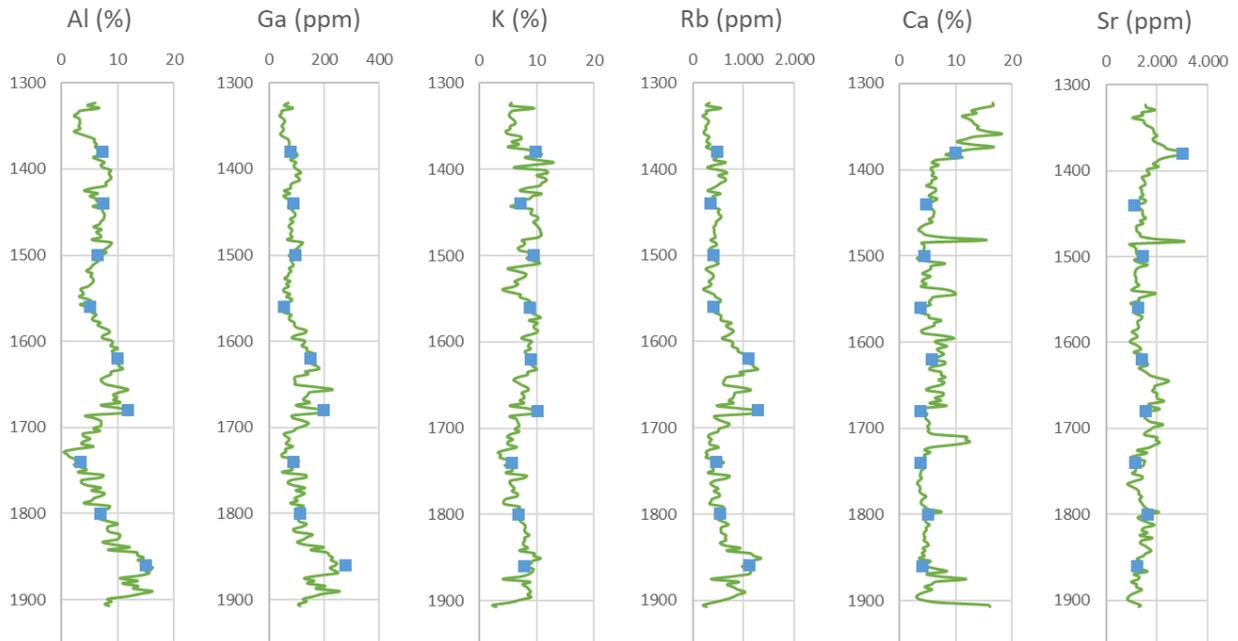


Figura 22 - Resultados do controle de qualidade das curvas de K, Rb, Ca, Sr, Al e K no poço 1-OGX-110-MA. Os pequenos quadrados azuis indicam as leituras das duplicatas.

## 4-OGX-49-MA

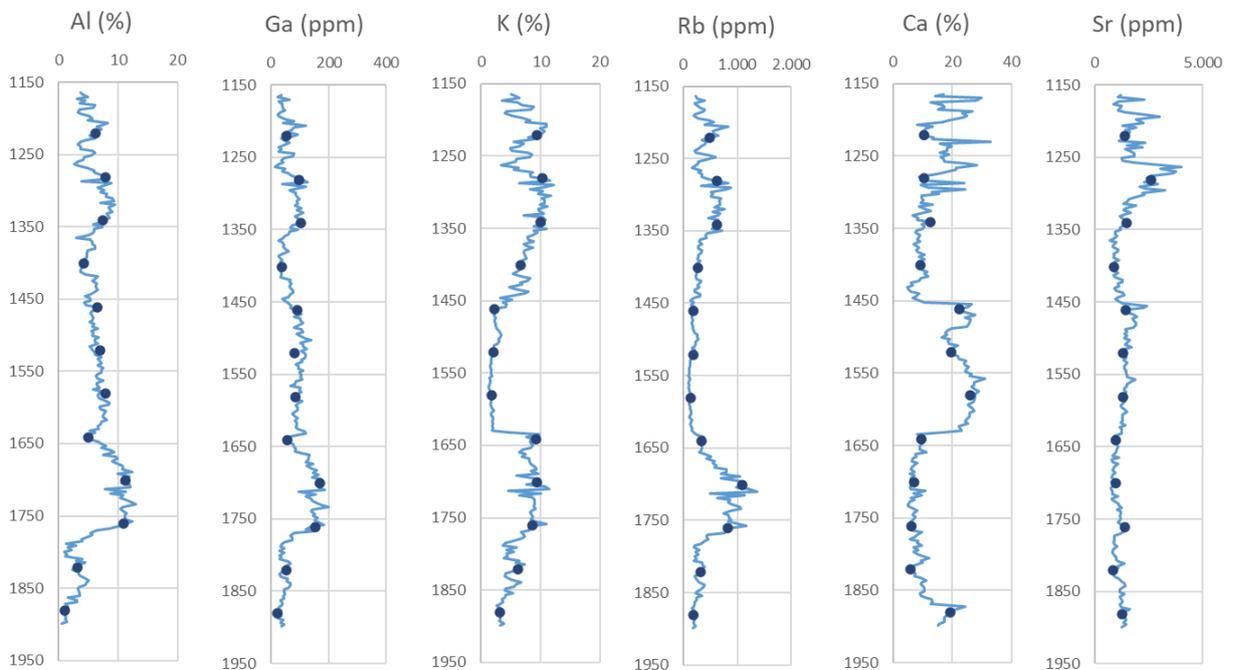


Figura 23 - Resultados do controle de qualidade das curvas de K, Rb, Ca, Sr, Al e K no poço 4-OGX-49-MA. Os pequenos círculos azuis indicam as leituras das duplicatas.

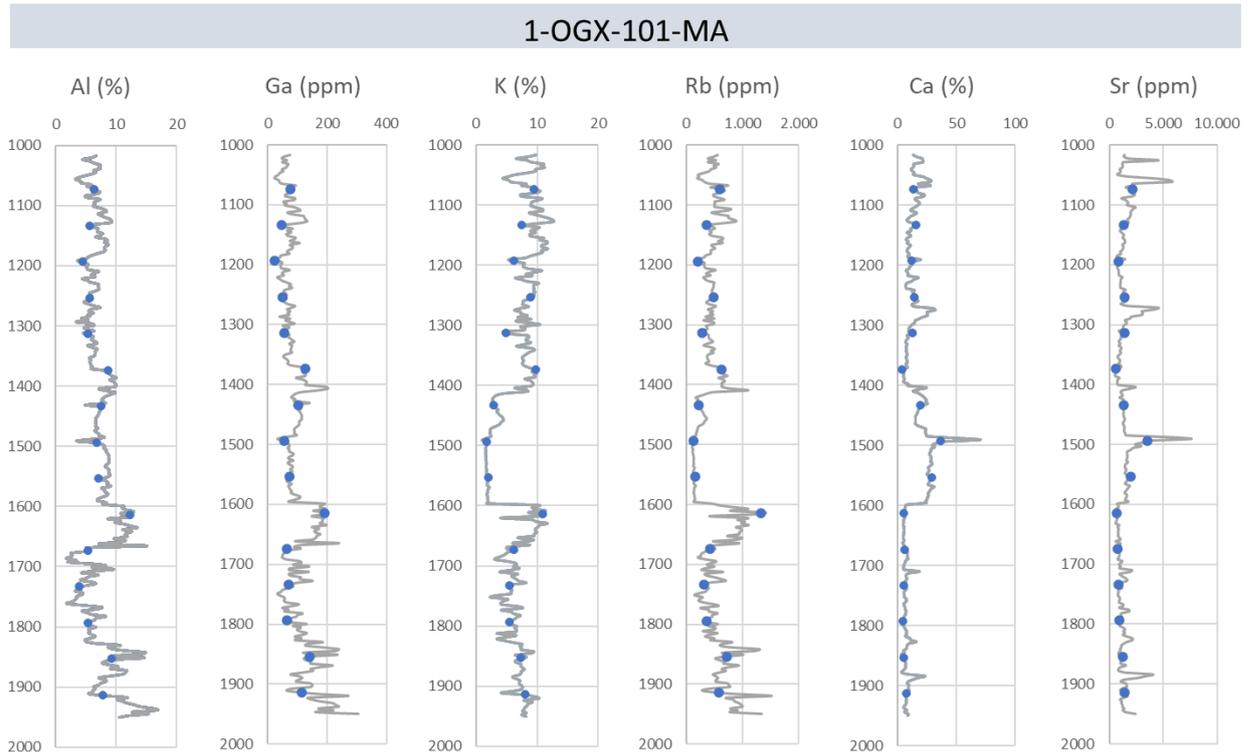


Figura 24 - Resultados do controle de qualidade das curvas de K, Rb, Ca, Sr, Al e K no poço 1-OGX-101--MA. Os pequenos círculos azuis indicam as leituras das duplicatas.

A partir da análise das curvas mostradas nas figuras, pode-se observar um comportamento bastante parecido dos pares de elementos estudados. Com exceção dos intervalos referentes as soleiras de diabásio nos poços 3-PGN-5-MA (1176/1332m), 1-OGX-101-MA (1413/1599m) e 4-OGX-49-MA (1461/1632m), as curvas dos pares elementares K e Rb, Ca e Sr e Al e Ga se mostraram praticamente idênticas nos dois poços, indicando que os dados de XRF estão bem coerentes e apresentam o comportamento esperado.

Além disso, o resultado das duplicatas foi bastante satisfatório, visto que os pontos da segunda leitura, plotados no gráfico, não divergem tanto dos pontos da leitura principal na maioria das profundidades, acompanhando bem as curvas.

### 5.2.6 Integração dos Dados

Nesta etapa, foram selecionadas as curvas de elementos e razões a serem utilizadas no trabalho. Os perfis geoquímicos obtidos da análise de XRF foram integrados aos perfis litológicos e aos perfis geofísicos de poços no software Appy.

Os perfis litológicos utilizados nesse trabalho foram confeccionados através de dados dos perfis compostos dos poços, já os perfis geofísicos foram importados do banco de dados da ANP.

### 5.2.7 Químioestratigrafia

Inicialmente, as curvas geoquímicas foram integradas com os perfis geofísicos, resultando na identificação de diversas quimiofácies nos arenitos das Formações Poti e Cabeças em quatro poços de estudo. Nesse estágio, foram empregadas curvas de profundidade correspondentes aos elementos Si, Al, Fe, Mg, K, Ti, Ca, S, Zr, Co e P.

Posteriormente, em conjunto com os perfis geofísicos, utilizaram-se razões elementares Si/Al, Si/Fe, K/Ca, Ti/Ca, V/(V+Ni), Y/P, Sr/Cu e Sr/Ca como *proxies* geoquímicos para identificar unidades químioestratigráficas nos quatro poços. Essas razões elementares serviram como base para interpretações paleoambientais e paleodeposicionais.

### 5.2.8 Correlação de Poços

Por fim, o estudo traz nessa última etapa uma proposta de correlação químioestratigráfica. Para tal correlação, as profundidades medidas nos poços foram colocadas em cota a partir dos valores de Mesa Rotativa disponíveis em seus respectivos perfis compostos (Tabela 3) da seguinte forma:

$$\textit{Profundidade em Cota} = \textit{Mesa Rotativa} - \textit{Profundidade Medida (Calha)}$$

(Equação 2)

Tabela 3 – Valores de Mesa Rotativa retirados dos Perfis Compostos dos Poços 3-PGN-5-MA, 1-OGX-110-MA, 1-OGX-101-MA e 4-OGX-49-MA.

	3-PGN-5-MA	1-OGX-110-MA	1-OGX-101-MA	4-OGX-49-MA
Datum Profundidade	Mesa Rotativa 39 m	Mesa Rotativa 93 m	Mesa Rotativa 121 m	Mesa Rotativa 114 m
Formação de Fundo	Formação Poti	Formação Pimenteiras	Formação Pimenteiras	Formação Cabeças

## 6. RESULTADOS E DISCUSSÕES

Neste capítulo, serão apresentados e discutidos os resultados deste estudo obtidos através da integração de perfis geofísicos e geoquímicos, tais como caracterização de fácies com base em variações mineralógicas, interpretações paleoambientais e paleodeposicionais e correlações quimioestratigráficas nos poços analisados.

### 6.1 INFERÊNCIA DA MINERALOGIA ATRAVÉS DE DADOS GEOQUÍMICOS

Utilizando as variações dos elementos maiores Al, K, Fe, Si, S e Ca (%) e os elementos traço Zr e Co (ppm), representadas em perfil ao longo da profundidade do poço que corresponde aos arenitos das Formações Poti e Cabeças, foram identificadas 7 diferentes quimiofacies: KFEL, QTZ, PR, CIM, MP, ARG e NaFEL, detalhadas abaixo:

**QTZ:** arenitos mais quartzosos, devido a um aumento no teor de Si e uma queda no teor de Al e K.

**KFEL :** arenitos mais feldspato-potássicos, devido a uma diminuição no teor de Si e aumento no teor de Al e K.

**PR:** arenitos piritosos, devido ao aumento em conjunto dos teores de Fe e S, constituintes do mineral pirita ( $\text{FeS}_2$ ).

**CIM:** arenitos cimentados por calcita, devido a um forte enriquecimento em Ca.

**MP :** arenitos ricos em minerais pesados, relacionados ao aumento da concentração do elemento Zr, presente exclusivamente em minerais de zircão.

**ARG:** arenitos mais argilosos, ligados a altos valores de Fe e Co.

**NaFEL:** arenitos cujo teor de Si diminui, o teor de Al aumenta, mas o teor de K não segue a mesma tendência do Al, podendo indicar um arenito mais rico em plagioclásios.

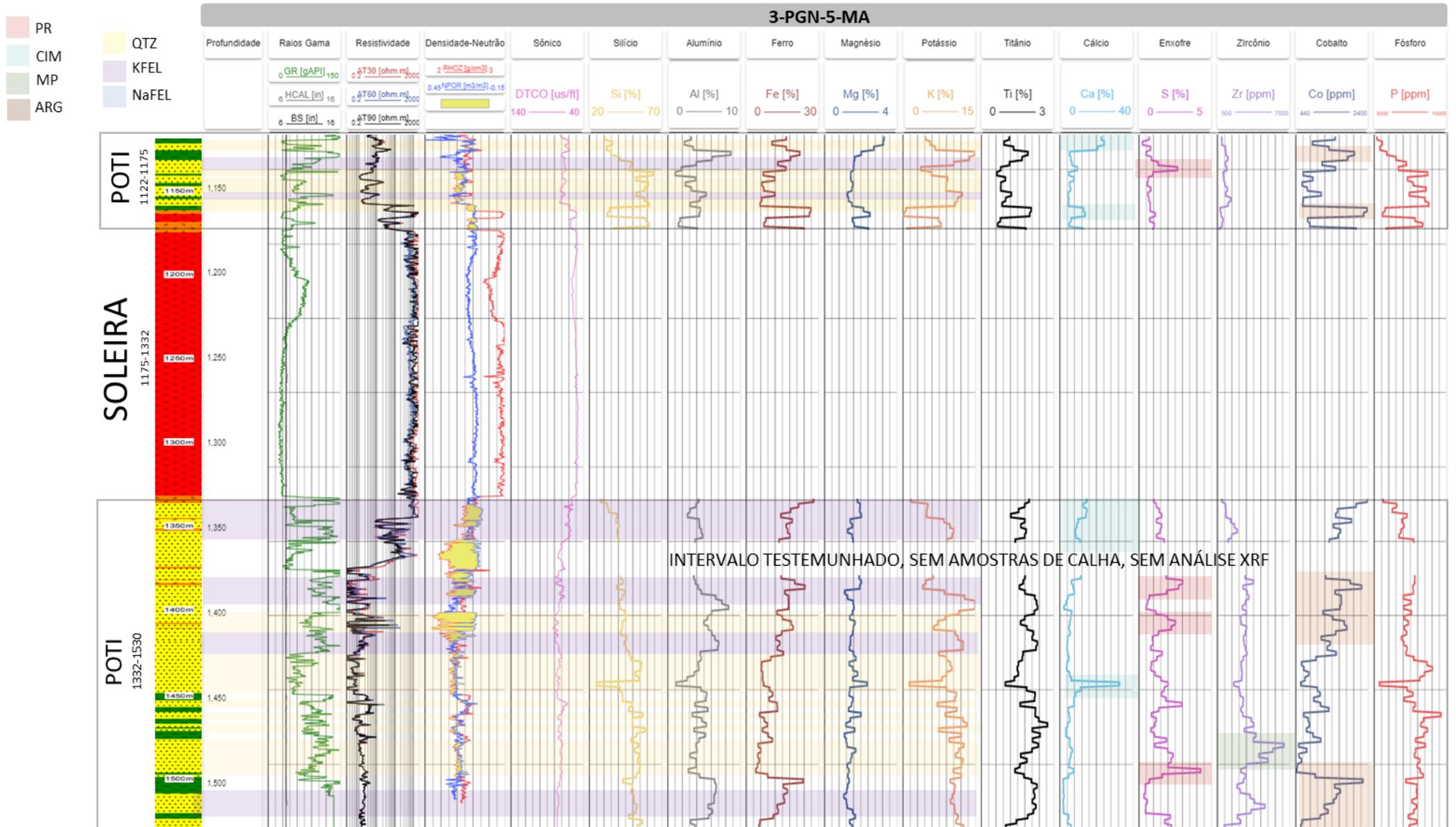


Figura 25 - Classificação dos arenitos da Formação Poti a partir das variações dos perfis geoquímicos no poço 3-PGN-5-MA.

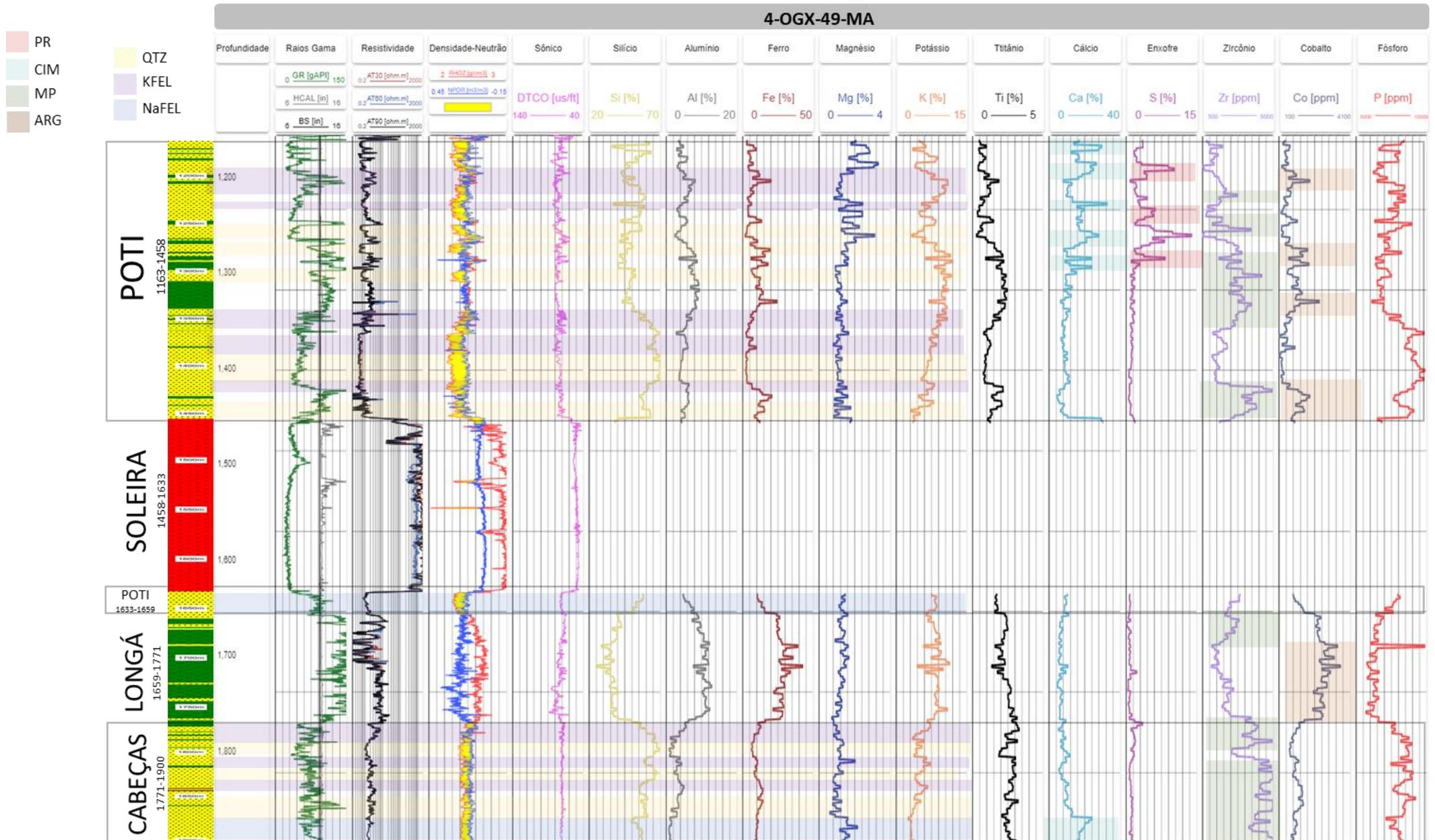


Figura 26 - Classificação dos arenitos das Formações Poti e Cabeças a partir das variações dos perfis geoquímicos no poço 4-OGX-49-MA.

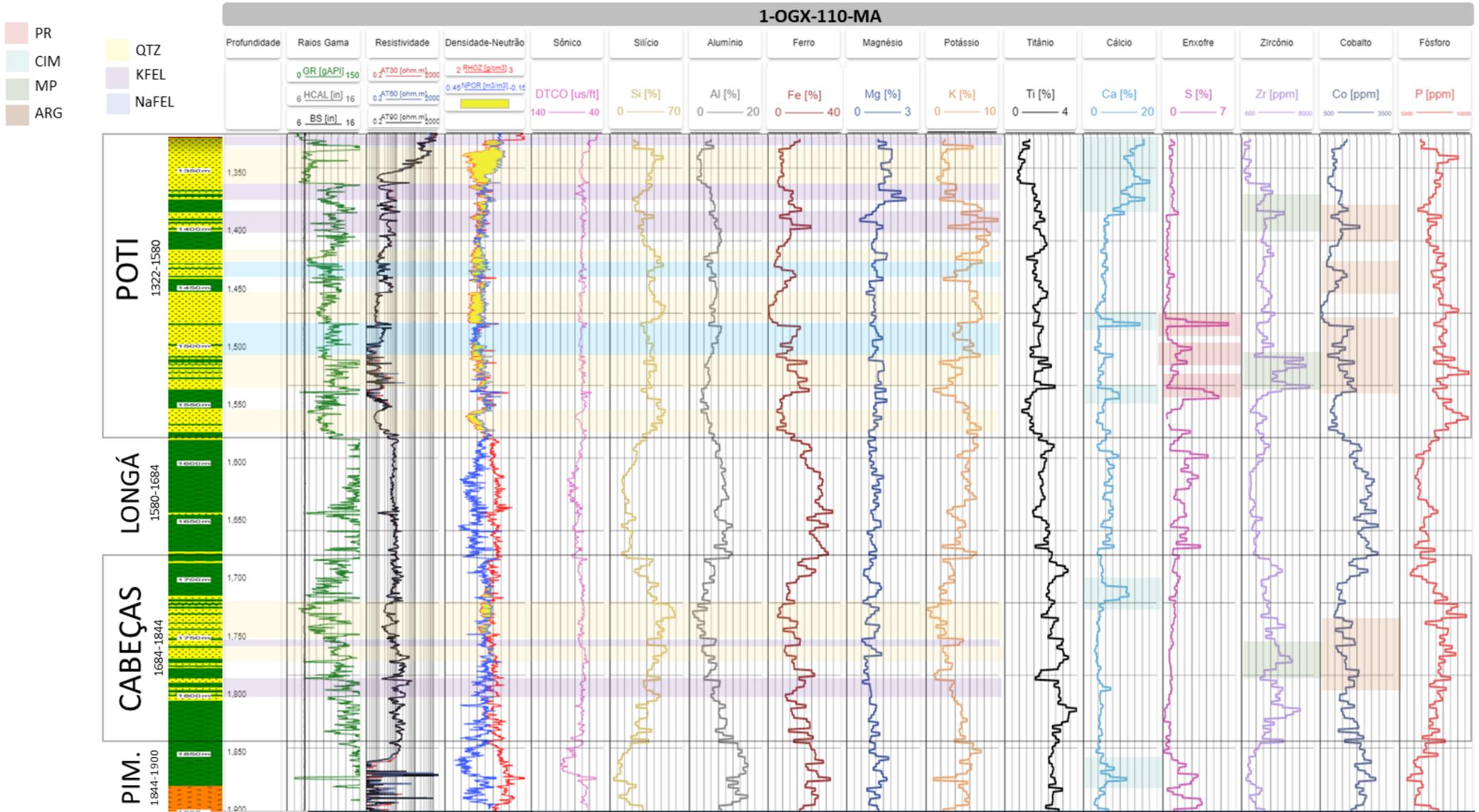


Figura 27 - Classificação dos arenitos das Formações Poti e Cabeças a partir das variações dos perfis geoquímicos no poço 1-OGX-110-MA.

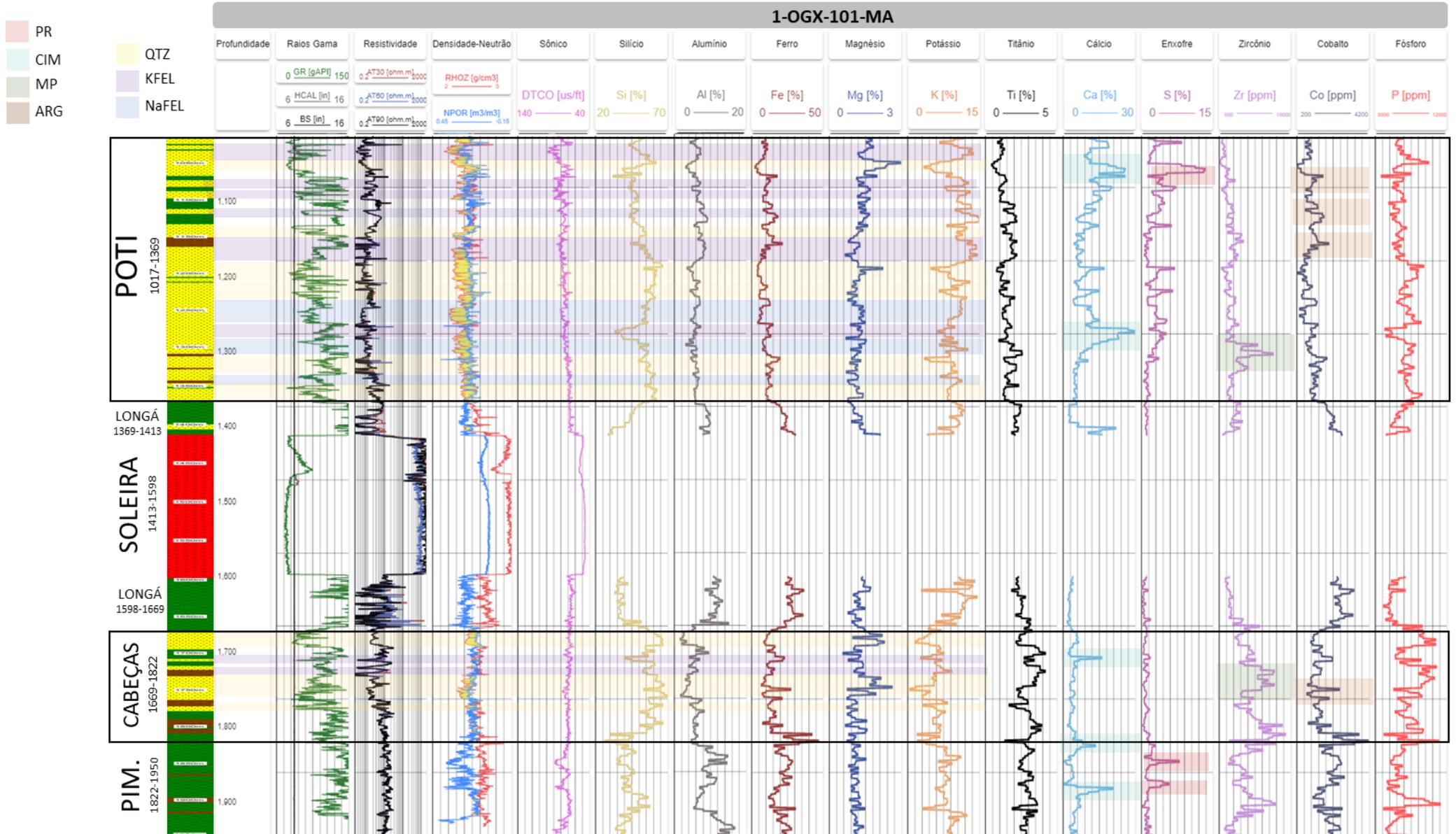


Figura 28 - Classificação dos arenitos das Formações Poti e Cabeças a partir das variações dos perfis geoquímicos no poço 1-OGX-101-MA.

Essas fácies podem se manifestar de maneira isolada ou em combinação, criando intervalos onde os arenitos podem exibir características distintas. Por exemplo, pode haver intervalos onde os arenitos são mais quartzosos (QTZ), enquanto em outros momentos eles podem ser quartzosos e cimentados (QTZ + CIM). Partes onde se tem a presença de arenitos mais feldspáticos (KFEL) e partes onde os arenitos são feldspáticos e piritosos (KFEL + PR), e assim por diante.

No poço 3-PGN-5-MA (Figura 25) é possível notar, baseado nessa classificação, que a porção inferior Poti 2 é caracterizada por um arenito mais feldspático na base, vai ficando mais quartzoso em direção ao topo e na parte superior, abaixo da intrusão ígnea, ocorrem algumas intercalações entre arenito feldspático e quartzoso. Os valores de raios gama são mais baixos nos intervalos de arenitos mais quartzosos e mais altos nos intervalos cujos arenitos apresentam composição mais feldspática.

Vale destacar a presença de duas zonas que sugerem cimentação por calcita, notada pelo aumento nos níveis de cálcio nesses intervalos (Figura 25). Uma delas está mais próxima da porção de diabásio, onde os arenitos parecem ser feldspáticos e cimentados, enquanto a outra se encontra no meio da seção Poti, onde os arenitos podem ser classificados como quartzosos cimentados.

Observa-se também a existência de três zonas com indícios de piritização, identificadas a partir dos incrementos nas curvas de ferro (Fe) e enxofre (S). Duas dessas zonas estão localizadas logo abaixo do reservatório de gás, enquanto a terceira está mais próxima da base (Figura 25).

A presença de pirita nas amostras de calha nesse poço foi descrita (Figura 29) por Calonio (2020), sendo interpretada como de origem diagenética, ocorrendo dispersa na matriz e apresentando formas majoritariamente euédricas. Segundo Miranda (2014), em suas descrições de arenitos em outros poços, é relatada a presença de pirita microcristalina na forma de framboides, que se encontra na porosidade intracristalina dos folhelhos presentes na Formação Poti. Esses framboides frequentemente se desenvolvem em laminações, originando-se a partir de material orgânico disperso na matriz. Para Miranda (2014), a elevada concentração de matéria orgânica e o teor significativo de pirita indicam condições de deposição anóxicas em um 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 *apud* Calonio, 2020) e os cristais euédricos sejam diagenéticos e/ou hidrotermais, associados aos fluidos provenientes das intrusões. (Calonio, 2020)

É importante mencionar que as zonas de piritização estão relacionadas a baixos valores de resistividade, mesmo em intervalos nos quais o cruzamento das curvas de RHOZ e NPOR indicam a presença de gás (Figura 25). A forte presença de pirita e seu impacto na avaliação petrofísica do poço 3-PGN-5-MA é amplamente discutido no trabalho de Calonio, 2020. Uma vez que a ferramenta de resistividade tem limites de resolução vertical, a presença constante dos folhelhos piritosos intercalados no reservatório provavelmente afeta a precisão das medições. (Calonio, 2020)

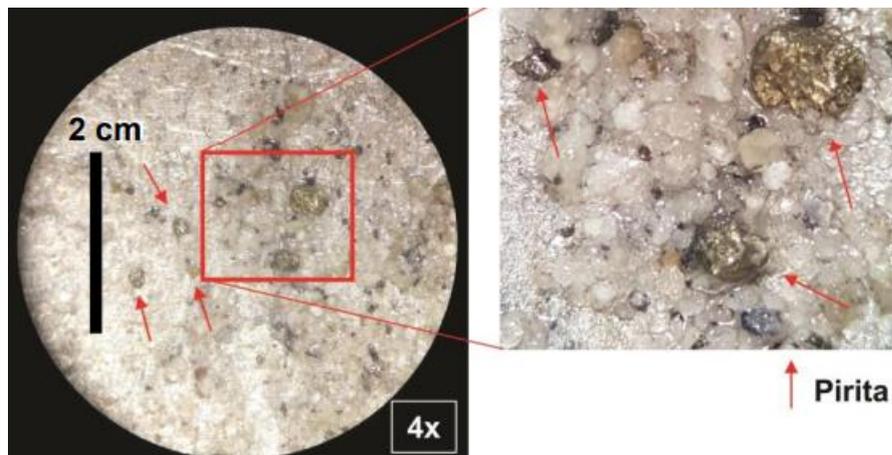


Figura 29: Foto de grãos de pirita dispersos no litotipo arenítico da amostra de calha 1389 m no poço 3-PGN-5-MA. Fonte: Calonio (2020)

Além disso, é possível observar que as curvas de ferro (Fe) e silício (Si) apresentam maiores afastamentos em intervalos de arenitos mais quartzosos. Nos intervalos com uma proporção mais significativa de argilosidade, nota-se um aumento nas concentrações de ferro (Fe) e cobalto (Co), que tendem a ser incorporados juntos às argilas. Esses intervalos (Figura 25) costumam coincidir com as fácies de arenitos mais ricas em feldspato. Em relação aos intervalos nos quais o corpo arenítico é caracterizado como rico em minerais pesados, a curva de zircônio (Zr) aumenta junto com o aporte detrítico, indicado pelo incremento na concentração de titânio (Ti) (Figura 25).

A porção superior da Formação Poti, acima da intrusão, também é marcada por intercalações de arenitos mais quartzosos e mais feldspáticos, tendo em sua parte central uma zona de arenito mais limpo, com maior concentração de Si e diminuição nas curvas de Al e K (Figura 25). Nesse intervalo, notam-se valores mais baixos no perfil de raios gamas indicando um arenito mais limpo, além do aumento no tempo de trânsito do sônico, podendo indicar uma zona de menor densidade, portanto maior porosidade. Os valores mais altos na curva de resistividade e o *crossover* dos perfis de densidade e neutrão indicam a presença de gás.

Vale destacar a identificação de uma zona de arenito mais piritoso na porção Poti 1 e maior presença de cimentação calcítica tanto na base quanto no topo (Figura 25). Além disso, foram observadas duas zonas contendo arenitos mais argilosos nessa mesma porção da Formação Poti (Figura 15). Importante notar que não foi detectado um enriquecimento em Zr nessa parte da formação Poti.

Para o poço 1-OGX-110-MA, identificou-se que a porção Poti é caracterizada por arenitos mais quartzosos na base, apresentando algumas intercalações entre quartzosos e feldspáticos mais sódicos na parte intermediária e intercalações entre arenitos mais quartzosos e mais feldspato-potássicos na parte superior (Figura 27).

Os valores de raios gama atingem valores mais baixos nos intervalos de arenitos mais quartzoso, um pouco mais altos nos intervalos cujos arenitos apresentam composição feldspática mais sódica e apresenta os valores mais altos de raios gamas nas zonas de composição feldspato-potássicas (Figura 27). Há uma exceção na penúltima facies arenítica, onde os perfis geoquímicos indicam composição mais quartzosa, mas apresenta valores mais altos de raios gama, podendo estar relacionado a forte intercalação de areias e argilas nessa parte (Figura 27).

Neste poço, também se nota a presença de duas áreas onde se presume a cimentação por calcita, identificada pelo aumento dos níveis de cálcio. Uma dessas áreas está mais próxima da porção de diabásio, enquanto a outra está localizada no meio da seção Poti. (Figura 27)

São observadas 3 zonas de piritização, baseadas no aumento nas curvas de Fe e S, na parte mais basal da formação (Figura 27). Entretanto, no intervalo da parte

superior, cujo *crossover* das curvas de RHOZ e NPOR indicam a presença de gás, não apresenta valores anômalos de resistividade como no poço 3-PGN-5-MA (Figura 27). Nessa zona de gás os valores de resistividade são maiores e não foi detectada presença de pirita através dos perfis geoquímicos.

As curvas de Fe e Si possuem maior afastamento na maior parte dos intervalos de arenitos mais quartzosos. Os intervalos com maior teor de argilicidade estão relacionados ao aumento do teor de Fe e Co, que costumam ser incorporados juntos às argilas e ocorrem geralmente em conjunto com as fácies de arenitos mais feldspáticos. (Figura 27)

Na zona em que o corpo arenítico é caracterizado como rico em minerais pesados, a curva de Zr aumenta representando o enriquecimento do mineral zircão naquela face arenítica, além do aumento na concentração de Ti, indicando aumento do aporte detrítico. (Figura 27)

No poço 1-OGX-110-MA, a Formação Cabeças demonstra apresentar arenitos mais feldspáticos na base e arenitos mais quartzosos no topo. São identificadas na parte central intervalos mais argilosos e mais ricos em minerais pesados. Não aparecem zonas piritosas, somente uma zona de enriquecimento em Ca na parte superior do intervalo. O *crossover* dos perfis de densidade e neutrão ocorrem nas fácies de arenitos mais quartzosos, indicando possível presença de gás. (Figura 27)

A porção Poti abaixo do diabásio no poço 4-OGX-49-MA está representada por arenitos possivelmente menos quartzosos mais ricos em plagioclásios, devido a diminuição do teor de Si e aumento do teor de Al sem variação no teor de K. Já na porção Poti abaixo da intrusão (Figura 26), percebem-se intercalações entre arenitos mais quartzosos onde os valores de raios gama são menores e arenitos feldspáticos onde a curva de raios gama aumenta.

Além disso, é possível notar a presença de três zonas distintas de arenitos que exibem um conteúdo mais significativo de pirita, identificadas com base no aumento observado nas curvas de ferro (Fe) e enxofre (S). Essas zonas estão todas posicionadas na parte superior do reservatório. (Figura 26)

Da mesma forma que ocorre com as zonas de piritização, é possível fazer uma interpretação de que algumas áreas onde se presume a cimentação por calcita estejam presentes, especialmente na porção superior do reservatório Poti. (Figura 26)

Pimentel (2020) descreve a parte superior da Fm. Poti (intervalo 1163/1659m) composta basicamente por arenitos cinza claro-esbranquiçados intercalados com folhelhos silticos cinza escuro. Em calha, os arenitos foram descritos como cinza claro-esbranquiçados, hialinos, finos/muito finos/médios, subarredondados/subangulares, de seleção regular, quartzosos, caolíticos, parcialmente calcíferos, piritosos, semi-fráveis/desagregados, e os folhelhos, cinza escuro a preto, localmente cinza claro/castanho avermelhados, silticos, parcialmente micáceos, levemente carbonáticos, semiduros/moles. Tanto os arenitos quanto os folhelhos encontram-se parcialmente metamorfisados na porção inferior da formação, onde se verificou a presença de alguns minerais esverdeados (Figura 30), aumento de argilosidade e ausência de quartzo hialino nos arenitos (com consequente aumento da radioatividade – perfil GR), além de uma coesão mais compacta. Pimentel (2020) também descreve nessa seção a espessa intrusão de diabásio de aproximadamente 170m (intervalo 1458/1632m), e a presença de rochas metassedimentares em contato com o topo e base desse corpo ígneo.

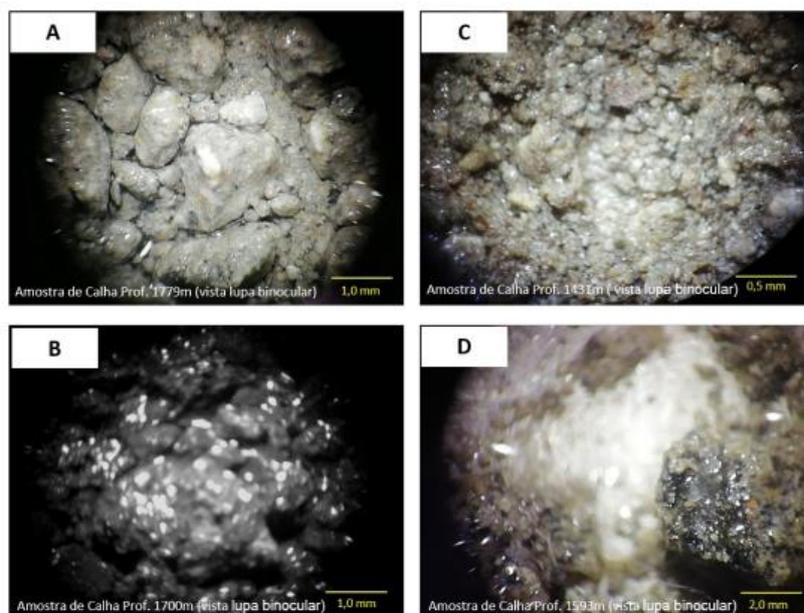


Figura 30: Amostras de calha do poço 4-OGX-49-MA: A) Arenito caolínico da Fm. Cabeças; B) folhelho da Fm. Longá; C) metassedimento, arenito metamorfisado com presença de minerais esverdeados da Fm. Poti; e D) fragmentos da soleira de diabásio. Fonte: PIMENTEL, R. (2020).

A Formação Cabeças no poço 4-OGX-49-MA apresenta forte enriquecimento em minerais pesados e zonas intercaladas de arenitos mais quartzosos e mais feldspáticos (Figura 26). Além disso, não se identifica zonas de piritização e há somente uma zona apresentando aumento de Ca, na parte mais basal da formação, indicando um arenito mais cimentado. (Figura 26)

Segundo Pimentel (2020), na Fm. Cabeças (intervalo 1771/1900m) do poço 4-OGX-49-MA predominam arenitos descritos em calha como cinza-esbranquiçados, de granulometria muito fina e fina a média, subarredondados, com seleção regular, quartzosos, gradando a siltitos no intervalo superior da formação, muito caoliníticos (Figura 30), com rara cimentação calcífera, parcialmente micáceos, raramente piritosos, de porosidade aparente fechada, e semi-friáveis.

Já em relação ao poço 1-OGX-101-MA, o reservatório Poti apresenta forte intercalação entre arenitos mais e menos quartzosos, e uma zona de maior cimentação e piritização na parte superior (Figura 28). Além disso, a porção superior da formação apresenta maiores valores de Fe e Co indicando zonas de maior argilosidade e somente uma zona de maior enriquecimento em Zr é identificada na parte mais basal. (Figura 28)

Na Formação Cabeças, pode-se observar três zonas de arenitos mais quartzosos, exatamente onde também identificamos a presença de gás através do *crossover* nos perfis de densidade e neutrão e menores valores dos perfis gama (Figura 28). A porção central apresenta maior enriquecimento em minerais pesados e um pico de aumento na argilosidade (Figura 28). Assim como observados nos outros poços, não foram identificadas zonas de arenitos piritosos e o pico único de Ca também aparece indicando uma zona de cimentação calcítica que parece se repetir na Formação Cabeças de todos os poços estudados.

### 6.3 Interpretação Paleoambiental e Paleodeposicional

Os perfis litológicos e os perfis geofísicos dos poços foram representados em conjunto com os perfis geoquímicos (Figuras 31,32, 33 e 34) que consideraram as razões elementares Si/Al, Si/Fe, K/Ca, Ti/Ca, V/(V+Ni), Y/P, Sr/Cu e Sr/Ca.

No contexto deste estudo, as razões Si/Al e Si/Fe foram empregadas para avaliar a relação entre quartzo e argilominerais nas rochas, onde valores mais elevados indicam maior argilosidade (Craigie, 2015). As razões K/Ca, Ti/Ca e Y/P foram utilizadas para inferir o aporte sedimentar, sendo que valores mais altos sugerem um maior influxo de sedimentos (Craigie, 2016, Gebregiorgis, 2020). Para analisar as variações nas condições de oxidação-redução, recorreu-se à razão V/(V+Ni), onde valores mais elevados sugerem um ambiente paleoanóxico, enquanto valores mais baixos indicam um ambiente mais oxigenado (Madukwe, 2019). A razão Sr/Cu foi aplicada para representar informações relacionadas ao paleoclima, onde valores mais altos indicariam um paleoambiente mais frio e seco, enquanto valores mais baixos sugerem um ambiente mais quente e úmido (Lerman, 1989 *apud* Sarki Yandoka). Por fim, a razão Sr/Ca foi utilizada para examinar a variação na salinidade, sendo que uma maior concentração de estrôncio (Sr) na amostra resulta em uma razão maior e sugere um ambiente mais salino (Rush, 2010 *apud* Ribeiro, 2019).

A partir da variação destas razões foi possível interpretar a existência diversas superfícies estratigráficas, representando mudanças de tendência da base para o topo. Com base nessas variações foram marcados ciclos representando possíveis eventos de afogamento e raseamento delimitados por superfícies de inundação e aporte sedimentar, respectivamente.

As superfícies de inundação foram identificadas com base em alguns indicadores, sendo marcadas principalmente quando ocorre uma diminuição no influxo de sedimentos, ao mesmo tempo em que há um aumento nos níveis de salinidade e na argilosidade (indicada pelo GR). Por outro lado, quando se observa um aumento no aporte sedimentar, esse cenário está geralmente acompanhado de uma queda na salinidade e uma diminuição na argilosidade (GR), sugerindo a presença de superfícies de aporte sedimentar.

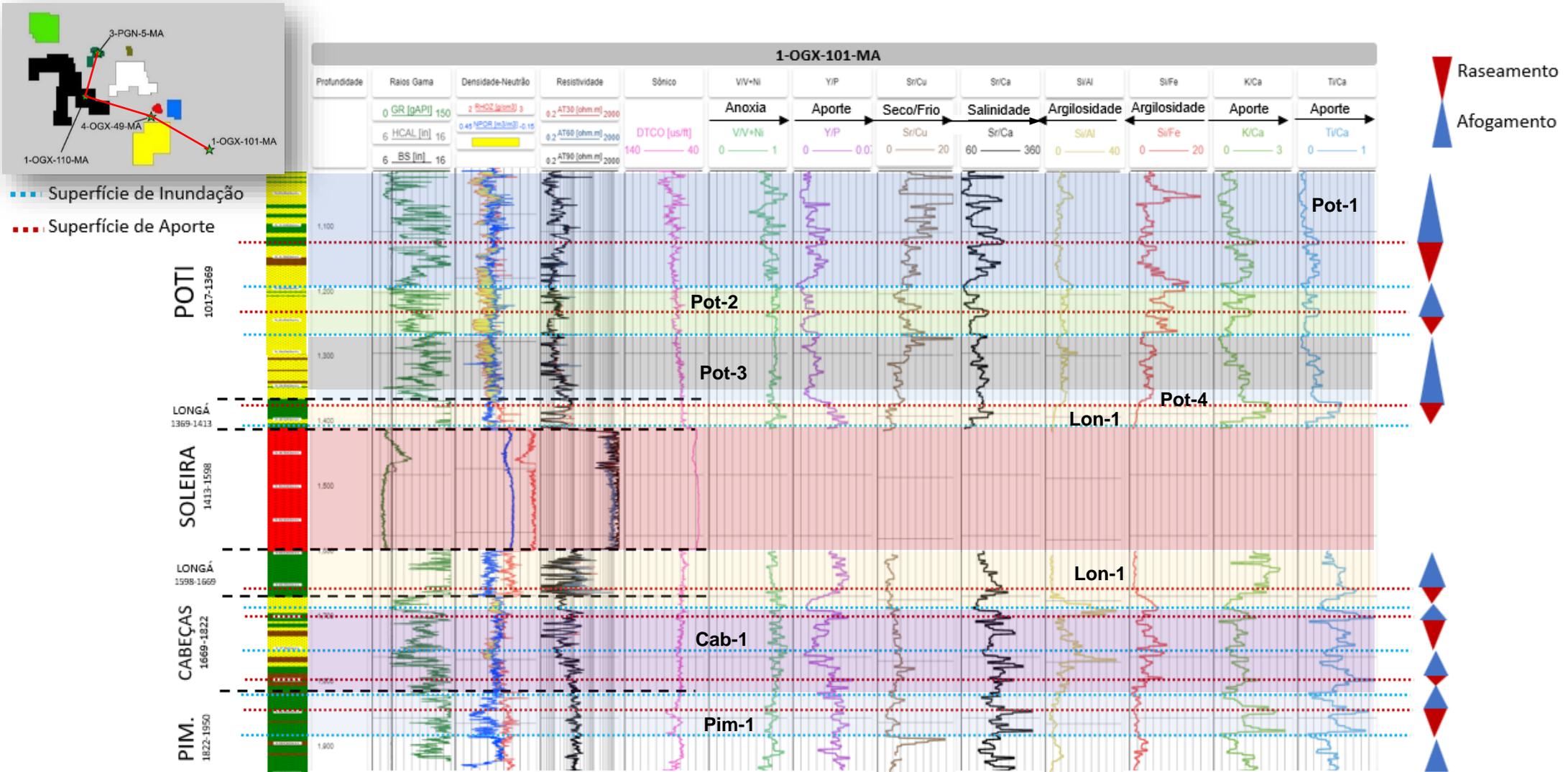


Figura 31 - Integração dos dados de Fluorescência de Raios-X (XRF) das amostras referentes às Formações Poti, Longá, Cabeças e Pimenteiras do poço 1-OGX-101-MA.

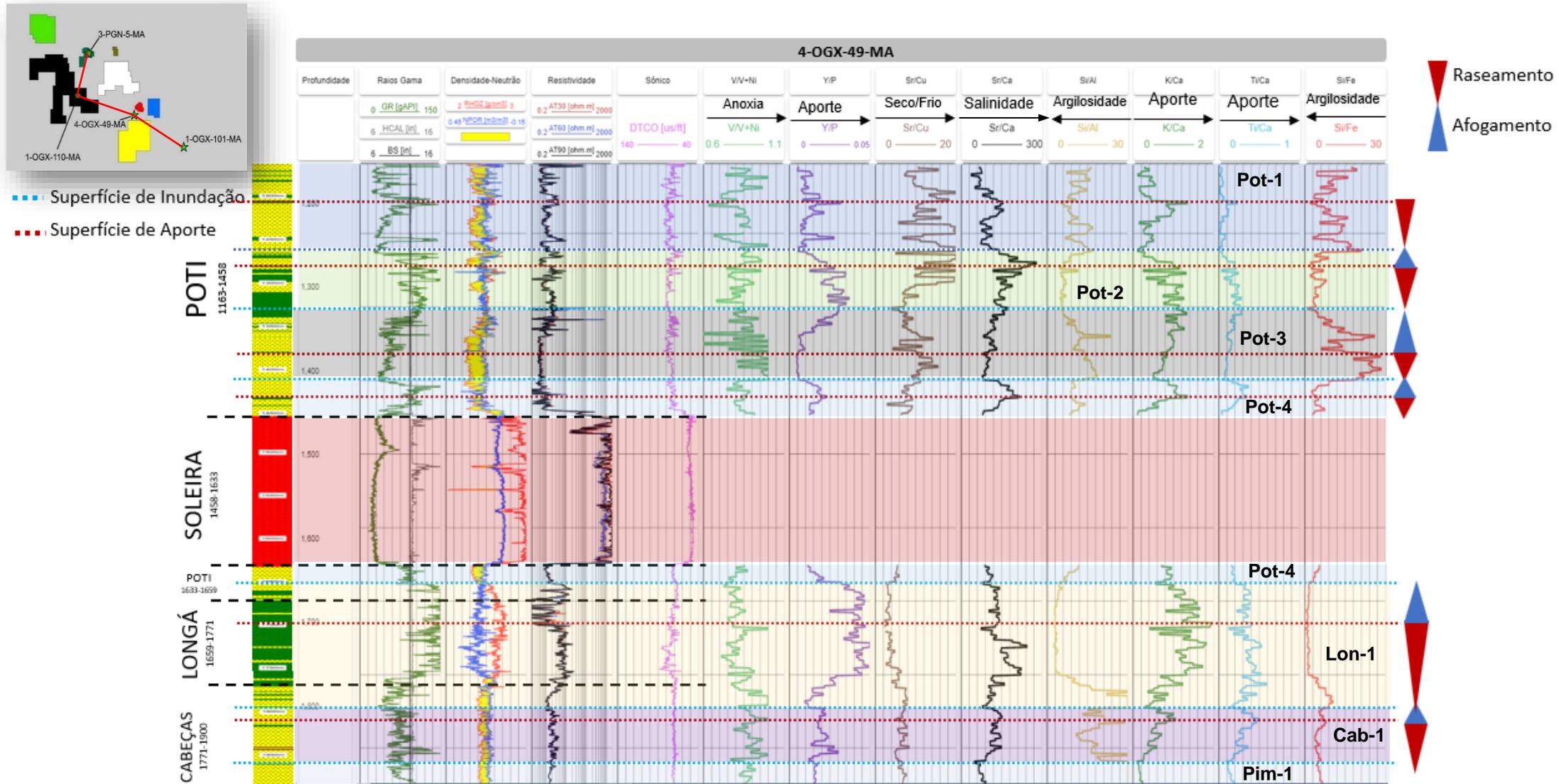
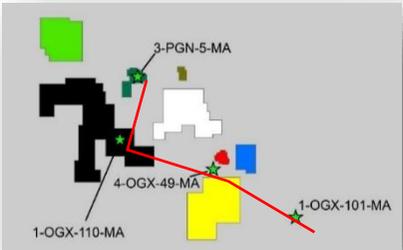


Figura 32 - Integração dos dados de Fluorescência de Raios-X (XRF) das amostras referentes às Formações Poti, Longá, Cabeças e Pimenteiras do poço 4-OGX-49.



Superfície de Inundação  
 Superfície de Aporte

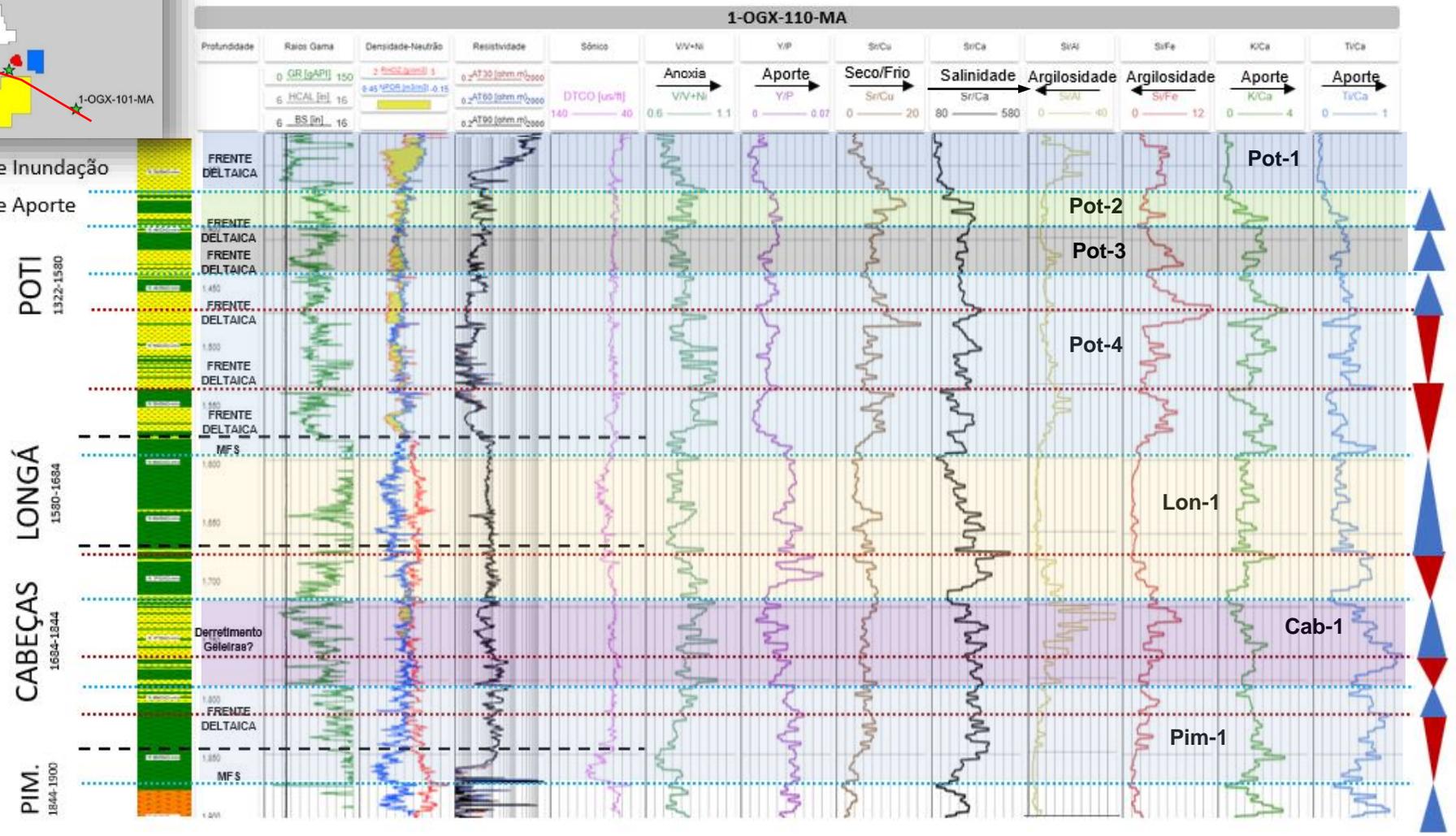


Figura 33 - Integração dos dados de Fluorescência de Raios-X (XRF) das amostras referentes às Formações Poti, Longá, Cabeças e Pimenteiros do poço 1-OGX-110-MA.

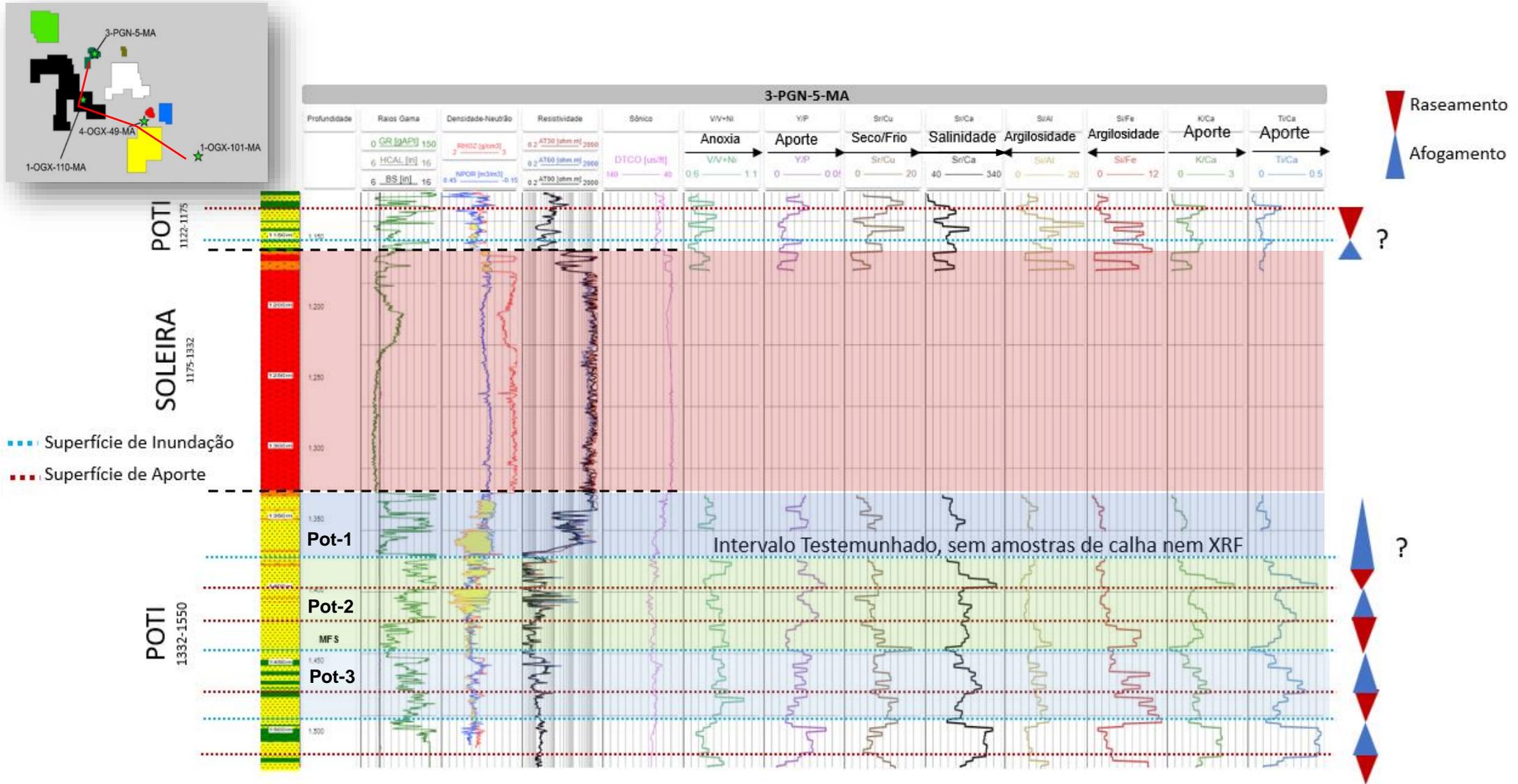


Figura 34 - Integração dos dados de Fluorescência de Raios-X (XRF) das amostras referentes às Formações Poti, Longá, Cabeças e Pimenteiras do poço 3-PGN-5-MA.

A análise das variações comportamentais nas razões investigadas permitiu a identificação de várias superfícies estratigráficas, caracterizadas por abruptas alterações de tendência da parte inferior para a superior. Com base nessas variações, foram identificadas sete unidades quimioestratigráficas, Pot-1, Pot-2, Pot-3, Pot-4, Lon-1, Cab-1 e Pim-1. As sete unidades são encontradas nos poços 1-OGX-110-Ma e 1-OGX-101-MA. No poço 4-OGX-49-MA, todas as unidades quimioestratigráficas são observadas, com exceção da Pim-1. Já no poço 3-PGN-5-MA, só foram identificadas as unidades Pot-1, Pot-2 e Pot-3.

A seguir, apresentam-se as descrições detalhadas das características inferidas para cada quimiounidade, de maneira individualizada para cada poço.

### **1-OGX-101-MA**

**Pim-1:** Intervalo de alta argilosidade (Si/Al e Si/Fe), um pouco menor na parte superior. O aporte é maior nessa unidade, apresentando dois ciclos de aumento (Ti/Ca, K/Ca e menos intenso na curva Y/P); A curva de Sr/Cu retrata um clima menos seco/frio (Sr/Cu), principalmente na parte central. A curva (V/(V+Ni)) indica um ambiente mais oxigenado e a razão (Sr/Ca) aumento da salinidade com máximas na parte basal e central da unidade.

O perfil de raios gama é bastante alto na unidade Pim-1, caracterizada pela altíssima radioatividade dos folhelhos ali presentes, corroboradas pela separação das curvas densidade e neutrão. A alta resistividade se mantém uniforme da base ao topo e o tempo de trânsito aumenta na parte inferior, seguido de um pico de mínimo no meio da unidade e aumento para o topo.

**Cab-1:** Decréscimo da argilosidade para o topo (Si/Al e Si/Fe), com forte pico de mínimo na parte central da unidade (Si/Al). A curva de Ti/Ca apresenta ciclos de aumento e diminuição do aporte para o topo que é corroborado pela curva K/Ca, sendo essa mais leve na sua variação. Já a curva Y/P, apresenta somente um ciclo bem marcado de diminuição e aumento do aporte com valores mínimos na porção central. A curva de Sr/Cu permanece uniforme durante todo o intervalo, retratando um clima levemente mais seco/frio (Sr/Cu) em relação a unidade inferior. Ambiente um pouco mais anóxico (V/(V+Ni)) e menos salino (Sr/Ca) para o topo.

A porção inicial da unidade é caracterizada por valores mais altos de GR, que diminuem na porção central e depois aumenta novamente em direção ao topo. Um pequeno *crossover* é identificado no meio da unidade, na zona de arenitos com menor radioatividade. A resistividade de forma geral diminui para o topo e o tempo de trânsito também.

**Lon-1:** Alto incremento da argilosidade que se mantém ao longo da unidade (Si/Al e Si/Fe). O aporte cai bastante na parte inferior, se mantendo um pouco mais alto em direção ao topo (Ti/Ca, K/Ca e Y/P). As curvas K/Ca e Ti/Ca também marcam um pequeno pico de baixo aporte abaixo da intrusão. Quanto ao clima, a curva de Sr/Cu se mantém mais baixa uniformemente para o topo, representando de forma geral um ambiente menos seco/frio. Um pouco mais oxigenado ( $V/(V+Ni)$ ) que a unidade anterior e menos salino (Sr/Ca) para o topo.

Na unidade Lon-1 é possível identificar um pequeno pacote de arenito na porção inferior, caracterizado pela queda brusca do perfil de GR e *crossover* dos perfis de densidade e neutrão. Em seguida temos um pacote de folhelhos bem resistivos representado pelo aumento da radioatividade nas curvas de raios gama e separação das curvas de densidade e neutrão. O tempo de trânsito é levemente maior na porção inferior de arenito, diminuindo em direção ao topo da unidade. A porção da unidade acima da intrusão também apresenta alta radioatividade e menor tempo de trânsito, sendo um pouco menos resistiva que a porção inferior da unidade.

**Pot-4:** Nessa pequena porção temos um leve aumento da argilosidade para o topo (Si/Al e Si/Fe). O aporte decresce bastante nas curvas Ti/Ca, K/Ca e Y/P; A curva de Sr/Cu apresenta leve aumento para a direita, indicando que o ambiente pode estar ficando mais seco/frio (Sr/Cu). Esse intervalo é um pouco mais oxigenado ( $V/(V+Ni)$ ) que o anterior e mais salino (Sr/Ca) para o topo.

Na unidade Pot-4, nota-se o declínio da radioatividade nas curvas de gama ray, *crossover* nos perfis de densidade e neutrão, resistividade média e menor tempo de trânsito.

**Pot-3:** Argilosidade se mantém alta até o meio da unidade (Si/Fe e Si/Al), decrescendo levemente na parte superior (Si/Fe). O aporte diminui gradativamente para o topo (Ti/Ca, K/Ca e Y/P), sendo ainda menor que na porção anterior; A curva de Sr/Cu aumenta de forma gradual em direção ao topo, indicando um clima que vai ficando

cada vez mais seco/frio (Sr/Cu). Um pouco mais anóxico (V/(V+Ni)) e menos salino (Sr/Ca) nessa unidade.

A unidade Pot-3 pode ser caracterizada por arenitos mais sujos com o aumento da radioatividade nesse intervalo. Existe a presença de *crossover* nas curvas de densidade e neutrão com uma boa separação. A resistividade diminui para o topo e o tempo de trânsito aumenta levemente na parte superior.

**Pot-2:** Enquanto a curva Si/Al não apresenta muita variação a razão Si/Fe marca dois ciclos de decréscimo gradual da argilosidade para o topo, indicando que de forma geral essa seria a unidade menos argilosa (Si/Fe). Notam-se dois pequenos ciclos de aumento de aporte para o topo (Ti/Ca e K/Ca), mas em geral o aporte nessa unidade permanece mais baixo; A curva Sr/Cu decresce em dois pulsos, indicando aumento da temperatura em direção ao topo. Também é possível notar dois ciclos nas curvas de anoxia (V/(V+Ni)) e salinidade (Sr/Ca) nesta unidade, de aumento da oxigenação e aumento da salinidade.

Os arenitos da porção Pot-2 são mais limpos que os da unidade anterior, com melhor separação de *crossover* nas curvas densidade. A resistividade é menor na porção inferior da unidade, aumentando da parte central ao topo da unidade. O tempo de trânsito é maior na parte inferior e diminui em direção ao topo.

**Pot-1:** No intervalo amostrado, é possível notar um forte aumento da argilosidade para o topo (Si/Fe), apresentando valores máximos no centro na unidade (Si/Fe e Si/Al). Por mais que a curva Si/Al não marque bem variações ao longo da unidade, a razão Si/Fe indica um pico de baixíssima argilosidade na parte superior da unidade. O aporte aumenta na parte inferior da unidade apresentando máxima na parte central e em seguida diminui em direção ao topo (Ti/Ca, K/Ca e Y/P). A curva Sr/Cu aumenta consideravelmente para o topo, em bora de forma gradual e o clima nessa unidade vai ficando cada vez mais seco/frio. A oxigenação (V/(V+Ni)) aumenta até a parte central e diminui um pouco na parte superior. Já a salinidade alterna bastante (Sr/Ca) ao longo da unidade sendo difícil identificar um trend.

Os arenitos da unidade Pot-1 são mais limpos nas porções basal e superior, onde a curva de gama ray apresenta valores mais baixos e existe melhor *crossover* nos perfis de densidade e neutrão. A resistividade e o tempo de trânsito apresentam valores menores na primeira parte do intervalo, aumentando da parte central ao topo.

#### 4-OGX-49-MA

**Cab-1:** A curva Si/Fe indica alta argilosidade dessa unidade, enquanto a curva Si/Al indica uma argilosidade mais mediana com picos de mínimo. Aporte apresenta comportamento mais agradacional em direção ao topo (Ti/Ca, K/Ca e Y/P); Ambiente menos seco/frio indicado pela curva Sr/Cu, não sofrendo muita variação. Em geral mais anóxico ( $V/(V+Ni)$ ) e aumento gradual da salinidade (Sr/Ca) para o topo.

O perfil de raios gama na unidade cabeças diminui levemente para o topo, caracterizando um arenito mais limpo na porção superior. Há presença de *crossover* nas curvas densidade e neutrão, maior porosidade e valores médios de resistividade. Já o perfil sônico se mantém uniforme desde a base até o topo com valores menores de tempo de trânsito, indicando que esse intervalo pode não apresentar uma porosidade tão grande e ser mais denso.

**Lon-1:** Altíssima argilosidade para o topo tanto na curva Si/Al quanto na Si/Fe, marcando bem a seção de folhelhos. Na parte basal da unidade temos uma menor argilosidade, representada mais significativamente da curva Si/Al). O aporte aumenta para o topo, mais intensamente nas curvas Y/P e K/Ca, sendo o intervalo com os maiores valores de todo o segmento estudado. A curva de Sr/Cu cai em direção ao topo, marcando o intervalo com as menores razões e indicando clima mais quente e úmido. Em geral mais oxigenado que a unidade anterior ( $V/(V+Ni)$ ) e dois ciclos de aumento de salinidade (Sr/Ca) na parte central, voltando a valores médios no topo da unidade.

O forte incremento da curva de GR para o topo marca a transição dos arenitos presentes na porção inferior para a predominância dos folhelhos na parte superior da unidade longá, com altíssimos valores de radioatividade. O intervalo de arenito ocorre junto com o *crossover* das curvas densidade e neutrão. Já na porção de folhelhos, nota-se o afastamento das curvas e aumento da resistividade na parte central. Quanto ao tempo de trânsito, tem-se valores maiores na porção central da unidade e menores nos arenitos e no pacote superior de folhelhos. A variação da resistividade e do tempo de trânsito indicam que se trata de argilas diferentes.

**Pot-4:** Levemente menos argiloso para o topo (Si/Al e Si/Fe). Aporte apresenta uma tendência de aumento nas três curvas, Ti/Ca, K/Ca e Y/P; A curva de Sr/Cu também aumenta em direção ao topo da unidade, retratando um ambiente cujo clima vai ficando menos seco/frio (Sr/Cu). Um pouco mais oxigenado (V/(V+Ni)) e mais salino (Sr/Ca) para o topo.

Na transição da unidade longá para a unidade Pot-4 temos um decréscimo na curva de raios gama, ao entrarmos no pacote de arenito, com a presença novamente do *crossover* nas curvas densidade e neutrão. A resistividade nesse intervalo não é tão alta e o perfil sônico apresenta um tempo de trânsito maior, indicando maior porosidade. Na parte superior da unidade Pot-4, acima da intrusão de diabásio, tem-se um arenito mais radioativo, com o aumento dos valores de GR. Existem pequenos intervalos de *crossover* nas curvas densidade e neutrão, resistividade baixa e tempo de trânsito mais alto.

**Pot-3:** A curva Si/Fe indica um forte decréscimo da argilosidade na parte inferior da unidade, tendo mínimos no centro. Apesar do declínio da curva ser mais sutil na razão Si/Al, é possível notar um pico de baixa argilosidade no centro. O aporte apresenta aumento gradativo bem marcado nas curvas K/Ca e Y/P. Já a razão Sr/Cu retrata um clima mais seco/frio (Sr/Cu) na parte basal, com aumento da temperatura/umidade na porção superior. Ambiente em geral mais anóxico mas com alta variação da curva (V/(V+Ni)), dificultando a visualização de um trend. Salinidade (Sr/Ca) cai na transição de unidade apresentando valores em geral mais baixos que a camada anterior, mas aumentando gradativamente para o topo.

Os arenitos da unidade Pot-3 são mais limpos e menos radioativos, apresentando uma diminuição nos valores de raios gama. Nessa unidade, o *crossover* nas curvas de densidade e neutrão é bem estável com bastante separação, apesar da baixa resistividade lida. A parte superior da unidade é um pouco mais argilosa, mais resistiva e apresenta menor tempo de trânsito.

**Pot-2:** Alta argilosidade marcada nas curvas Si/Al e Si/Fe. Aporte diminui gradativamente para o topo (Ti/Ca, K/Ca e Y/P); Quanto ao clima, a razão Sr/Cu apresenta valores mais altos, de ambiente mais seco/frio. Um pouco mais

oxigenação nessa unidade em comparação com a anterior ( $V/(V+Ni)$ ) e maior salinidade ( $Sr/Ca$ ) em direção ao topo.

A unidade Pot-2 já apresenta mais intercalação entre arenitos e folhelhos, possuindo um comportamento mais caótico. Existem dois intervalos de *crossover* nas curvas de densidade e neutrão, onde a resistividade diminui e o tempo de trânsito aumenta.

**Pot-1:** Na transição de unidades temos uma queda abrupta na argilosidade, seguida de aumento com valores máximos na porção central e decréscimo do centro ao topo ( $Si/Al$  e  $Si/Fe$ ). Quanto ao aporte, é possível notar que ele diminui em relação a camada anterior, voltando a crescer gradativamente para o topo ( $K/Ca, Y/P$ ). A curva  $Sr/Cu$  apresenta grande flutuação, mas em geral retrata um clima mais seco/frio com alguns períodos de aumento de temperatura. Ambiente mais oxigenado ( $V/(V+Ni)$ ) e com diminuição de salinidade ( $Sr/Ca$ ) para o topo.

Os baixos valores de raios gamas nessa unidade caracterizam arenitos mais limpos com mais rara presença de folhelhos. Dois grandes *crossovers* nos perfis de densidade e neutrão podem ser visualizados. Maior resistividade e tempo de trânsito, indicando um bom reservatório, mais poroso, menos denso e com possível presença de gás.

## 1-OGX-110-MA

**Pim-1:** Valores mais altos de argilosidade ( $Si/Al$  e  $Si/Fe$ ), embora decresça levemente para o topo. Aumento de aporte sedimentar para o topo com leve diminuição na terça parte superior da unidade nas curvas  $Ti/Ca$  e  $K/Ca$ . Já a curva  $Y/P$  apresenta um trend mais uniforme de padrão agradacional. A curva de  $Sr/Cu$  aumenta em direção ao topo, indicando que o ambiente estava inicialmente mais quente e úmido e foi ficando mais seco e frio. Altos níveis de oxigenação, devido as baixas razões  $V/(V+Ni)$  e salinidade( $Sr/Ca$ ) que aumenta em direção ao topo.

A curva de GR apresenta um folhelho mais radioativo na parte mais basal da unidade, com maior separação dos perfis densidade e neutrão, indicando maior

porosidade do neutrão e uma densidade um pouco maior indicando que os minerais de argila na parte inferior do pacote de folhelho diferem dos minerais de argila presentes na porção superior. Na camada inferior, onde se tem maior porosidade do neutrão, existe uma presença maior de hidrogênio, podendo indicar minerais de argila mais hidratados na base, como esmectita. O fato da resistividade nessa porção também ser menor e o tempo de trânsito ser maior corroboram uma maior presença de água. Os folhelhos da parte superior são mais secos, com valores de GR menores, aumento da resistividade e menor densidade e porosidade, podendo caracterizar argilas do tipo caulinita, por exemplo.

**Cab-1:** Diminuição da argilosidade para o topo (Si/Al e Si/Fe). Aporte apresenta aumento gradativo do aporte seguido de quebra suave no meio da unidade e diminuição para o topo (Ti/Ca e K/Ca). A curva de Sr/Cu se mantém sem muita variação em relação aos níveis do intervalo anterior de clima menos seco/frio. Ambiente menos oxigenado (V/(V+Ni)) e menos salino (Sr/Ca) para o topo.

A curva de GR dessa unidade decresce gradualmente para o topo, marcando a mudança de litologia predominante de folhelho para arenito. É possível notar que a separação das curvas densidade e neutrão diminui, com dois intervalos de *crossover* (quando as curvas densidade e neutrão se cruzam e a curva vermelha de densidade fica a esquerda do perfil neutrão), indicando intervalos de arenitos mais limpos com possível presença de gás.

**Lon-1:** Zona de alta argilosidade para o topo (Si/Al e Si/Fe). O aporte apresenta aumento gradativo seguido de quebra no meio da unidade e diminuição para o topo (Ti/Ca, K/Ca e Y/P), tendo seu potencial máximo na parte inferior. A curva de Sr/Cu diminui levemente para o topo, com picos de baixa razão na porção central da unidade representando intervalos de maior temperatura/umidade. A oxigenação V/(V+Ni) aumenta e relação a camada anterior com potencial mínimo de anoxia no centro da unidade. Já a salinidade aumenta na primeira porção (Sr/Ca) e depois diminui para o topo.

Os valores de GR aumentam gradativamente para o topo na parte mais basal da unidade e se mantêm bastante altos no restante da unidade, corroborando com a tendência vista nas curvas geoquímicas. Vale notar um pico de mínimo GR na

parte central, provavelmente associado a presença de uma camada de arenito dentro do pacote de folhelhos. A parte basal da unidade difere da parte superior, apresentando menor separação dos perfis densidade e neutrão, menor porosidade do neutrão e uma densidade um pouco menor. Na camada superior, onde se tem maior porosidade do neutrão e maior presença de hidrogênio, tem-se minerais de argila mais hidratados. A resistividade nessa porção não apresenta grande variação, mantendo-se em valores médios. O tempo de trânsito é um pouco maior na parte superior, também indicando aumento da porosidade e diminuição da densidade para o topo.

**Pot-4:** Diminuição da argilosidade para o topo (Si/Al e Si/Fe), tendo potencial mínimo na parte superior da unidade (Si/Fe). O aporte apresenta ciclos de aumento e diminuição para o topo (Ti/Ca, K/Ca e Y/P); A curva de Sr/Cu também retrata ciclos de clima mais e menos seco/frio (Sr/Cu), mas de uma forma geral a unidade apresenta razões maiores que as anteriores. Aumento da anoxia na parte inferior da unidade seguido de maior oxigenação para o topo (V/(V+Ni)). Já a salinidade aumenta em ciclos (Sr/Ca) para o topo.

A curva de GR apresenta valores em geral menores nessa unidade, marcando a transição da litologia para predominantemente arenitos, com alguns picos de alta relacionados a deposição de argilas. Apesar de valores mais baixos de resistividade, Pot-4 apresenta diversos *crossovers* nas curvas densidade e neutrão, marcando a possível presença de hidrocarbonetos em zonas afetadas pela presença de pirita. O perfil sônico apresenta quedas em conjunto com os *crossovers*, indicando intervalos de maior porosidade e menor densidade, com um pico de aumento bem visível na parte inferior da unidade.

**Pot-3:** Aumento da argilosidade para o topo (Si/Al e Si/Fe) e aporte agradacional (Ti/Ca, K/Ca e Y/P); Valores menores na curva Sr/Cu retratam um ambiente um pouco menos seco/frio. Maior oxigenação (V/(V+Ni)) para o topo e salinidade (Sr/Ca) se mantém com pouca variação e em geral em valores médios.

A parte inferior da unidade apresenta baixos valores de raios gama, aumentando gradativamente para o topo com a mudança de litologia de arenito para folhelho. Mais um *crossover* pode ser identificado na porção arenítica com resistividade

umentando em direção ao topo. A curva de tempo de trânsito se mantém uniforme, sem muita variação.

**Pot-2:** Argilosidade se mantém alta para o topo (Si/Al e Si/Fe) com um pico de declínio da porção central da unidade. Aporte (Ti/Ca, K/Ca e Y/P) diminui para o topo; Aumento no perfil Sr/Cu indica um ambiente mais seco e frio. Um pouco menos oxigenado ( $V/(V+Ni)$ ) para o topo e menos salino (Sr/Ca).

A curva de GR indica aumento da argilosidade na parte central, com a intercalação areia-argila-areia. Nota-se a presença de *crossovers* nas curvas densidade e neutrão e valores um pouco mais altos de resistividade. O perfil sônico já apresenta variação nesse intervalo, indicando maior tempo de trânsito nas partes inferior e superior e menor tempo de trânsito na porção central.

**Pot-1:** No intervalo amostrado a argilosidade (Si/Al e Si/Fe) é mais baixa, aumentando somente na parte superior da unidade. O aporte Ti/Ca, K/Ca e Y/P), apresenta valores bem baixos, sendo mínimos em comparação com o resto das camadas. As razões Sr/Cu diminui significativamente, o que pode indicar um clima mais quente e úmido nessa porção. Aumento da oxigenação devida aos baixos valores de ( $V/(V+Ni)$ ) e baixa salinidade (Sr/Ca) para o topo.

A unidade Pot-1 apresenta baixos valores de GR, com pouca variação do perfil, representativo de um arenito mais limpo e menos argiloso. Identifica-se um grande intervalo de *crossover* nas curvas densidade e neutrão, onde a boa separação entre essas curvas indica um reservatório com porosidade maior, baixa densidade e contendo possivelmente gás, o que é corroborado pelo forte incremento nos valores de resistividade e aumento do tempo de trânsito no perfil sônico.

### 3-PGN-5-MA

**Pot-3:** Aumento da argilosidade para o topo (Si/Al e Si/Fe), com um potencial máximo na parte superior da unidade (Si/Fe). O aporte apresenta aumento gradativo seguido de quebra no meio da unidade e diminuição para o topo (Ti/Ca, K/Ca e Y/P); A curva de Sr/Cu também retrata um clima menos seco/frio (Sr/Cu)

na parte central. Um pouco mais oxigenado ( $V/(V+Ni)$ ) e menos salino ( $Sr/Ca$ ) para o topo.

O perfil de raios gama nesse intervalo apresenta em geral valores mais altos, indicando maior radiotividade e maiores intercalações de arenitos e folhelhos. Não são identificados *crossovers* significativos das curvas densidade e neutrão. A resistividade aumenta na parte superior e o tempo de trânsito diminui.

**Pot-2:** Na parte basal da unidade temos uma forte diminuição da argilosidade seguido de aumento para o topo ( $Si/Al$  e  $Si/Fe$ ). É possível notar ciclos de aumento de aporte para o topo ( $Ti/Ca$ ,  $K/Ca$  e  $Y/P$ ); Abrupto aumento da curva  $Sr/Cu$  na parte inferior seguido de aumento da temperatura em direção ao topo. Maior anoxia ( $V/(V+Ni)$ ) e maior salinidade ( $Sr/Ca$ ) na porção superior.

Observam-se três ciclos de aumento da radioatividade para o topo, sendo a porção basal da unidade caracterizada por arenitos mais limpos, *crossovers* bem discretos nas curvas de densidade e neutrão, baixa resistividade e menor tempo de trânsito. Na porção central da unidade tempo arenitos um pouco mais radioativos, boa separação no *crossover* dos perfis de densidade neutrão, alta resistividade e aumento do tempo de trânsito. Já na parte superior da unidade, temos arenitos mais sujos com alta radioatividade de raios gama, *crossover* presente com separação um pouco menor, resistividade e tempo de trânsito que diminuem para o topo.

**Pot-1:** No intervalo amostrado, a argilosidade é mais alta na parte superior, abaixo do diabásio ( $Si/Al$  e  $Si/Fe$ ) e o aporte é agradacional para o topo ( $Ti/Ca$ ,  $K/Ca$  e  $Y/P$ ), Clima menos seco e frio ( $Sr/Cu$ ), mais oxigenado ( $V/(V+Ni)$ ) e menos salino ( $Sr/Ca$ ) para o topo.

Queda brusca no perfil de raios gama na transição da unidade poti 2 para a unidade Pot-1. Os arenitos dessa unidade são bastante limpos e são marcados por um grande *crossover* nas curvas de densidade e neutrão e aumento brusco da resistividade para o topo. O tempo de trânsito também aumenta em direção ao topo da unidade.

A partir das variações observados nos perfis, nota-se que existem ciclos de padrões progradacionais e retrogradacionais, marcados pelas variações no aporte siliciclástico aqui indicados na curva Ti/Ca. As idas e vindas na curva de aporte indicam a existência de um sistema bastante dinâmico, podendo estar relacionado ao sistema deltaico com retrabalhamento por ondas e marés pelo qual a Formação Poti é caracterizada por Góes (1995).

Investigações paleoclimáticas representam um aspecto importante nas análises paleoambientais, visto que o clima afeta a ação do intemperismo das rochas, a taxa de sedimentação, transporte e composição e até mesmo o grau de enriquecimento de matéria orgânica. Condições ambientais mais úmidas estão muitas vezes relacionadas a diminuição no teor de K.

Os perfis geoquímicos aqui analisados apresentam uma correlação bastante interessante quanto a variação das curvas de Sr/Cu e K/Ca. Quando a razão Sr/Cu diminui, indicando um clima mais quente e úmido, a razão K/Ca diminui, devido a depleção do K em detrimento do Ca.

As variações na razão Y/P em todos os poços marcam bem as mudanças na proveniência/fonte dos sedimentos e se correlacionam bastante com os ciclos de padrões progradacionais do aporte sedimentar. Apresenta muitas vezes trends mais uniformes nas curvas, marcando de forma mais geral os ciclos.

#### **6.4 Correlação dos Perfis de Poços e Zoneamento Estratigráfico**

Com base na interpretação das curvas quimioestratigráficas, os limites representativos de aporte/afogamento foram confrontados com os perfis geofísicos dos poços, tendo sido encontrada uma excelente correlação (Figuras 35 e 36) entre os eventos interpretados.

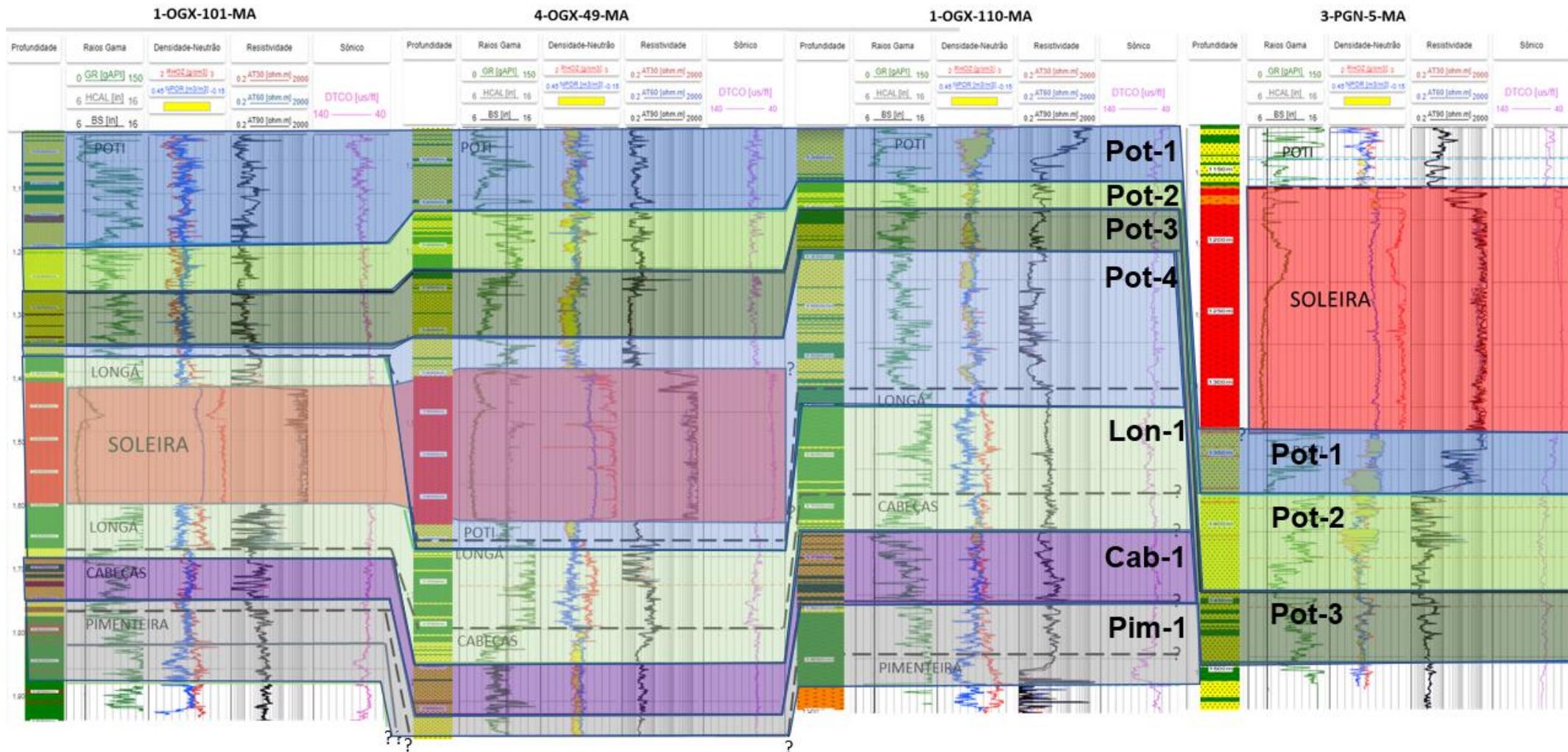


Figura 35 - Correlação dos poços 1-OGX-101-MA, 4-OGX-49-MA, 1-OGX-110-MA e 3-PGN-5-MA separados em unidades quimioestratigráficas.

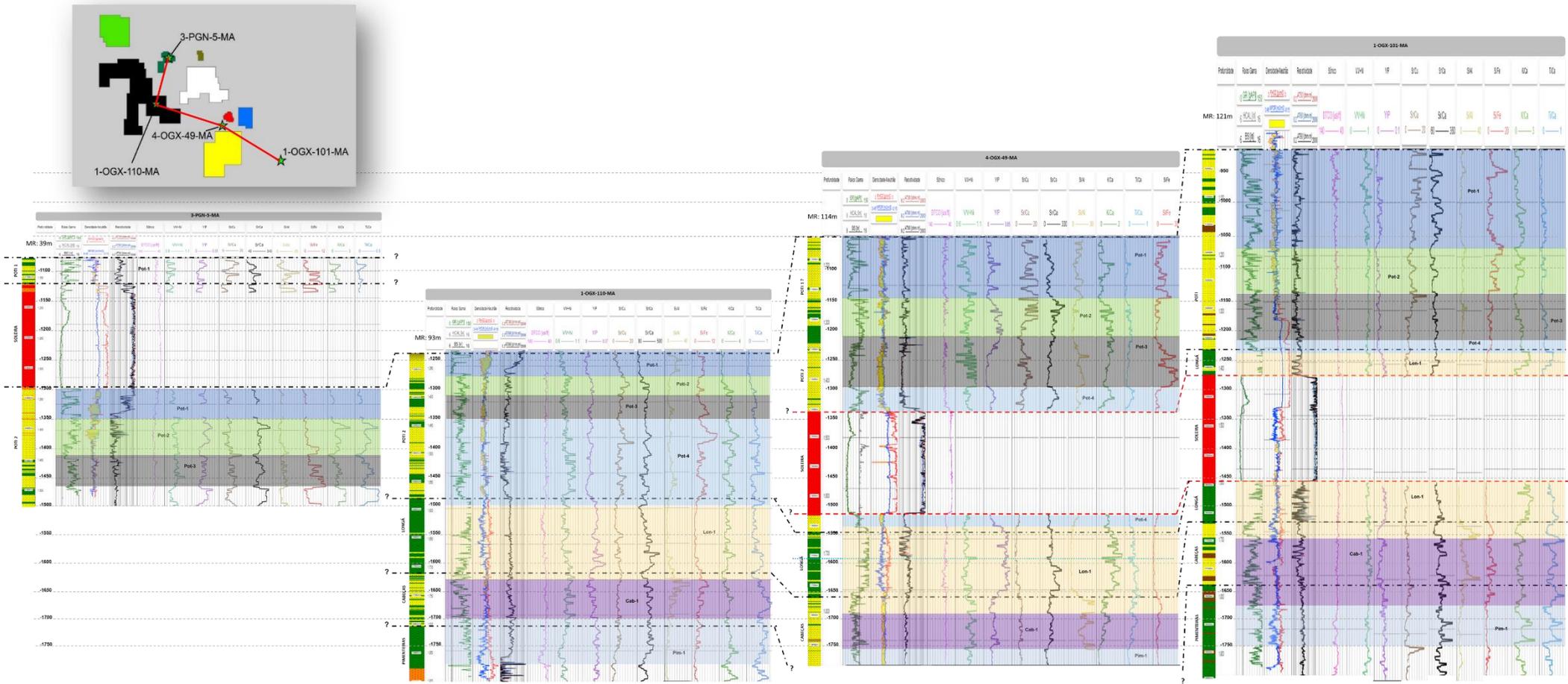


Figura 36 - Correlação em cota dos poços 1-OGX-101-MA, 4-OGX-49-MA, 1-OGX-110-MA e 3-PGN-5-MA separados em unidades quioestratigráficas.

De uma maneira geral, é possível inferir que a unidade Pim-1 é caracterizada por um paleoambiente deposicional de maior argilosidade (Si/Al e Si/Fe, Craigie, 2015), com declínio na parte superior, aumento de aporte para o topo (Ti/Ca, K/Ca e Y/P, Craigie, 2016; Gebregiorgis, 2020), clima menos seco/frio (Sr/Cu, Lerman, 1989 *apud* Sarki Yandoka), maior oxigenação (V/(V+Ni), Madukwe, 2019) e maior salinidade (Sr/Ca, Rush, 2010 *apud* Ribeiro, 2019) nos poços 1-OGX-101-MA (Figura 31) e 1-OGX-110-MA (Figura 33), não estando presente (ou não sendo amostrada) nos poços 3-PGN-5-MA (Figura 34) e 4-OGX-49-MA (Figura 32).

Na unidade Cab-1 é possível notar uma diminuição da argilosidade para o topo, devido a diminuição das razões Si/Al e Si/Fe (Craigie, 2015), com alguns picos de mínimo nos poços 1-OGX-101-MA, 4-OGX-49-MA e 1-OGX-110-MA (Figuras 31, 32 e 33). Quanto ao aporte, enquanto o no poço 1-OGX-110-MA se observam ciclos de aumento e diminuição de aporte para o topo (Ti/Ca, K/Ca e Y/P, Craigie, 2016; Gebregiorgis, 2020), o aporte é mais agradacional no poço 4-OGX-49-MA, com uma tendência mais uniforme principalmente das curvas Y/P e Ti/Ca (Figura 32) e apresenta aumento gradativo seguido de quebra suave e diminuição para o topo no poço 1-OGX-110-MA (Figura 33). O clima não apresenta muita variação em nenhum dos três poços, mantendo-se menos seco/frio (Sr/Cu, Lerman, 1989 *apud* Sarki Yandoka) (Figuras 31-34). Ambiente em geral um pouco mais anóxico (V/(V+Ni), Madukwe, 2019) e menos salino (Sr/Ca, Rush, 2010 *apud* Ribeiro, 2019) para o topo para todos (Figuras 31-34).

Quanto à unidade Lon-1, tem-se nos poços 1-OGX-101-MA, 4-OGX-49-MA e 1-OGX-110-MA (Figuras 31, 32 e 33) alto incremento da argilosidade para o topo (Si/Al e Si/Fe, Craigie, 2015). O aporte aumenta (Ti/Ca, K/Ca e Y/P, Craigie, 2016; Gebregiorgis, 2020) de forma geral em direção ao topo nos poços 1-OGX-101-MA e 4-OGX-49-MA (Figuras 31 e 32), aumentando gradativamente seguido de quebra no meio da unidade e diminuição para o topo no poço 1-OGX-110-MA (Figura 33), onde tem seu potencial máximo na porção inferior da unidade. Quanto ao clima, em geral mais quente e úmido (Sr/Cu, Lerman, 1989 *apud* Sarki Yandoka), um pouco mais oxigenado (V/(V+Ni), Madukwe, 2019) que a unidade anterior e menos salino para o topo nos três poços analisados (Sr/Ca, Rush, 2010 *apud* Ribeiro, 2019) (Figuras 31-34).

A unidade Pot-4 pode ser caracterizada por um leve aumento da argilosidade (Si/Al e Si/Fe, Craigie, 2015) para o topo no poço 1-OGX-101-MA (Figura 31), enquanto nos poços 4-OGX-49-MA e 1-OGX-110-MA (Figuras 32 e 33) a argilosidade decresce. Quanto ao aporte (Ti/Ca, K/Ca e Y/P, Craigie, 2016; Gebregiorgis, 2020), diminui de forma considerável no poço 1-OGX-101-MA (Figura 31), apresenta tendência de aumento no poço 4-OGX-49-MA (Figura 32) e ciclos de aumento e diminuição para o topo no poço 1-OGX-110-MA 110 (Figura 33). No poço 4-OGX-49-MA (Figura 32), o clima é mais quente/úmido (Sr/Cu, Lerman, 1989 apud Sarki Yandoka), um pouco mais oxigenado (V/(V+Ni), Madukwe, 2019) e mais salino (Sr/Ca, Rush, 2010 apud Ribeiro, 2019) para o topo. Já nos poços 1-OGX-101-MA e 1-OGX-110-MA (Figuras 31 e 33), o ambiente vai ficando um pouco mais seco/frio (Sr/Cu, Lerman, 1989 apud Sarki Yandoka), mais oxigenado (V/(V+Ni), Madukwe, 2019) para o topo e a salinidade (Sr/Ca, Rush, 2010 apud Ribeiro, 2019) tende a aumentar de baixo para cima.

Em relação à unidade Pot-3 as tendências diferem um pouco mais entre os poços estudados. No poço 1-OGX-101-MA 101 (Figura 31) a argilosidade (Si/Al e Si/Fe, Craigie, 2015) se mantém alta até o meio da unidade, decrescendo levemente na parte superior e o aporte (Ti/Ca, K/Ca e Y/P, Craigie, 2016; Gebregiorgis, 2020) diminui gradativamente para o topo. No poço 4-OGX-49-MA (Figura 32), existe uma diminuição da argilosidade (Si/Al e Si/Fe, Craigie, 2015) na parte inferior da unidade, tendo mínimos na parte central e o aporte (K/Ca e Y/P, Craigie, 2016; Gebregiorgis, 2020) apresenta aumento gradativo para o topo. Já nos poços 1-OGX-110-MA e 3-PGN-5-MA (Figuras 33 e 34), a argilosidade (Si/Al e Si/Fe, Craigie, 2015) aumenta para o topo e enquanto no poço 1-OGX-110-MA (Figura 33) o aporte (Ti/Ca, K/Ca e Y/P, Craigie, 2016; Gebregiorgis, 2020) é mais agradacional, no poço 3-PGN-5-MA (Figura 34) temos um aumento gradativo do aporte (Ti/Ca, K/Ca e Y/P, Craigie, 2016; Gebregiorgis, 2020) seguido de quebra no meio da unidade e diminuição para o topo. Quanto ao clima, em geral mais seco/frio (Sr/Cu, Lerman, 1989 apud Sarki Yandoka) nos poços 1-OGX-101-MA e 4-OGX-49-MA (Figuras 31 e 32), apresentando um leve aumento da temperatura/umidade (Sr/Cu, Lerman, 1989 apud Sarki Yandoka) na porção superior no poço 4-OGX-49-MA (Figura 32). Para esses dois poços, o ambiente parece ficar menos salino (Sr/Ca, Rush, 2010 apud Ribeiro, 2019) para o topo e ser um pouco mais anóxico (V/(V+Ni), Madukwe, 2019), apesar da alta variação

da curva no poço 4-OGX-49-MA (Figura 32) dificultar a identificação de um trend. Já para os poços 1-OGX-110-MA e 3-PGN-5-MA (Figuras 33 e 34), a oxigenação ( $V/(V+Ni)$ , Madukwe, 2019) aumenta e a salinidade ( $Sr/Ca$ , Rush, 2010 apud Ribeiro, 2019) apresenta pouca variação ficando em valores médios no poço 1-OGX-110-MA (Figura 33) e decresce em direção ao topo no poço 3-PGN-5-MA (Figura 34).

Na camada Pot-2, é possível identificar que para os poços 4-OGX-49-MA, 1-OGX-110-MA e 3-PGN-5-MA (Figuras 32, 33 e 34), a argilosidade ( $Si/Al$  e  $Si/Fe$ , Craigie, 2015) se mantém alta, enquanto no poço 1-OGX-101-MA (Figura 31) existem ciclos de decréscimo gradual da argilosidade para o topo. Quanto ao aporte ( $Ti/Ca$ ,  $K/Ca$  e  $Y/P$ , Craigie, 2016; Gebregiorgis, 2020), notam-se ciclos de aumento de aporte para o topo nos poços 1-OGX-101-MA e 3-PGN-5-MA (Figuras 31 e 34), mas em geral o aporte nessa unidade permanece baixo no poço 1-OGX-101-MA (Figura 31). Para os poços 4-OGX-49-MA e 1-OGX-110-MA (Figuras 32 e 33) o aporte ( $Ti/Ca$ ,  $K/Ca$  e  $Y/P$ , Craigie, 2016; Gebregiorgis, 2020) diminui para o topo, indo na tendência contrária. Quanto ao paleoclima, mais seco/frio ( $Sr/Cu$ , Lerman, 1989 apud Sarki Yandoka) nos poços 4-OGX-49-MA e 1-OGX-110-MA (Figuras 32 e 33) e aumento da temperatura/umidade ( $Sr/Cu$ , Lerman, 1989 apud Sarki Yandoka) em direção ao topo nos poços 1-OGX-101-MA e 3-PGN-5-MA (Figuras 31 e 34). Aumento da oxigenação ( $V/(V+Ni)$ , Madukwe, 2019) e aumento da salinidade ( $Sr/Ca$ , Rush, 2010 apud Ribeiro, 2019) nos poços 1-OGX-101-MA e 4-OGX-49-MA (Figuras 31 e 32) e maior anoxia ( $V/(V+Ni)$ , Madukwe, 2019) nos poços 1-OGX-110-MA e 3-PGN-5-MA (Figuras 33 e 34). Além disso, para esses últimos a salinidade ( $Sr/Ca$ , Rush, 2010 apud Ribeiro, 2019) diminui em direção ao topo no poço 1-OGX-110-MA (Figura 33) e aumenta na porção superior no poço 3-PGN-5-MA (Figura 34).

Por fim, na camada Pot-1 também é possível notar algumas diferenças dos paleoambientes entre os poços observados. No poço 1-OGX-101-MA (Figura 31) é possível notar um forte aumento da argilosidade ( $Si/Al$  e  $Si/Fe$ , Craigie, 2015) para o topo, apresentando valores máximos no centro da unidade e pico de baixíssima argilosidade na parte superior da unidade. No poço 4-OGX-49-MA (Figura 32), a transição de unidades é marcada por uma queda abrupta na argilosidade ( $Si/Al$  e  $Si/Fe$ , Craigie, 2015), seguida de aumento com valores máximos da porção central e decréscimo do centro ao topo. No poço 1-OGX-110-MA (Figura 33) a argilosidade ( $Si/Al$  e  $Si/Fe$ , Craigie, 2015) é mais baixa, aumentando somente na parte superior da

unidade. O mesmo ocorre no poço 3-PGN-5-MA (Figura 34), onde a argilosidade (Si/Al e Si/Fe, Craigie, 2015) é mais alta na parte superior, logo abaixo no diabásio. Quanto ao aporte (Ti/Ca, K/Ca e Y/P, Craigie, 2016; Gebregiorgis, 2020), no poço 1-OGX-101-MA (Figura 31) temos um aumento na porção basal, apresentando máxima no centro e diminuição em direção ao topo. Já no poço 4-OGX-49-MA (Figura 32), vale notar que o aporte (Ti/Ca, K/Ca e Y/P, Craigie, 2016; Gebregiorgis, 2020) diminui em relação à camada anterior voltando a crescer gradativamente para o topo. No poço 1-OGX-110-MA (Figura 33), o aporte (Ti/Ca, K/Ca e Y/P, Craigie, 2016; Gebregiorgis, 2020) apresenta valores bem baixos, sendo mínimos em comparação ao resto das unidades nesse poço. Já no poço 3-PGN-5-MA (Figura 34), o aporte (Ti/Ca, K/Ca e Y/P, Craigie, 2016; Gebregiorgis, 2020) parece ser mais agradacional para o topo. O paleoclima nessa unidade vai ficando cada vez mais seco e frio (Sr/Cu, Lerman, 1989 apud Sarki Yandoka) nos poços 1-OGX-101-MA e 4-OGX-49-MA (Figuras 31 e 32) e mais quente e úmido (Sr/Cu, Lerman, 1989 apud Sarki Yandoka) nos poços 1-OGX-110-MA e 3-PGN-5-MA (Figuras 33 e 34). A oxigenação (V/(V+Ni), Madukwe, 2019) em geral aumenta em todos os poços (Figuras 31-34). Já a salinidade (Sr/Ca, Rush, 2010 apud Ribeiro, 2019) diminui para o topo nos poços 4-OGX-49-MA e 1-OGX-110-MA (Figuras 32 e 33), aumenta no poço 3-PGN-5-MA (Figura 34) e alterna bastante ao longo da unidade no poço 1-OGX-101-MA (Figura 31), sendo difícil identificar um trend específico.

Em uma interpretação geral da seção aqui estudada, tem-se inicialmente o aumento do nível relativo do mar e o aumento do espaço de acomodação, o que favorece a chegada do aporte sedimentar devido provavelmente a uma maior umidificação do ambiente e, posteriormente, uma regressão da linha de costa.

A Formação Pimenteiras foi depositada durante o Devoniano, período de ausência de oxigênio com sedimentação de folhelhos ricos em matéria orgânica, num período de máxima inundação marinha que ocorreu na idade do Frasniano. (Rodrigues, 1995)

Garcia *et al.* (2020) interpretou na base da Formação Pimenteiras um ambiente de sedimentação de transição óxico/subóxico com a entrada de matéria orgânica predominantemente de origem continental, e no topo, ambiente de sedimentação marinha sob condições subóxicas a anóxicas e a matéria orgânica predominantemente marinha.

As feições grafoelétricas indicam ciclicidade deposicional, e uma mudança de tendência transgressiva para regressiva na passagem gradacional da Formação Pimenteiras para a Formação Cabeças, que lhe é sobreposta (Della Fávera, 1990).

Após a deposição da Formação Pimenteiras, foi se aumentando o nível relativo do mar favorecendo a deposição das frentes deltaicas da Formação Cabeças.

Um ambiente plataformal sob a influência preponderante de correntes desencadeadas por processos de marés é defendido por Góes e Feijó (1994) como o mais importante da Formação Cabeças, também ocorrendo fácies flúvio-estuarinas.

Com a diminuição do espaço de acomodação após a chegadas dos sedimentos da Formação Cabeças, o nível relativo do mar teria caído, subindo posteriormente por razões climáticas e originando os sedimentos lamosos da Formação Longá com eventuais contribuições deltaicas associadas. Na literatura alguns autores relacionam esse aumento do nível relativo do mar a glaciação, sendo os tilitos com clastos facetados e raros pavimentos estriados ainda a única base para apoiar uma influência/natureza glacial desta unidade (Caputo et al. 1971, Carozzi et al. 1973, Carozzi et al. 1975, Caputo 1985, Caputo & Crowell 1985, Grahn 1991, Grahn & Caputo 1992, Grahn & Paris 1992, Costa et al. 1994, Rocha-Campos et al. 2000, Soares et al. 2005, *apud* Barbosa, 2015)

Na Formação Poti, nota-se que existem ciclos de padrões progradacionais e retrogradacionais, marcados pelas variações no aporte siliciclástico. As idas e vindas nas curvas de aporte indicam a existência de um sistema bastante dinâmico, podendo estar relacionado ao sistema deltaico com retrabalhamento por ondas e marés pelo qual a Formação Poti é caracterizada por Góes (1995), sendo o contato superior com a Formação Piauí discordante, erosivo. A regressão que precedeu a sedimentação Poti pode estar ligada ao aumento das capas de gelo do Continente Gondwana e após a deposição dessa formação, movimentos epirogênicos ascendentes e uma regressão de extensão global (Caputo, 1984) teriam conduzido à erosão na bacia. A discordância de cerca de 5 milhões de anos e ocorrência de processos tectônicos tornam um desafio uma avaliação mais assertiva da evolução com a chegada dos deltas da Formação Poti.

## 7. CONCLUSÕES

A integração dos dados geoquímicos de XRF e dos perfis geofísicos a poço aberto permitiu a identificação de diferenças na composição dos arenitos deltaicos da Formação Poti, caracterizando-os em arenitos quartzosos, feldspáticos, piritosos, cimentados por calcita, argilosos e/ou enriquecidos em minerais pesados com base nas variações dos elementos Al, K, Fe, Si, S, Ca, Zr e Co nos poços 3-PGN-5-MA, 1-OGX-110-MA, 4-OGX-49-MA e 1-OGX-101-MA.

Foi possível realizar uma interpretação paleoambiental e paleodeposicional geral da seção por meio das *proxies* geoquímicas Si/Al, Si/Fe, K/Ca, Ti/Ca, V/(V+Ni), Y/P, Sr/Cu e Sr/Ca, inferindo possíveis condições vigentes durante os processos deposicionais e diagenéticos das Formações Poti, Longá, Cabeças e Pimenteiras nos poços estudados, tais como argilosidade, aporte, condições redox, paleoclima e salinidade.

Foram identificadas sete unidades quimioestratigráficas, Pot-1, Pot-2, Pot-3, Pot-4, Lon-1, Cab-1 e Pim-1. As sete unidades são encontradas nos poços 1-OGX-110-Ma e 1-OGX-101-MA. No poço 4-OGX-49-MA, todas as unidades quimioestratigráficas são observadas, com exceção da Pim-1. Já no poço 3-PGN-5-MA, só foram identificadas as unidades Pot-1, Pot-2 e Pot-3.

Numa interpretação abrangente da seção aqui estudada, observamos inicialmente um aumento no nível relativo do mar e a expansão do espaço de acomodação, favorecendo a chegada do aporte sedimentar, possivelmente devido a uma maior umidificação do ambiente. Posteriormente, ocorreu uma regressão da linha de costa e após a deposição da Formação Pimenteiras, o nível relativo do mar foi aumentando, propiciando a deposição das frentes deltaicas da Formação Cabeças.

A redução do espaço de acomodação após a chegada dos sedimentos da Formação Cabeças levou a uma diminuição do nível relativo do mar devido a fatores climáticos. Posteriormente, ocorreu um aumento do nível relativo do mar, resultando na deposição dos sedimentos lamosos da Formação Longá, com eventuais contribuições deltaicas associadas. Alguns estudos estabelecem uma conexão entre esse aumento do nível relativo do mar e processos de degelo.

Na Formação Poti, existem ciclos de padrões progracionais e retrogradacionais, marcados pelas variações no aporte siliciclástico. As idas e vindas nas curvas de aporte indicam a existência de um sistema bastante dinâmico, podendo estar relacionado a sistemas deltaicos com retrabalhamento por ondas e marés. A discordância de aproximadamente 5 milhões de anos e a ocorrência de processos tectônicos dificultam uma análise mais precisa da evolução associada à chegada dos deltas da Formação Poti.

Através da aplicação desta abordagem metodológica, que faz uso de análises de XRF em amostras de calha, obtemos resultados rápidos, altamente eficazes e economicamente acessíveis. Essa metodologia pode ser empregada de forma simultânea à perfuração dos poços, o que amplia suas aplicações no estudo de amostras de calha. Além disso, essa técnica tem o potencial de contribuir significativamente para a melhoria da compreensão e zoneamento estratigráfico da seção Mesodevoniana-Eocarbonífera da Bacia do Parnaíba, assim como em outras seções estratigráficas e bacias sedimentares.

Contudo, é crucial destacar a relevância de futuras investigações que se concentrem na avaliação de diferentes *proxies* e *razões elementares*. Além disso, seria benéfico considerar a realização de análises isotópicas adicionais, pois isso poderia confirmar com maior precisão a influência relativa de sedimentos terrígenos e marinhos na área sob investigação.

## 8. REFERÊNCIAS

ADACHI, M., YAMAMOTO, K., SUGISAKI, R., 1986. **Hydrothermal chert and associated siliceous rocks from the northern Pacific: their geological significance as indication of ocean ridge activity.** *Sedimentary Geology*. 47(1-2), 125-148.

AGUIAR, G. A. **Revisão geológica da bacia paleozoica do Maranhão.** Congresso Brasileiro de Geologia, 25., 1971, São Paulo. Anais. São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1971. v. 3, p.113-122.

ALGEO, T.J., TRIBOVILLARD, N., 2009. **Environmental analysis of paleoceanographic systems based on molybdenum–uranium covariation.** *Chemical Geology*. 268(3-4), 0-225.

ANP, 2022. **Relatório Anual de Exploração.** Disponível em: <https://www.gov.br/anp/pt-br/assuntos/exploracao-e-producao-de-oleo-e-gas/fase-de-exploracao/relatorio-anual-exploracao-2022.pdf>. Acesso em 23 mar. 2023

ARAÚJO, D. B., FERREIRA, A. L. **Sumário geológico e setores em oferta.** Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (ANP). R15 (2017)

BAIYEGUNHI, C., LIU K., GWAVAVA O. **Geochemistry of sandstones and shales from the Ecca Group, Karoo Supergroup, in the Eastern Cape Province of South Africa: Implications for provenance, weathering and tectonic setting.** *De Gruyter Open. Open Geosci.* 2017; 9:340–360

BARBOSA, R. C. D. M., NOGUEIRA, A. C. R., & DOMINGOS, F. H. G. (2015). **Famennian glaciation in the eastern side of Parnaíba Basin, Brazil: evidence of advance and retreat of glacier in Cabeças Formation.** *Brazilian Journal of Geology*, 45, 13-27.

CALONIO, L. W. **Influência de pirita e argilominerais nos cálculos de saturação da Fm. Poti, Bacia do Parnaíba: um estudo de caso no poço 3-3-PGN-5-MA-MA.** 2020.159p. Dissertação (Mestrado em Dinâmica dos Oceanos e da Terra). Universidade Federal Fluminense. Niterói, 2020.

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, M. V., IANNUZZI, R.; FONSECA, V. M. M. **Bacias sedimentares brasileiras: Bacia do Parnaíba**. Phoenix, v. 81, p. 1-6, 2005.

CIOCCARI, G. M., MIZUSAKI, A. M. P. **Sistemas Petrolíferos Atípicos nas Bacias Paleozoicas Brasileiras – Uma Revisão**. *Revista Geociências*. São Paulo, UNESP, Geociências, v. 38, n. 2, p. 367 - 390, 2019

CRAIGIE, N. (2015). **Applications of chemostratigraphy in Middle Jurassic unconventional reservoirs in Eastern Saudi Arabia**. *GeoArabia*. 20. 79-110.

CRAIGIE, N. (2016). **Chemostratigraphy of the Silurian Qusaiba Member, Eastern Saudi Arabia**. *Journal of African Earth Sciences*, Volume 113, 2016, P. 12-34

CUNHA, F.M.B. **Evolução Paleozoica da Bacia do Parnaíba e Seu Arcabouço Tectônico**. 1986. Dissertação de Mestrado., IGEO/UFRJ, Rio de Janeiro, RJ, Brasil.

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

DINO, R.; ANTONIOLI, L.; BRAZ, S. M. N. **Palynological data from the Trisidela Member of Upper Pedra de Fogo Formation (“Upper Permian”) of the Parnaíba Basin, Northeastern Brazil**. *Revista Brasileira de Paleontologia*, São Leopoldo, n. 3, p. 24-35, jan./ jun. 2002.

EAGLE, M., PAYTAN, A., ARRIGO, K. R., VAN DIJKEN, G. L., MURRAY, R. W., 2003. **A comparison between excess barium and barite as indicators of carbon export**. *Paleoceanography*. 18(1).

EI QUIMICUS, 2012. **Distribuição Eletrônica**. Disponível em: <http://elquimicus.blogspot.com/2012/09/diagrama-de-pauling.html>  
Acesso em 23 mar. 2023

FRITZSCHE, H., PHILLIPS, M. 2020. **Electromagnetic radiation**. Encyclopedia Britannica. Disponível em: <https://www.britannica.com/science/electromagnetic-radiation>. Acesso em 23 mar. 2023

GARCIA, R. J. L., DA SILVA JUNIOR, J. B., ABREU, I. M., CERQUEIRA, J. R., DE SOUZA, E. S., Ribeiro, H. J. S., ... & DE SOUZA QUEIROZ, A. F. (2021). **Use of rare earth elements and internal transition elements for characterization of the depositional paleo environment in samples of the experience of the Pimenteiras Formation**, Parnaíba Basin, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 106, 103104.

GEBREGIORGIS, D., GIOSAN, L, HATHORNE, E. C., ANAND, P., NILSSON-KERR K., PLASS, A., LÜCKGE, A, CLEMENS, S. C., FRANK, M. (2020). **What can we learn from X-ray fluorescence core scanning data? A paleo-monsoon case study**. *Geochmestry, Geophysics, Geosystems*, 21. Jan, 2020.

GEZEERI, T., HAMIM, A., ZEREIK, R., HUGHES, S., SCHEIBE, C. **High-Resolution Chemostratigraphy Application in Carbonates. A case study in the Cretaceous Mishrif reservoir, Minagish Field, Kuwait**. International Petroleum Technology Conference, Doha, Qatar, 2009

GÓES, A. M. **A formação Poti (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.

HAN, S.; ZHANG, Y.; HUANG, J.; RUI, Y.; TANG, Z. **Elemental Geochemical Characterization of Sedimentary Conditions and Organic Matter Enrichment for Lower Cambrian Shale Formations in Northern Guizhou, South China**. *Minerals*, 2020, 10, 793.

HE, C., JI, L., WU, Y., SU, A., ZHANG, M., 2016. **Characteristics of Hydrothermal Sedimentation Process in the Yanchang Formation, South Ordos Basin, China: Evidence from Element Geochemistry**. *Sedimentary Geology*. 345, 33-41.

JIAO, W., YANG, H., ZHAO, Y., ZHANG, H., ZHOU, Y., ZHANG, J., XIE, Q. **Application of trace elements in the study of oil-source correlation and hydrocarbon migration in the Tarim Basin, China.** Energy Exploration & Exploitation. Volume 28 · Number 6 · 2010 pp. 451-466.

KENNEDY, M.E. (1998). **Paleoenvironments.** In: Geochemistry. Encyclopedia of Earth Science. Springer, Dordrecht. [https://doi.org/10.1007/1-4020-4496-8\\_236](https://doi.org/10.1007/1-4020-4496-8_236)

LI, D., LI, R., ZHU, Z. *et al.* **Elemental characteristics and paleoenvironment reconstruction: a case study of the Triassic lacustrine Zhangjiatan oil shale, southern Ordos Basin, China.** *Acta Geochim* **37**, 134–150 (2017).

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.

LOBATO, G. **Análise estratigráfica de alta resolução no intervalo do limite formacional Longá/Poti (Neodevoniano/ Eocarbonífero) em testemunhos de sondagem da bacia do Parnaíba.** Rio de Janeiro: UFRJ / IGeo, jan. 2007

LOPEZ, P., NAVARRO, E., MARCÉ, R., ORDONEZ, J., CAPUTO, L., ARMENGOL, J. (2006). **Elemental Ratios in sediments as indicators of ecological processes in Spanish reservoirs.** *Limnetica*. 25. 499-512.

MADUKWE, H. Y. **Paleoweathering, Paleoenvironment And Paleoclimate Of The Nanka Sandstone, Anambra Basin, Nigeria.** 2019. Bulletin of the Geological Society of Malaysia, Volume 68, December 2019, pp. 25 – 36

MALVERN PANALYTICAL, 2023. **Fluorescência de raios X por energia dispersiva (EDXRF).**

Disponível em: <https://www.malvernpanalytical.com/br/products/technology/xray-analysis/x-ray-fluorescence>. Acesso em: 23 mar. 2023.

MELO, D. P. **Quimioestratigrafia dos sedimentos de mar profundo no Oceano Pacífico Equatorial: uma abordagem quantitativa com ênfase em métodos de classificação.** Niterói, 2010. 208 p. Dissertação (Mestrado em Geologia e Geofísica Marinha). Universidade Federal Fluminense, 2010.

MELO, J. H. G.; LOBOZIAK, S.; STREEL, M. 1998. **Latest devonian to early late carboniferous biostratigraphy of Northern Brazil: an update.** Bulletin du Centre de Recherches Elf Exploration Production, Pau, v. 22, n. 1, p. 13-33, 1998.

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.

MENESES, P. R. et al. **Introdução ao Processamento de Imagens de Sensoriamento Remoto.** [S.l.]: Universidade Federal de Brasília, 2012. 276 p.

MIRANDA, F. 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.

Nery, G. G. (1990). **Perfilagem geofísica em poço aberto.** Salvador, BA, 231p.

Nery, G. G. (2004). **Perfilagem Geofísica,** Notas de Aulas. UFBA, 50.

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, F. V. S. R. S., GOMES, R. T. M., RORIZ, C.E.D., SILVA, K. M. S., TOLEDO, R. C. (2022). **Lithology Identification Through X-Ray Fluorescence (XRF) Analyses on Drill Cuttings While Drilling, in Santos Basin.** Paper presented at the SPE Annual Technical Conference and Exhibition, Houston, Texas, USA, <https://doi.org/10.2118/210151-MS>

OYEDOTUN, T. D. T. (2018) **X-ray fluorescence (XRF) in the investigation of the composition of earth materials: a review and an overview,** *Geology, Ecology, and Landscapes*, 2:2, 148154, DOI: 10.1080/24749508.2018.1452459

PEREIRA, R. D. M. (2020). **Interpretação paleodeposicional da Formação Cabeças a partir de dados gamaespectrais de poços da área do Parque dos Gaviões, Bacia do Parnaíba. 2020.** 122p. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Departamento de Geologia e Geofísica, Instituto de Geociências, Universidade Federal Fluminense, Niterói, 2020.

PIMENTEL, R. **Correlação Rocha-Perfil-Sísmica e Avaliação de Reservatórios na Área do Parque dos Gaviões, Bacia do Parnaíba. 2020.** 166p. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Departamento de Geologia e Geofísica, Instituto de Geociências, Universidade Federal Fluminense, Niterói, 2020.

PRUNDEANU, I.M, et al. **Elemental geochemistry of the Upper Cretaceous reservoir and surrounding formations applied in geosteering of horizontal wells, Lebăda Field – Western Black Sea.** Oil & Gas Science and Technology – Rev. IFP Energies Nouvelles 76, 1 (2021).

RATCLIFFE, K., WRIGHT M. **Unconventional Methods For Unconventional Plays: Using Elemental Data To Understand Shale Resource Plays.** PESA News Resources, Feb/Mar (2012)

RIBEIRO, D. S. T. **Estudo de razões de compostos químicos para análises paleoambientais na Formação Codó, com base em amostras de calha de poços do Parque dos Gaviões, Bacia do Parnaíba. 2019.** 92 p. Dissertação (Mestrado em Dinâmica dos Oceanos e da Terra). Universidade Federal Fluminense. Niterói, 2019.

RODRIGUES, R. 1995. **A Geoquímica Orgânica da Bacia do Parnaíba.** Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Tese de Doutorado, 225p

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 Emílio Goeldi, 2001. p.101-117

ROY, P.D., TORRESCANO-VALLE, N., ISLEBE, G.A., GUTIÉRREZ-AYALA, L.V. (2017), **Late Holocene hydroclimate of the western Yucatan Peninsula (Mexico).** J. Quaternary Sci., 32: 1112-1120.

SANO, J. L., RATCLIFFE, K. T., SPAIN, D. R. 2013. **Chemostratigraphy of the Haynesville Shale**, in U. Hammes and J. Gale, eds., *Geology of the Haynesville Gas Shale in East Texas and West Louisiana, U.S.A.*: AAPG Memoir 105, p. 137–154.

SARKI YANDOKA, B. M., ABDULLAH, W. H., ABUBAKAR, M.B., HAKIMI, M. H., ADEGOKE, A. K. **Geochemical characterisation of Early Cretaceous lacustrine sediments of Bima Formation, Yola Sub-basin, Northern Benue Trough, NE Nigeria: Organic matter input, preservation, paleoenvironment and palaeoclimatic conditions**. *Marine and Petroleum Geology*, Volume 61, 2015, p. 82-94

SCHLOTZ, R. & UHLIG, S. **Introduction to X-Ray Fluorescence(XRF)**. Bruker AXS GmbH, Karlsruhe, West Germany, 2006.

SIAL, A. N., MCREATH, I. **Petrologia Ígnea – Os Fundamentos e as Ferramentas de Estudo**, Salvador, Bahia, 1984.

SOUZA, P. A. et al. **Expedição Biocronorte à Bacia do Parnaíba: Decifrando a Vida Antiga e o Registro Histórico do Planeta Terra**. *Revista da Academia de Ciências do Piauí*, v. 3, n. 3, 2022.

TEIXEIRA, W.; TOLEDO, C.; FAIRCHILD, T.; TAIOLI, F. **Decifrando a Terra**. São Paulo: Oficina de Textos, 2000.

TRIBOVILLARD, N., ALGEO, T.J., LYONS, T.W., RIBOULLEAU, A., 2006. **Trace metals as paleoredox and paleoproductivity proxies: Na update**. *Chemical Geology*. 232(232), 12-32.

TROSDTORF, I., NETO, J. M., SANTOS, S. F., PORTELA FILHO, C. V., OGLIO, T. D., GALVES, A. C. M., & SILVA, A. M. **Phanerozoic magmatism in the Parnaíba Basin: characterization of igneous bodies (well logs and 2D seismic sections), geometry, distribution and sill emplacement patterns**. *Geological Society, London, Special Publications*, v. 472, n. 1, p. 321-340, 2018.

UNICOMP, 2023. **Como o espectrômetro de fluorescência de raio X garante a restrição de substâncias perigosas.**

Disponível em: <http://portuguese.unicompxray.com/news/how-x-ray-fluorescence-spectrometer-assure-the-restriction-of-hazardous-substances-41397.html>.

Acesso em 23 mar. 2023

VAZ P.T., REZENDE V.G.A.M., WANDERLEY F. J. R., TRAVASSOS W.A.S. 2007. Bacia do Parnaíba. Rio de Janeiro, **Boletim de Geociências da Petrobras**, 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.

WEISSERT, H., JOACHIMSKI, M., SARNTHEIN, M. 2008. **Chemostratigraphy.** International Subcomission Stratigraphy, appendix Newsletter, vol 42, n. 3, p. 145-179.

YAMASSAKI, H. (2018). **Estratigrafia de Sequências e Propriedades de Reservatório do Intervalo Santonianoeocampiano na Porção Central da Bacia de Santos.** Universidade Federal do Paraná., 78.