



CÁSSIA SOUZA DOS SANTOS

ORIGEM, DIAGÊNESE E CORRELAÇÃO DOS IRONSTONES OOIDAIS  
E ROCHAS ASSOCIADAS DA FORMAÇÃO PIMENTEIRAS NA BORDA LESTE DA  
BACIA DO PARNAÍBA

PORTO ALEGRE

2024

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA  
DEPARTAMENTO DE MINERALOGIA E PETROLOGIA

CÁSSIA SOUZA DOS SANTOS

PROJETO TEMÁTICO EM GEOLOGIA III

ORIGEM, DIAGÊNESE E CORRELAÇÃO DOS IRONSTONES OOIDAIS  
E ROCHAS ASSOCIADAS DA FORMAÇÃO PIMENTEIRAS NA BORDA LESTE DA  
BACIA DO PARNAÍBA

Projeto apresentado como requisito para aprovação da disciplina Projeto Temático III do curso de graduação em Geologia. Departamento de Mineralogia e Petrografia. Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul

Orientadora: Profª. Dra. Amanda Goulart Rodrigues

PORTO ALEGRE

2024

### CIP - Catalogação na Publicação

Souza dos Santos, Cássia  
ORIGEM, DIAGÊNESE E CORRELAÇÃO DOS IRONSTONES  
OIDAIS E ROCHAS ASSOCIADAS DA FORMAÇÃO PIMENTEIRAS  
NA BORDA LESTE DA BACIA DO PARNAÍBA / Cássia Souza dos  
Santos. -- 2025.  
48 f.  
Orientadora: Amanda Goulart Rodrigues.

Trabalho de conclusão de curso (Graduação) --  
Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto  
de Geociências, Curso de Geologia, Porto Alegre,  
BR-RS, 2025.

1. Ironstones. 2. Textura ooidal. 3. Bacia do  
Parnaíba. 4. Formação Pimenteiras. 5. Ooides  
argilosos. I. Goulart Rodrigues, Amanda, orient. II.  
Titulo.

CÁSSIA SOUZA DOS SANTOS

ORIGEM, DIAGÊNESE E CORRELAÇÃO DOS IRONSTONES OOIDAIS  
E ROCHAS ASSOCIADAS DA FORMAÇÃO PIMENTEIRAS NA BORDA LESTE DA  
BACIA DO PARNAÍBA

A comissão examinadora, abaixo assinada, aprova o Trabalho de Conclusão de Curso apresentado na Universidade Federal do Rio Grande do Sul, como parte das exigências para a obtenção do título de Bacharel em Geologia.

Porto Alegre, 16 de dezembro de 2024.

BANCA EXAMINADORA

---

Profª Drª. Cassiana Michelin (UFRGS)

---

Drª. Rita Oliveira (Unisinos)

---

Drª. Sabrina Altenhofen (IPR-PUCRS)

À memória de minha mãe Cátia,  
meus avós Rui e Iolanda,  
minha dinda Lúcia  
e minha irmã Marina.

## **Agradecimentos**

Agradeço ao meu pai Clóvis e às minhas irmãs Camila e Carol por todo apoio emocional e financeiro. Sou muito grata por me ajudarem a realizar o sonho de estudar e cursar o ensino superior, em uma das melhores universidades federais do Brasil. Durante esses anos na UFRGS, cada vez que pisava no Vale, sentia orgulho de representar minha família nesse lugar. Agradeço aos meus avós Iolanda e Rui, que me acolheram em Porto Alegre nos primeiros anos de faculdade e sempre fizeram tudo ao alcance deles para que eu tivesse o necessário, e que desde a infância, me incentivaram a estudar e ler, me dando meus primeiros livrinhos. Agradeço também ao meu namorado Roger, por todo apoio, dedicação, por sempre me oferecer o melhor possível, por estar do meu lado em qualquer circunstância, e principalmente obrigada por me ensinar a ser menos rígida comigo mesma. Agradeço à minha orientadora Amanda, por quem serei grata sempre, por me acolher tão bem, pelas conversas e por estar do meu lado nesse momento, eu tenho muita sorte de ter sido orientada por ti. Às minhas amigas e companheiras de apartamento, Carol e Laís, obrigada pelos nossos momentos de estudos ou só de desabafos, obrigada por estarem comigo na melhor fase da minha vida, e sei que se vir piores, estarei com vocês. Agradeço também as minhas amigas Jo e Júlia, vocês são meus maiores presentes da geologia, obrigada por me ensinarem que amizade existe a qualquer distância ou circunstâncias, eu aprendi a ser mais feliz com e por vocês. Agradeço a minha amiga Priscila por sempre estar disponível pra me ajudar e me auxiliar, mesmo cheia de tarefas sempre encontrou uma forma de me ajudar, quero um dia poder retribuir tudo que tu foi pra mim amiga. Minha amigas que fiz na Geologia – Adri, Renata, Natália, Nicole, Laura, Jordana, Stephani, Amanda –, agradeço pela companhia, pela amizade, pelos roles, as conversas no vale, pelas risadas, pelos momentos das HF's, por tornarem minha ida pro vale todos os dias, mais feliz, já sinto falta de ter vocês no meu dia a dia. Agradeço aos meus amigos que fiz antes mesmo de conseguir minha vaga na ufrgs, enquanto estudava para o vestibular, em que até hoje, estão comigo - Pam, Fabi, Nicole, Dion, Jess, Mauri, Vitória, Alana, Ester, Will e Nina - obrigada por esses anos de amizade e por terem me acompanhado nesse momento desde o início. Agradeço à minha sogra Jaqueline, obrigada pelos finais de semana (as vezes dias da semana) na tua casa, por me acolher tão bem, por sempre ser atenciosa comigo, por ser sempre compreensiva e obrigada por todos os cuidados até aqui. Obrigada também a Dai, tu é uma pessoa tão incrível e admirável, às vezes eu penso como eu tenho sorte na vida por cruzar minha vida com a tua, obrigada por todo o apoio e por sempre me incentivar e sempre estar disposta a me ajudar não somente na vida e como também em

questões acadêmicas, inclusive em finais de semana, obrigada por tudo. Agradeço aos meus colegas e supervisores do IPR: Tainá, Fran, Léo Felipe, Léo Neis além de ensinar sempre estiveram dispostos a me ajudar em tudo que precisei, obrigada por todo apoio, quero que possam contar comigo como eu sei que posso contar com vocês. À PRAE, agradeço pelo apoio financeiro dado aos estudantes de baixa renda, que tornou possível a realização desse sonho. Espero que o programa de benefícios continue ajudando mais pessoas a estudar em uma universidade pública. À Casa Estudantil Universitária de Porto Alegre, minha casa por dois anos, meus agradecimentos por permitir a continuidade dos meus estudos. Agradeço aos colegas de bolsa por todas as trocas, em especial aos colegas que tive no Projeto Biocronorte, e ao Henrique pela ajuda durante a elaboração desse trabalho. Por fim, agradeço a todos os professores e funcionários da UFRGS que, de alguma forma, contribuíram para minha formação, tornando esse momento possível.

O presente trabalho foi realizado com apoio financeiro do Programa de Recursos Humanos da Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis – PRH-ANP, suportado com recursos provenientes do investimento de empresas petrolíferas qualificadas na Cláusula de P, D&I da Resolução ANP nº 50/2015.

*“The lesson I've learned the most often in life is that you're always going to know more in the future than you know now” - Taylor Swift*

## RESUMO

A Formação Pimenteiras (Devoniano, Bacia do Parnaíba), unidade importante como geradora no sistema petrolífero Pimenteiras-Cabeças, é composta majoritariamente por folhelhos ricos em matéria orgânica, mas também apresenta rochas sedimentares compostas por ooides de minerais de ferro, principalmente bertierina e chamosita. Os ironstones ooidais podem ser considerados bons indicadores estratigráficos, principalmente de eventos transgressivos, devido à sua presença contínua ao longo de toda a bacia, sua associação com ambientes de deposição de águas rasas e de média profundidade. No entanto, ainda não existe consenso quanto ao regime hidrodinâmico para a deposição dos ooides argilosos, quanto à sua relação com episódios de transgressão e regressão marinha, e quanto à natureza orgânica ou inorgânica dos ooides. O objetivo principal deste trabalho é compreender as condições deposicionais e diagenéticas responsáveis pela formação dos minerais de ferro presentes nos depósitos da Formação Pimenteiras, com ênfase na gênese dos ironstones ooidais, bem como entender se estes podem ser usados como guias estratigráficos na borda leste da Bacia do Parnaíba. Para alcançar esse propósito, foram aplicados métodos de caracterização petrográfica e identificação dos hábitos e composição qualitativa dos minerais por Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV), bem como análise de perfis geofísicos (raios gama, resistividade e potencial espontâneo) dos poços analisados e correlatos localizados na borda leste da Bacia do Parnaíba. Por meio desses métodos foi possível reconhecer que as rochas se tratam de argilitos, siltitos e arenitos finos, os ooides argilosos se concentram majoritariamente nas rochas mais finas que são intensamente alteradas por siderita. A bertierina foi formada em condições levemente redutoras em baixa energia e decantou no fundo marinho. Posteriormente núcleos siliciclásticos foram retrabalhados pela ação de ondas acrescendo as argilas e formando envelopes. Porém, quando os ooides foram depositados houve substituição por minerais formados em condições subóxicas e anóxicas, redutoras, como é o caso da pirita e siderita. Não foi encontrado vestígio de nenhum mineral precursor dos ooides, o que indica que eles originalmente eram formados por bertierina. Dissolução e cimentação dos poros móldicos dos ooides são os principais processos ocorridos na mesodiagênese, além da precipitação de fosfato diagenético, analcima e substituição dos demais constituintes primários por outras fases carbonáticas. Na telodiagênese, houve a alteração da siderita para óxidos/hidróxidos de ferro e da pirita para jarosita, nas rochas argilosas, porém nos arenitos muito finos a finos é possível ver maior dissolução e alteração para caulinita dos feldspatos. A avaliação dos perfis geofísicos e poços próximos aos poços estudados mostra que os intervalos de ocorrência dos ironstones ooidais podem ser usados como guias estratigráficos, uma vez que apresentam comportamento similar em diversos poços da bacia.

Palavras-Chave: Bacia do Parnaíba, Ironstones, Devoniano, Chamosita, Bertierina, Siderita

## ABSTRACT

The Pimenteiras Formation (Devonian, Parnaíba Basin), an important source unit within the Pimenteiras-Cabeças petroleum system, is composed mainly of shale rich in organic matter, but it also contains sedimentary rocks composed of iron minerals ooids, especially berthierine and chamosite. Ooidal ironstones can be considered a good stratigraphic indicator, especially of transgressive events, due to their continuous presence throughout the basin, their association with shallow and mid-depth depositional environments. However, there is still no consensus regarding the hydrodynamic regime for the deposition of clay ooids, their relationship with episodes of marine transgression and regression, and the organic or inorganic nature of the ooids. The primary objective of this study is to understand the depositional and diagenetic conditions responsible for the formation of iron minerals present in the Pimenteiras Formation deposits, with an emphasis on the genesis of ooidal ironstones, as well as to determine whether they can be used as stratigraphic guides along the eastern edge of the Parnaíba Basin. To achieve this goal, methods such as petrographic characterization and the identification of mineral habits and qualitative composition through Scanning Electron Microscopy (SEM) were applied, along with the analysis of geophysical profiles (gamma rays, resistivity, and spontaneous potential) from the wells analyzed and correlated in the eastern margin of the Parnaíba Basin. These methods revealed that the rocks consist of shales, siltstones, and fine sandstones, with ooids predominantly concentrated in finer rocks that are intensely altered by siderite. Berthierine formed under slightly reducing conditions in low-energy environments and settled on the seafloor. Later, siliciclastic nuclei were reworked by wave action, accreting clay and forming envelopes. However, when the ooids were deposited, they were replaced by minerals formed under suboxic and anoxic reducing conditions, such as pyrite and siderite. No evidence of precursor minerals for the ooids was found, indicating that they were originally composed of berthierine. Dissolution and cementation of moldic pores within the ooids were the main processes occurring during mesodiagenesis, in addition to the precipitation of diagenetic phosphate, analcime, and the replacement of other primary constituents by carbonate phases. During telodiagenesis, siderite was altered to iron oxides/hydroxides and pyrite to jarosite in the clayey rocks. However, in very fine to fine sandstones, greater feldspar dissolution and alteration to kaolinite were observed. The evaluation of geophysical profiles and wells near the studied wells shows that the intervals containing ooidal ironstones can be used as stratigraphic guides, as they exhibit similar behavior across multiple wells in the basin.

Keywords: Ironstones, Devonian, Parnaíba Basin, Pimenteiras Formation, Berthierine, Siderite

## Lista de ilustrações

Figura 1. Mapa de localização e disposição dos poços na Bacia do Parnaíba.....	14
Figura 2: Carta estratigráfica da Bacia do Parnaíba.....	16
Figura 3: Modelo proposto por Schirmbeck et al., 2024 para a formação dos Ironstones na Bacia do Parnaíba.....	19
Figura 4: Modelo proposto por Oliveira & Pereira 2011, para a formação dos ooides na Bacia do Paraná.....	20
Figura 5: Microscópio Leica modelo DM750P.....	22
Figura 6: Principais características texturais e de fábrica das rochas estudadas.....	25
Figura 7: Constituintes intrabaciais e extrabaciais.....	27
Figura 8: Principais constituintes diagenéticos.....	28
Figura 9: Principais constituintes diagenéticos das rochas estudadas.....	30
Figura 10: Porosidade nas rochas estudadas.....	31
Figura 11: Principais constituintes primários e diagenéticos em microscópio eletrônico de varredura por elétrons retroespalhados.....	32
Figura 12: Imagem eletrônica no modo elétrons retroespalhados e gráfico gerado pelo Detector de energia dispersiva, que permitiram a identificação do fosfato enriquecido em elementos terras raras.....	33
Figura 13: Padrões de raios gama, potencial espontâneo e resistividade do poço PM-06 interpretados, com destaque ao horizonte provável de correlação. Fonte: Modificado do Relatório DNPM Projeto Fosfato São Miguel do Tapuio. Oliveira & Barros (1976).....	36
Figura 14. Padrões de raios gama, potencial espontâneo e resistividade do poço PM-07 interpretados, com destaque ao horizonte provável de correlação. Fonte: Modificado do Relatório DNPM Projeto Fosfato São Miguel do Tapuio. Oliveira & Barros (1976).....	37
Figura 15. Padrões de raios gama, potencial espontâneo e resistividade do poço PM-10 interpretados, com destaque ao horizonte provável de correlação . Fonte: Modificado do Relatório DNPM Projeto Fosfato São Miguel do Tapuio. Oliveira & Barros (1976).....	38
Figura 16. Padrões de raios gama, potencial espontâneo e resistividade do poço VL-03 interpretados, com destaque ao horizonte provável de correlação . Fonte: Modificado do Relatório DNPM Projeto Fosfato São Miguel do Tapuio. Oliveira & Barros (1976).....	39
Figura 17. Correlação dos perfis. Fonte: Modificado do Relatório DNPM Projeto Fosfato São Miguel do Tapuio. Oliveira & Barros (1976).....	40

Lista de abreviaturas e siglas

ANP: Agência Nacional do Petróleo

BIF's: Formações Ferríferas Bandadas

DNPM: Departamento Nacional de Pesquisa Mineral

EDS: Detector de energia dispersiva

MEV: Microscópio eletrônica de varredura

RES: Resistividade

RG: Raio Gama

SP: Potencial espontâneo

XP: Polarizadores cruzados

//P: Polarizadores descruzados

## SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO.....	12
2 OBJETIVOS.....	13
3 REFERENCIAL TEÓRICO.....	13
3.1 Bacia do Parnaíba e os depósitos do Grupo Canindé.....	13
3.3 Potencial Petrolífero.....	21
4. MATERIAIS E MÉTODOS.....	22
4.1 Revisão Bibliográfica.....	22
4.2 Análise Petrográfica.....	22
4.3 Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV).....	23
4.4 Análise de Perfis Geofísicos.....	23
5 RESULTADOS.....	24
5.1 Tipos de rochas, suas estruturas, texturas e fábrica.....	24
5.2 Composição primária.....	26
5.3 Constituintes e processos diagenéticos.....	27
5.4 Porosidade.....	30
5.5 Microscópio Eletrônico de Varredura.....	32
5.6 Perfis geofísicos.....	34
6 DISCUSSÕES.....	41
7 CONCLUSÕES.....	43
8 REFERÊNCIAS.....	44

## 1 INTRODUÇÃO

Ironstones ooidais são rochas sedimentares ferríferas compostas principalmente por carbonatos, silicatos e óxidos de ferro, comuns em vários períodos geológicos como Ordoviciano e o Devoniano (Young, 1989 a,b; Young, 1992). Podem servir como bons indicadores estratigráficos devido à sua presença contínua ao longo de toda a bacia, sua associação com ambientes de deposição de águas rasas e de média profundidade (Houten & Bhattacharyya, 1982). Além disso, marcam importantes eventos transgressivos nas bacias intracratônicas brasileiras, como a Bacia do Parnaíba (e.g. Abram & Holz, 2020) e a Bacia do Paraná (e.g., Oliveira & Pereira, 2011) e ocorrem associados a rochas potencialmente geradoras.

A Formação Pimenteiras possui uma espessura de até 500 metros na bacia, mas na margem leste, de interesse deste trabalho, alcança 135 metros. Composta por folhelhos cinza-escuros a pretos e intercalações de arenitos, seus depósitos refletem uma plataforma dominada por tempestades. É rica em matéria orgânica e radioativa, associada a um evento anóxico global e ingresso marinha significativa. Os sistemas deposicionais são predominantemente marinhos, com influência continental evidenciada por detritos vegetais e icnofósseis.

A gênese dos ooides argilosos pode estar relacionada à precipitação de argilas ferrosas ao redor de um núcleo, em condições redutoras locais no fundo marinho, o que necessita baixa energia do sistema deposicional. No entanto, a textura ooidal requer condições hidrodinâmicas de águas agitadas, com alta turbulência pela ação de ondas, marés e correntes unidirecionais.

Diante disso, existiria um material precursor desses ooides, que posteriormente é substituído por bertierina e chamosita durante a diagênese? Quais são os processos diagenéticos que modificam os ironstones ooidais e as rochas associadas? É possível encontrar padrões dos ironstones ooidais em perfis geofísicos de poços adjacentes e usá-los como camadas guias para correlação entre poços?

## **2 OBJETIVOS**

O objetivo geral deste trabalho é entender as condições deposicionais e diagenéticas para a formação dos minerais de ferro dos depósitos da Formação Pimenteiras, com ênfase na gênese dos ironstones ooidais. Além disso, verificar se é possível usá-los como guias estratigráficos na borda leste da Bacia do Parnaíba.

Como objetivos secundários, busca-se:

- (1) Descrever os processos e produtos singenéticos/diagenéticos e sua sequência, para propor um modelo sobre a gênese dos minerais de ferro que compõem os ironstones ooidais;
- (2) Prover padrões nos perfis geofísicos (raios gama, potencial espontâneo e resistividade) dos poços ST-15, PM-21, PM-06, PM-07, PM-10, e VL-03 localizados na borda leste da Bacia do Parnaíba;
- (3) Integrar os dados petrológicos e petrofísicos, a fim de definir horizontes de correlação nesta unidade.

## **3 REFERENCIAL TEÓRICO**

### **3.1 Bacia do Parnaíba e os depósitos do Grupo Canindé**

A Bacia do Parnaíba (Fig. 1) é uma bacia intracratônica do Norte e Nordeste do Brasil, abrangendo os estados da Bahia, Ceará, Maranhão, Pará, Piauí e Tocantins (Vaz et al., 2007). Possui uma extensão de aproximadamente 600.000 km<sup>2</sup>, uma espessura máxima de 3,5 km. Desenvolveu-se sobre um embasamento continental durante o estágio de estabilização da Plataforma Sul-Americana (Almeida & Carneiro, 2004).

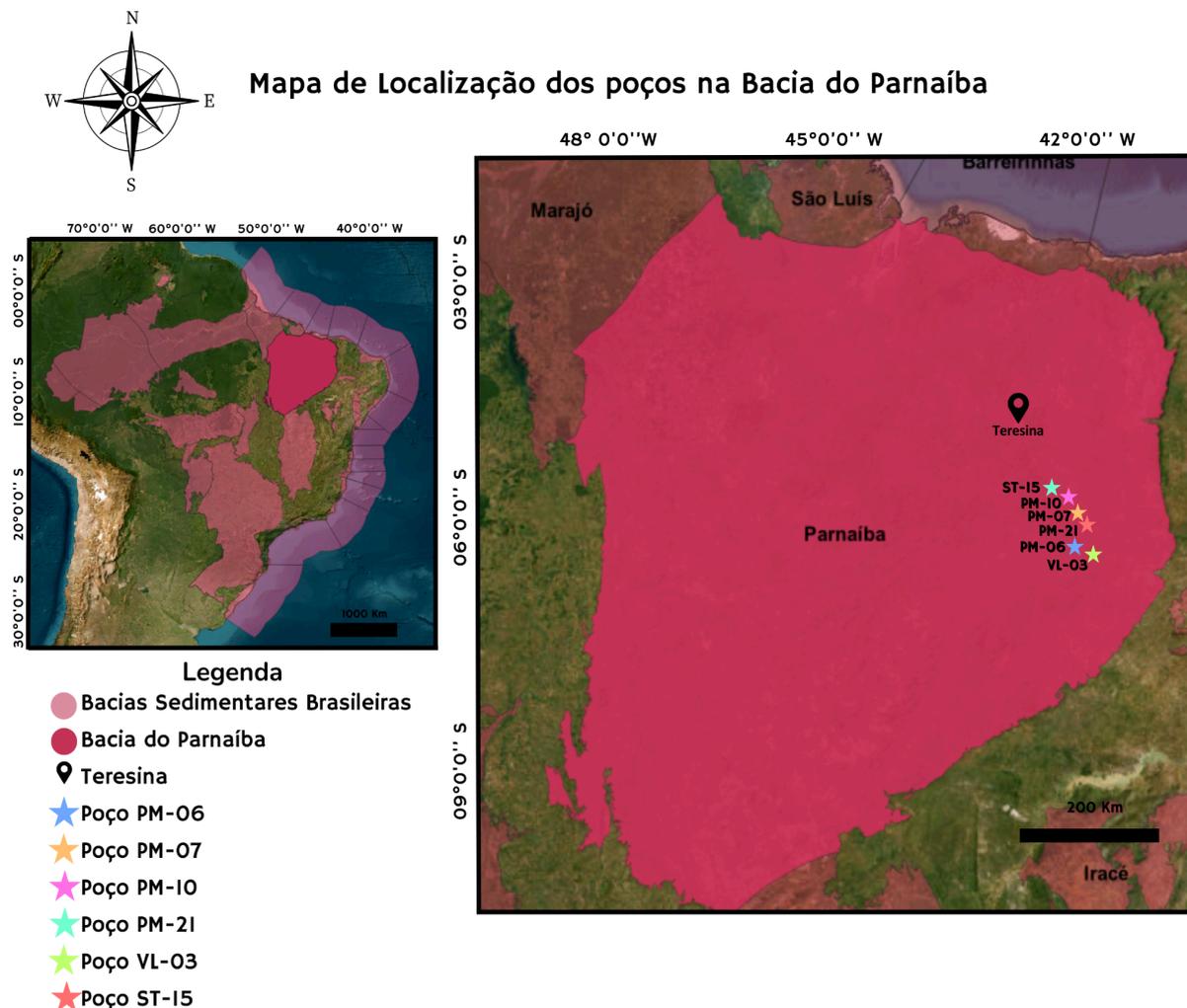


Figura 1. Mapa de localização dos poços estudados na margem leste da Bacia do Parnaíba.

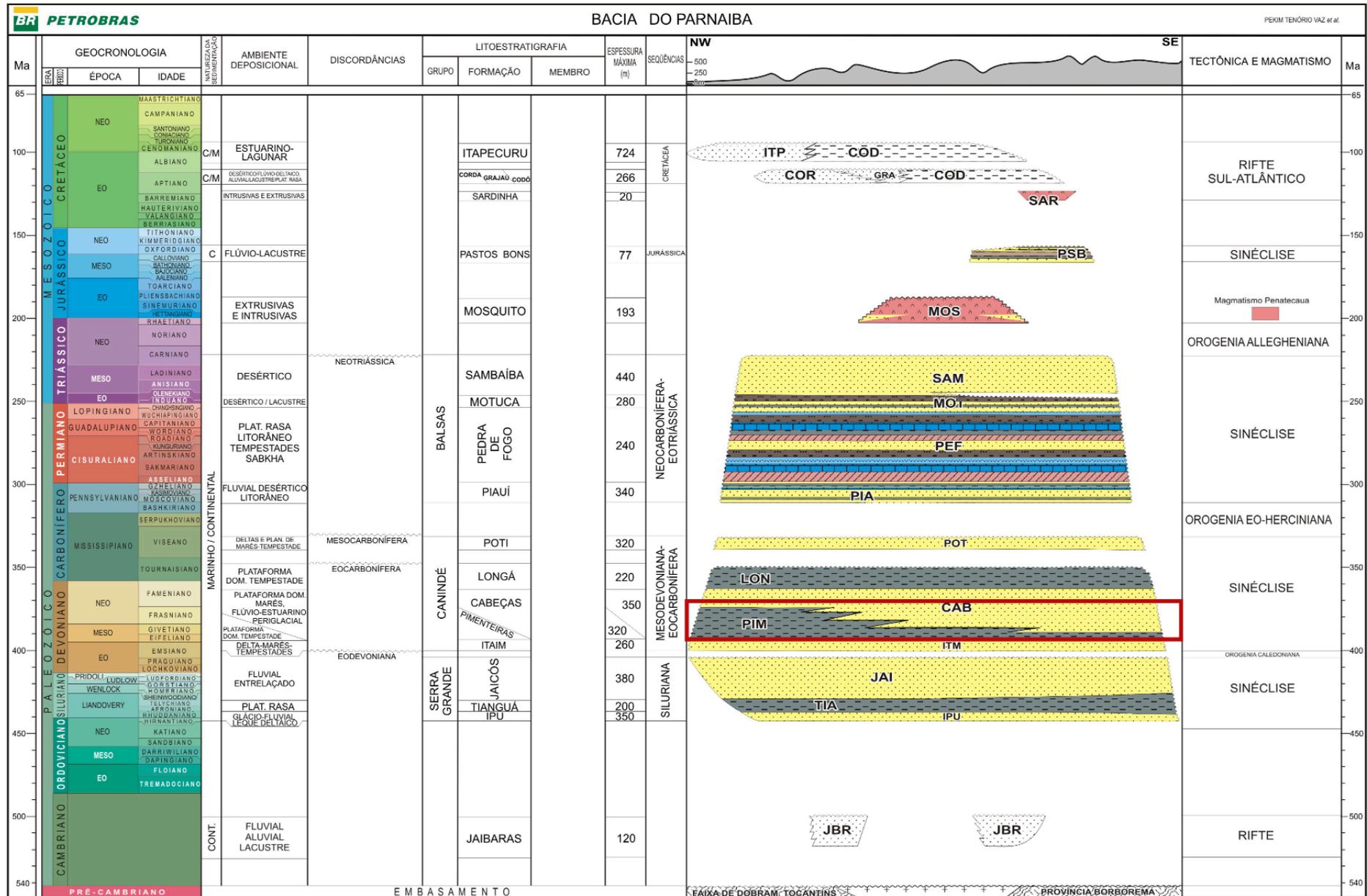
O embasamento é composto majoritariamente por rochas metamórficas de médio a baixo grau e rochas magmáticas. Segundo Almeida & Carneiro (2004), a origem ou subsidência da bacia pode estar ligada com o final do Ciclo Brasileiro. Os Lineamentos Picos-Santa Inês, Marajó Parnaíba e a Zona de Falha Transbrasileira são as feições estruturais mais significativas da bacia, e possivelmente controlaram sua origem e evolução (Vaz et al., 2007). O preenchimento da bacia (Fig. 2) é dividido em 5 sequências, sendo a Sequência Mesodevoniana-Eocarbonífera de interesse deste trabalho. A Sequência Mesodevoniana-Eocarbonífera é composta pelo Grupo Canindé, que por sua vez é composto pelas Formações Pimenteiras, Cabeças, Longá, Itaim e Poti.

A Formação Poti, conforme Góes & Feijó (1994) e Vaz et al. (2007), foi depositada em ambientes de deltas e planícies de maré, estando posicionada sobre uma discordância

mesocarbonífera. Conforme Lima & Leite (1978) (Apud Vaz et al., 2007) a Formação Poti é composta por arenitos, siltitos e folhelhos com eventuais níveis de carvão. A Formação Longá é associada a um ambiente de plataforma marinha dominada por tempestades (Góes & Feijó, 1994). É caracterizada por folhelhos cinza-escuros a pretos, em parte arroxeados, homogêneos ou bem laminados, e bioturbados. (Vaz et al., 2007). Na Formação Cabeças, o litotipo predominante consiste de 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. Os depósitos dessa formação representam depósitos de plataforma dominada por maré e sistemas fluviais (Vaz et al., 2007).

A Formação Itaim é definida por depósitos de deltas, plataforma dominada por marés e plataforma dominada por tempestade, compostos por arenitos finos a médios com grãos subarredondados, bem selecionados e com alta esfericidade, no qual na base observa-se um maior número de intercalações de folhelhos bioturbados (Vaz et al., 2007). A Formação Pimenteiras é contínua em toda a bacia e possui uma espessura de até 500 m em geral, mas na margem leste da bacia, de interesse deste trabalho, apresenta uma espessura de 135 m. Esta unidade é composta por folhelhos cinza-escuros a pretos, esverdeados, em parte bioturbados (Vaz et al., 2007), e pode apresentar intercalações de arenitos finos a médios, geralmente exibindo estratificação cruzada hummocky (Lima, 2015), que afinam ou até desaparecem em zonas mais altas da bacia (Grahm & Loboziak, 2000). São radioativos, ricos em matéria orgânica, que representam a ingressão marinha mais importante da bacia (Vaz et al., 2007) e que são correlacionados com um evento anóxico global (Araújo, 2017). Young (2006) caracteriza os sistemas deposicionais da Formação Pimenteiras como predominantemente marinhos, com forte influência continental, evidenciada pela presença de detritos vegetais, icnofósseis e ooides. O autor interpreta que os depósitos se formaram em uma plataforma dominada por tempestades, inserida em um contexto de sistemas de mar baixo ou transgressivo.

Os estratos devonianos da Bacia do Parnaíba originaram-se em paleoambientes parálícos a marinhos rasos, no transcorrer de sucessivos ciclos transgressivo-regressivos que se iniciaram no Lochkoviano, mas se tornaram particularmente expressivos a partir do Eifeliano (Ponciano et al., 2012). Eles culminaram na maior ingressão marinha do Devoniano regional (registrada na parte meso-superior da Formação Pimenteiras), durante o Frasniano, sucedida de forte progradação litorânea que, no término do Fameniano, foi marcada por um evento glacial (Ponciano et al., 2012).



### 3.2 Ironstones: aspectos gerais e contexto deposicional

Ironstones são rochas sedimentares ferríferas, formadas principalmente por minerais de ferro, incluindo silicatos (chamosita e bertierina), carbonatos (siderita), e óxidos (magnetita e hematita). Elas são geradas a partir de dois produtos muito comuns de intemperismo, os óxidos de ferro e as argilas, mas representam fácies sedimentares distintas e subordinadas para a qual não existe um análogo moderno simples (Houten & Bhattacharyya, 1982). Segundo Odin et al. (1988), os silicatos de ferro presentes nesses ironstones ooidais, chamosita e bertierina, são produtos de um ambiente redutor, e para a formação da textura ooidal, é necessário um ambiente oxidante. Já Houten & Bhattacharyya (1982) descrevem que o ambiente favorável para formação desses ooides é um clima marítimo ameno, atividade tectônica moderada e forte intemperismo.

Pufhal (2010) propõe que a maior parte das formações ferríferas pertence ao Pré-Cambriano, mas com ocorrências também no Fanerozoico, resultado de processos biológicos e abióticos conjuntamente. Porém, há diferença em termos de depósitos, pois as formações ferríferas do Pré-Cambriano são exclusivamente formadas por processos abióticos em oceanos saturados por sílica, enquanto as do Fanerozoico resultam da precipitação biótica e abiótica em águas marinhas subsaturadas em sílica. Além disso, a formação ferrífera não é sinônimo de ironstone, que é mais granular, menos silicosa, mais aluminosa e de idade fanerozoica.

Uma característica distinta que diferencia as BIFs dos outros minérios de ferro de origem sedimentar, está relacionada à ocorrência das fácies primárias de óxido, silicato, carbonato e sulfeto (James, 1992 apud Alijan Aftabi, 2021). Formações ferríferas com oólitos e grânulos, parecem estar principalmente restritas ao Proterozóico, pois essas estruturas raramente foram observadas em formações ferríferas com faixas arqueanas (Gross 1972; Beukes 1973; Kimberley 1978 apud Klein, 2005). As BIFs (*Banded Iron Formations*) neoproterozoicas ocorrem em sequências estratigráficas com depósitos glaciomarinhas, como resultado de condições anóxicas que resultaram da estagnação nos oceanos sob uma cobertura de gelo quase global, conhecida como "Terra Bola de Neve" (Klein, 2005).

Houten & Bhattacharyya (1982) descrevem que a consolidação de Pangeia no final do Paleozoico e início do Mesozoico, seguida pela dispersão dos blocos continentais e pela elevação gradual do nível do mar, marcou o início de um segundo grande episódio de formação de ironstones. Muitos desses depósitos acumularam-se em bacias intracratônicas,

caracterizadas por estabilidade tectônica prolongada, fazendo assim, que sejam bons guias estratigráficos.

A origem de ooides de ferro no registro sedimentar tem sido assunto de muitos debates nas últimas décadas (Oliveira & Pereira 2011). Vários modelos foram propostos tentando explicar sua gênese. No entanto, todos esses trabalhos padecem de respostas específicas para o entendimento de algumas questões, tais como: seu enriquecimento em ferro, sua mineralogia e, principalmente, sua textura ooidal (Oliveira & Pereira 2011). Conforme Astini et al., (1998), a textura ooidal é interpretada como produto de ambientes de plataforma rasa dominada por ondas e marés. Oliveira & Pereira (2011) e Collin et al. (2005) postulam que haveria, no primeiro estágio associado a um ambiente marinho raso, a deposição de argilas (bertierina) e óxidos de ferro, alternada com períodos de correntes de tempestade, as quais seriam responsáveis pela textura ooidal destes depósitos. O modelo proposto por Berner (1980) destaca a presença de hematita, um óxido de ferro indicativo de ambiente oxidante, mas que pode permanecer estável em condições redutoras. Na presença de matéria orgânica (MO), sua decomposição consome oxigênio ( $O_2$ ), gerando dióxido de carbono ( $CO_2$ ) e promovendo uma redução nos níveis de  $O_2$ , o que leva a condições anóxicas. A decomposição da MO também resulta na formação de metano ( $CH_4$ ), criando um ambiente anóxico altamente redutor.

Já o modelo proposto por Schirmbeck et al. 2024 (Fig. 3), sugere um estágio inicial anóxico, caracterizado por sedimentos ricos em matéria orgânica (MO) e baixa concentração siliciclástica. Nesse ambiente, argilas enriquecidas em ferro são depositadas durante períodos intercalados de retrabalhamento por correntes de tempestade, promovendo a formação de ooides. Em momentos de baixa taxa de sedimentação e condições mais oxigenadas, os ooides se acumulam em cavidades criadas por atividades biogênicas.

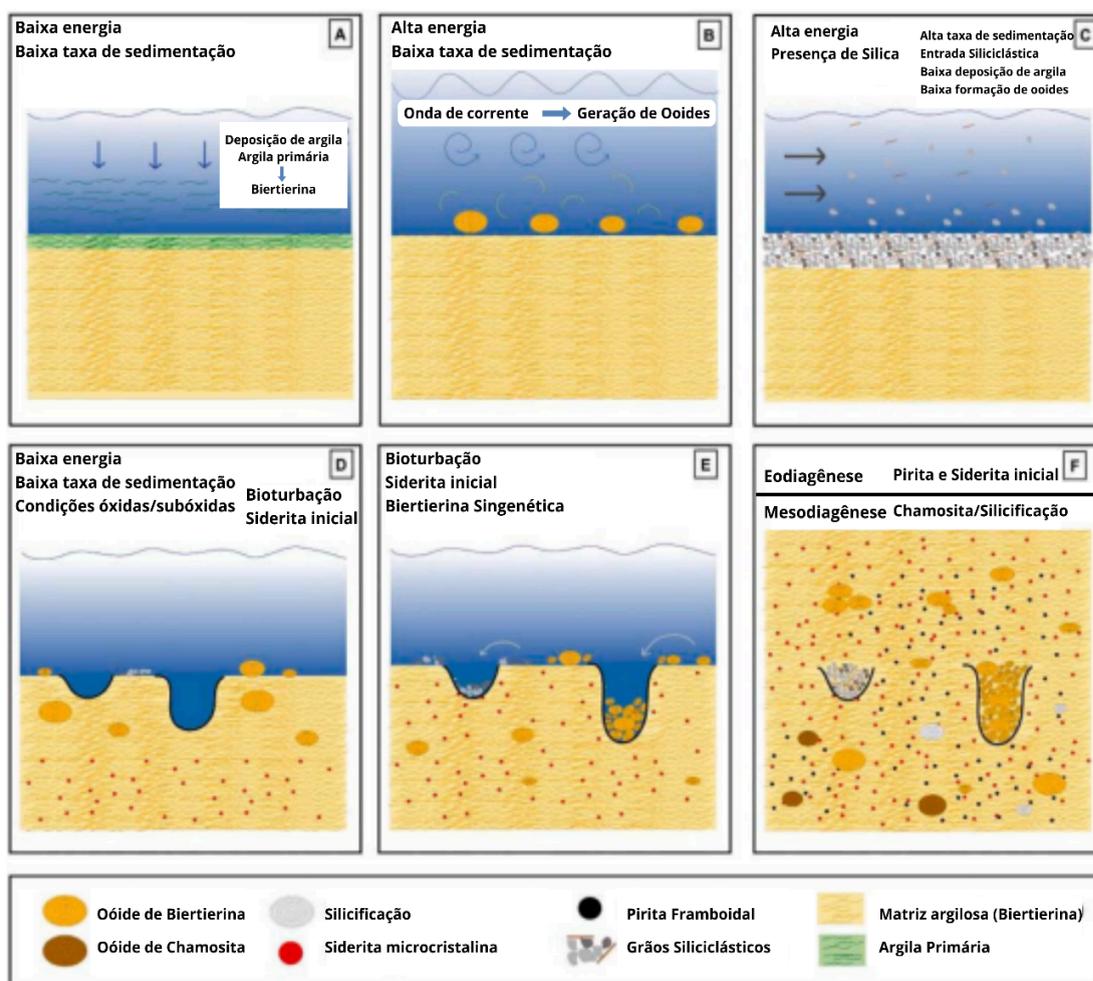


Figura 3. Modelo proposto por Schirmbeck et al., (2024). A) Ambiente de baixa energia e baixa taxa de sedimentação: anóxico, rico em matéria orgânica, propício para a formação de minerais argilosos ricos em ferro como a bertierina. B) Ambiente de alta energia e baixa taxa de sedimentação: favorável para processos de retrabalhamento por correntes de tempestade, resultando na geração de ooides argilosos, com ou sem núcleos siliciclásticos. C) Ambiente de alta energia e presença de sílica: Aporte de sedimentos siliciclásticos (quartzo, feldspatos e micas) pelas correntes, reduzindo as condições anóxicas que contribuem para a precipitação de bertierina. D) Ambiente de baixa energia, baixa taxa de sedimentação, bioturbação em condições oxidadas/subóxicas: favorece a formação de cavidades devido à intensa bioturbação em um substrato argiloso, sob condições oxigenadas. E) Ocorrência de bioturbação e precipitação inicial da siderita: as cavidades criadas pela bioturbação foram preenchidos por grãos siliciclásticos e ooides argilosos. A matriz argilosa foi substituída por siderita microcristalina durante a diagênese inicial. F) Eodiagênese, formação de pirita e siderita: favorece a transformação da bertierina em chamosita durante o soterramento, com a substituição da matriz argilosa por siderita microcristalina a maciça e pirita framboidal.

Além da Bacia do Parnaíba, os ironstones também ocorrem na Bacia do Paraná, conforme descrito por Oliveira & Pereira (2011). O estudo de Oliveira & Pereira (2011), sugere que alterações ocorridas durante a eodiagênese foram influenciadas por mudanças relativas no nível do mar, condições climáticas e interações com as águas de poro. De acordo com Freire (2019), também foram identificadas ocorrências de ironstones na região do Xingu. Esses depósitos foram definidos como ironstones estromatolíticos de idade quaternária, com origem microbialítica em ambiente fluvial.

No modelo proposto para a Bacia do Paraná por Oliveira & Pereira (2011), a deposição de argilas e siltes, juntamente com ferro, ocorreu em um ambiente de interface água-sedimento, caracterizado por condições predominantemente anóxicas intercaladas com períodos oxidados. A formação dos ooides resultou do rolamento e da acreção de camadas de argila e óxidos de ferro, impulsionada pela ação de ondas geradas por tempestades. Após a deposição, os ooides foram substituídos por minerais como bertierina e siderita durante o soterramento. Os autores ainda interpretaram a formação dos ironstones da Formação Ponta Grossa como composta inicialmente por ooides de biertietina em forma de cutícula, os quais foram os constituintes iniciais dos processos de diagênese. Posteriormente, ocorreu a precipitação de siderita, seguida pela deposição de pirita, dolomita e o crescimento de quartzo. Nos estágios finais, a biertierina foi alterada para chamosita-calcita, acompanhada pela formação de óxidos de titânio, porosidades secundárias e caulinita (Fig. 4).

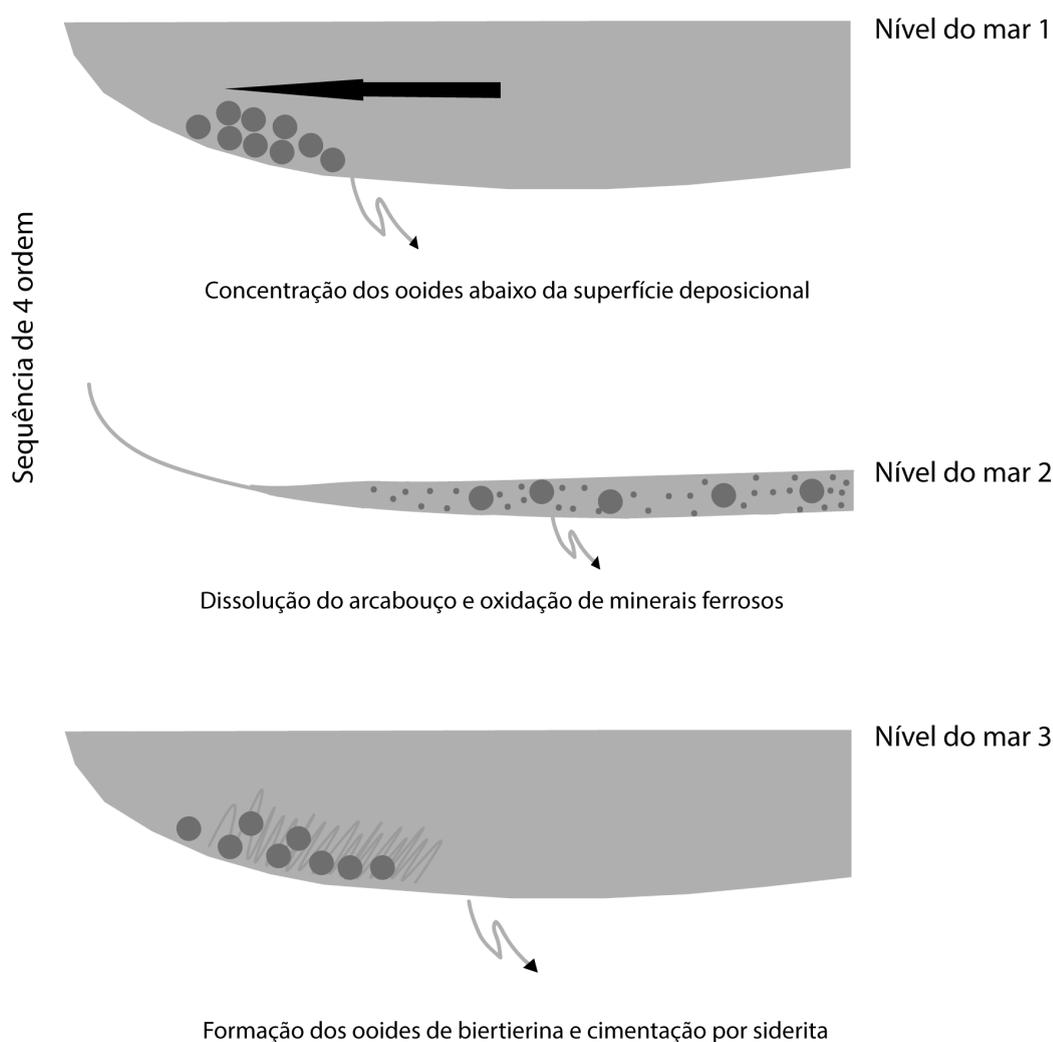


Figura 4. Modelo proposto por Oliveira & Pereira (2011), para a formação dos ooides na Bacia do Paraná.

### **3.3 Potencial Petrolífero**

A atividade exploratória da Bacia do Parnaíba é voltada para a pesquisa de hidrocarbonetos data dos anos 1950. Como resultado dessas atividades, quatro campos de gás natural foram descobertos em 2010, 2011 e 2012. Esses depósitos de gás natural, cuja rocha geradora é constituída pelos folhelhos da Formação Pimenteiras, impulsionaram novas pesquisas no intuito de entender o sistema petrolífero (Zambrano, 2017). Conforme o Relatório de 2024 da Agência Nacional do Petróleo (ANP), a Bacia do Parnaíba corresponde uma parte significativa da produção de gás natural no Brasil, esse gás é extraído principalmente dos campos Gavião Branco, Gavião Caboclo e Gavião Preto.

O potencial de geração de petróleo nesta bacia é baseado no sistema petrolífero Pimenterias-Cabeças, em que os folhelhos radioativos da Formação Pimenteiras são os principais geradores da bacia, e os depósitos deltaicos da Formação Cabeças, os reservatórios. A Formação Pimenteiras tem seu potencial gerador intrinsecamente ligado às intrusões ígneas na bacia, cuja ação térmica promoveu a geração de óleo. Há também o sistema Pimenteiras-Poti, com reservatórios compostos por sedimentos costeiros e continentais da Formação Poti (Araújo, 2017).

Para os principais reservatórios do Grupo Canindé (formações Cabeças, Itaim, e corpos lenticulares da Formação Pimenteiras), o processo de migração foi facilitado devido ao contato direto com os principais geradores. As duas fases de estruturação mais significativas da bacia (Eo-Carbonífero ou Neocomiana) precederam ou são concomitantes aos processos de geração e migração, em grande parte da área explorável (Góes, 1990). O intervalo estimado mais adequado para geração nesta bacia inclui as rochas pelíticas do intervalo Givetiano / Frasniano da Formação Pimenteiras, identificados como folhelhos radioativos A, B e C (Rodrigues, 1995 apud Lessa, 2022).

## **4. MATERIAIS E MÉTODOS**

### **4.1 Revisão Bibliográfica**

A etapa inicial do trabalho consistiu em buscar artigos científicos e trabalhos acadêmicos relacionados à Bacia do Parnaíba, com foco na Formação Pimenteiras. Além disso, foram pesquisados estudos que envolvem a formação dos ironstones, siderita, bertierina, chamosita, ooides argilosos, Devoniano, análise de perfis geofísicos, paleoambiente, bioestratigrafia, estratigrafia e geoquímica orgânica.

## 4.2 Análise Petrográfica

A primeira etapa do projeto foi realizar uma análise qualitativa preliminar de 19 lâminas de 2 poços (ST-15 e PM-21) conduzida no microscópio Leica modelo DM750P (Fig. 5). As lâminas delgadas estudadas pertencem ao Laboratório de Geologia Sedimentar do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio de Janeiro e foram liberadas pelo coordenador do laboratório Prof. Dr. Leonardo Borghi. A descrição qualitativa consistiu na observação das principais características texturais e de composição primária e diagenética, tipos de poros e classificação. Para uma melhor interpretação e documentação das principais feições petrográficas: textura, estrutura, porosidade, composição e sequência diagenética, foram adquiridas fotomicrografias de detalhe utilizando um microscópio óptico polarizado.



Figura 5. Microscópio óptico do modelo Leica DM750P utilizado para as análises petrográficas.

## 4.3 Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV)

Quatro lâminas delgadas foram submetidas a uma sessão de 4 horas no Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV), modelo JEOL JSM-6610LV no Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (LGI-UFRGS). O microscópio eletrônico de varredura utiliza um feixe de elétrons de pequeno diâmetro, diferenciando-se do microscópio convencional que utiliza fótons. Essa característica permite que o MEV proporcione imagens de alta resolução do material de interesse, focado na sua morfologia. Essa análise permitiu a obtenção de imagens de alta resolução por meio de feixes de elétrons dos hábitos e relações paragenéticas, além de análises composicionais qualitativas por EDS

(espectroscopia de energia dispersiva) modelo Bruker 133eV que auxiliaram na interpretação dos processos deposicionais e diagenéticos.

#### 4.4 Análise de Perfis Geofísicos

A etapa de análise de perfis geofísicos foi realizada em seis poços (ST-15, PM-21, PM-06; PM-07; PM-10; VL-03) observando três principais parâmetros: potencial espontâneo (SP), raios gama e resistividade. Os poços foram perfurados por meio do Projeto Fosfato São Miguel do Tapuio, que teve como objetivo estudar o potencial econômico e mineral do Grupo Canindé, com ênfase nos depósitos de fosfato. O projeto foi desenvolvido na região que abrange os municípios de São Miguel do Tapuio, Castelo do Piauí, Pimenteiras e Valença. Seu foco foi a prospecção de depósitos fosfáticos por meio de mapeamento geológico em escalas detalhadas (1:50.000 e 1:25.000), juntamente com uma caracterização estratigráfica, morfológica e litológica, para, a partir desses dados, realizar análises de ambientes deposicionais, conteúdos fossilíferos e variações faciológicas. Os perfis presentes nos relatórios do supracitado projeto, foram digitalizados e utilizados para integração com os dados petrográficos.

Quadro 1: Características de operação apresentada pelo equipamento durante a perfilagem.

Característica	Valor
Tempo Morto	8,8 microsegundos
Constante de Tempo	0,7 a 1,4 s
Fator K	$4,7 \times 10^{-6}$ a $4,76 \times 10^{-6}$
Nº do Padrão	48 e 48-A
Valor do Padrão	3.200 cps a 3.250 cps
Velocidade de registro	1 a 5 m/minuto

Fonte: Relatório DNPM Projeto Fosfato São Miguel do Tapuio. Oliveira & Barros (1976).

O potencial espontâneo (SP) é um método de análise petrofísica de poço que mede a diferença de potencial elétrico nas rochas presentes no poço, gerada por processos elétricos naturais. As curvas de SP refletem variações nas litologias, presença de fluidos, concentração de sal e a coesão do material rochoso. Os perfis de raios gama medem a radioatividade natural das formações rochosas, refletindo a quantidade de elementos radioativos como urânio, tório e potássio presentes nas rochas. Esse método auxilia na identificação das litologias e na quantidade de matéria orgânica presente. O método de resistividade mede a resposta elétrica das formações rochosas a uma corrente elétrica induzida. Cada tipo de rocha possui uma resistividade específica, que pode indicar sua coesão, quantidade de matéria orgânica, litologia e presença de fluidos.

## **5 RESULTADOS**

### **5.1 Tipos de rochas, suas estruturas, texturas e fábrica**

A análise mostrou que as rochas consistem em argilitos, siltitos e arenitos, majoritariamente maciços, podendo apresentar laminação plano-paralela (Fig. 6A). Os argilitos e siltitos possuem matriz argilosa são intensamente bioturbados (Fig. 6B), o que interfere na identificação das estruturas originais. Os arenitos são predominantemente finos, ocasionalmente muito finos e, raramente, médios, sendo bem a moderadamente selecionados (Fig. 6C). Apresentam matriz maciça (Fig. 6D) ou com laminação paralela que medem de 0,1 mm a 1 cm, definida pela variação granulométrica, níveis de oxidação e, raramente, pela orientação paralela das micas. Nos arenitos, os contatos entre os grãos são longos e côncavo-convexos e, em alguns casos, suturados. A granulometria varia de silte (<0,002 mm) a cascalho médio (até 5 mm), com predominância de silte e areia muito fina, apresentando grau de seleção que vai de bem selecionado a mal selecionado. A fábrica é sustentada pela matriz nos argilitos, enquanto nos siltitos e arenitos, é sustentada pelos grãos. Em geral, os grãos não possuem orientação predominante, mas podem apresentar orientação paralela a levemente imbricada, especialmente observada nos grãos alongados.

## 5.2 Composição primária

**Matriz argilosa** - Ocorre predominantemente nas rochas argilosas (Fig. 7A) e silticas, aparecem subordinadamente nos arenitos muito finos. Por vezes apresentam-se bioturbados, com grãos de silte e ooides marcando as estruturas arredondadas a ovulares. Matéria orgânica amorfa ocorre dispersa na matriz argila, bem como concentrada em níveis, marcando uma laminação plano-paralela. É substituída por pirita e siderita microcristalinas, muitas vezes dando a cor avermelhada a rocha, em razão da substituição da siderita por óxidos/hidróxidos de ferro.

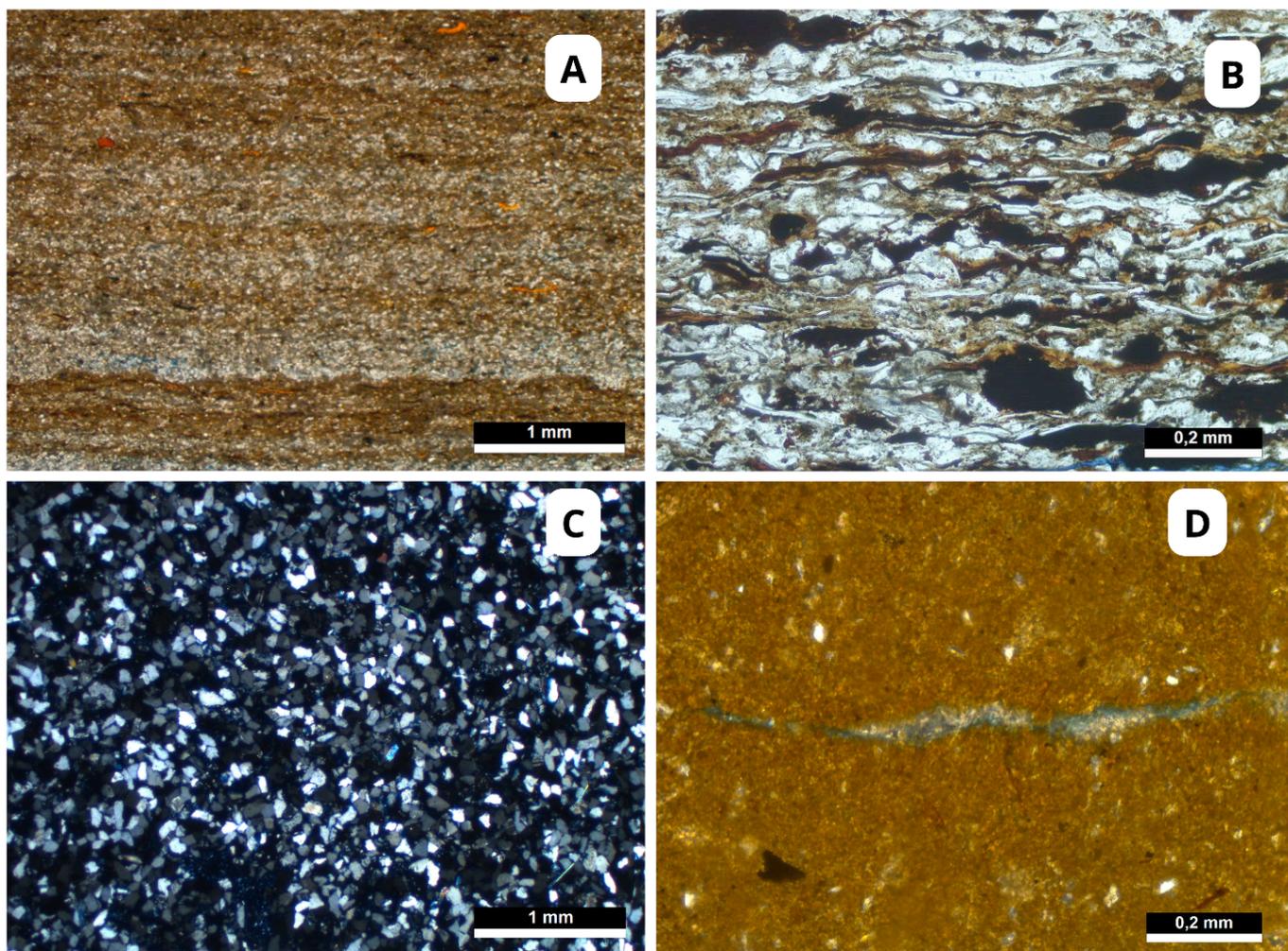


Figura 6. Principais características texturais e de fábrica das rochas estudadas da Formação Pimenteirás. A) Siltito com laminação paralela (Polarizadores descruzados, //P). B) Siltito argiloso com intensa bioturbação prejudicando a identificação da fábrica original (//P). C) Arenitos finos, bem selecionados compostos principalmente por quartzo, feldspato e muscovita (Polarizadores cruzados, XP). D) Matriz argilosa alterada pela siderita, característica nos siltitos e argilitos (XP).

**Bioclastos** – Os bioclastos de algas *Tasmanites* são abundantes e podem chegar até 0,5 mm de comprimento. Estes bioclastos ocorrem preferencialmente nas rochas que contêm ooides, de forma subordinada nos siltitos e, ocasionalmente, as algas *Tasmanites* também estão presentes nos arenitos. Além disso, bioclastos fosfáticos (Fig. 7B), especialmente escamas e fragmentos de peixes, ocorrem subordinadamente. Foraminíferos bentônicos são raros e ocorrem preferencialmente nas litologias mais argilosas.

**Ooides argilosos** – Ocorrem predominantemente nos argilitos, podendo também aparecer nos siltitos. Apresentam-se esféricos a alongados e, frequentemente, aparecem dissolvidos parcial ou totalmente, formando poros móldicos. Esses moldes (0,1 a 0,7 mm) podem ser preenchidos por calcita, analcima ou siderita (Fig. 7C). É comum apresentarem núcleos siliciclásticos (quartzo e ortoclásio) e formatos levemente achatados, por conta da deformação mecânica.

**Grãos siliciclásticos extrabaciais** - Os grãos de quartzo, monocristalinos e policristalinos, têm origem metamórfica, hidrotermal e ígnea e medem de 0,01 mm a 0,2 mm, enquanto os feldspatos incluem plagioclásio, ortoclásio, pertita e microclínio e medem até 0,15 mm. Os feldspatos aparecem, por vezes, vacuolizados, dissolvidos, quebrados ou ilitizados (Fig. 7D). Além disso, ocorrem minerais acessórios de titânio, zircão, epidoto, rutilo, apatita, turmalina, muscovita, fragmentos de siltito laminado e fragmentos de rocha metamórfica de baixo grau.

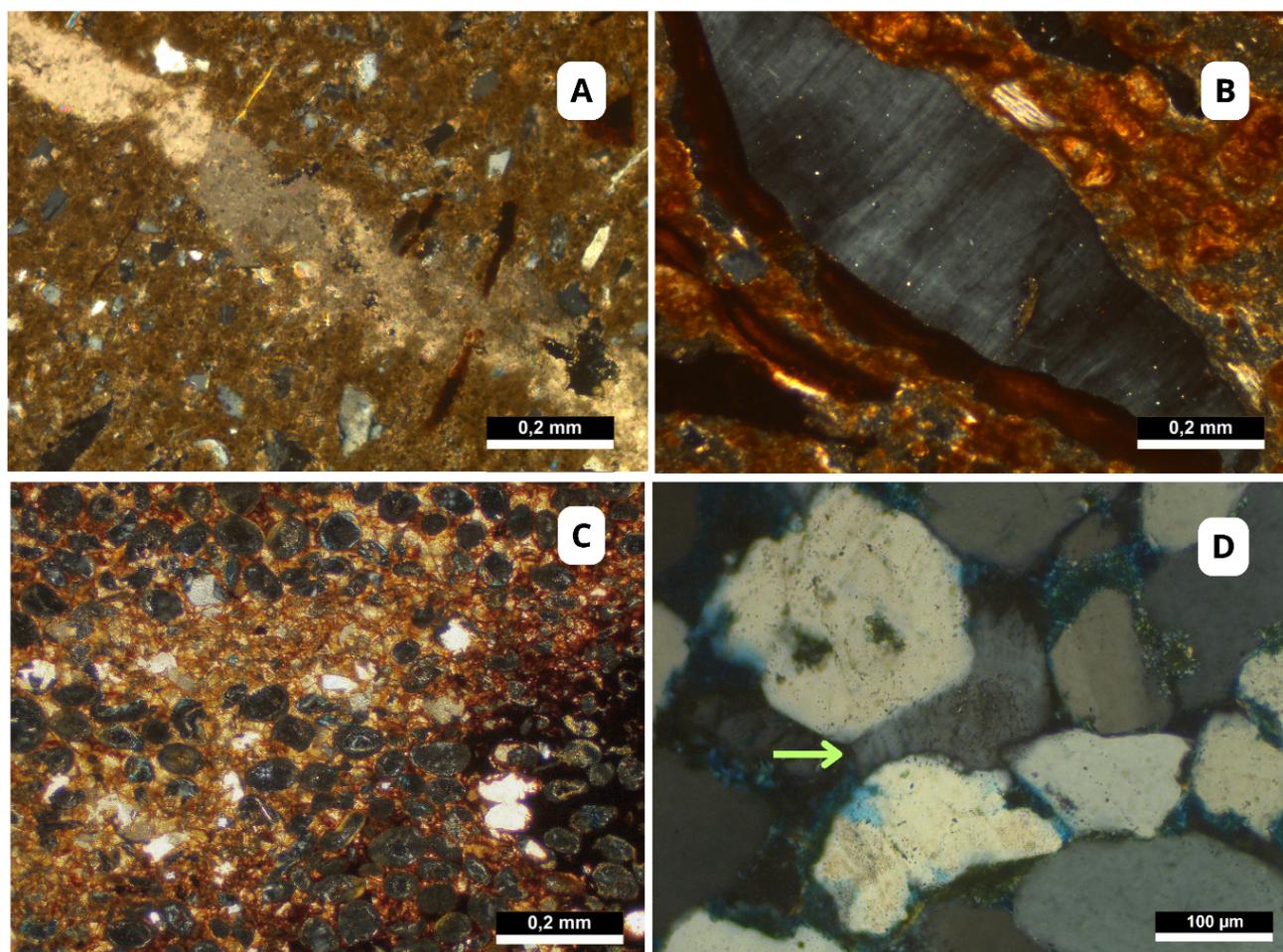


Figura 7. Constituintes intrabaciais e extrabaciais. A) Matriz substituída por siderita microcristalina e grãos de silicatos disseminados (XP). B) Bioclasto de peixe indeterminado (XP). C) Ooides argilosos substituídos por calcita e analcima em matriz argilosa (XP). D) Grãos de quartzo com crescimentos descontínuos (XP).

### 5.3 Constituintes e processos diagenéticos

**Siderita** - Está presente principalmente nos argilitos (Fig. 8A), ocorre também nos siltitos, subordinadamente. Apresenta hábito microcristalino a blocoso, substituindo tanto a matriz argilosa quanto ooides argilosos e algas *Tasmanites*. Além disso, a siderita microcristalina preenche poros intergranulares em siltito e intragranular de dissolução.

**Pirita** - Ocorre em todos os tipos de rocha, sendo mais comum nas frações mais finas, argilitos e siltitos, com hábito microcristalino a framboidal (Fig. 8B). A pirita substitui matriz argilosa, algas *Tasmanites*, e grãos siliciclásticas, bem como preenche poros intergranulares (Fig. 8C)

**Carbonatos** – A dolomita ocorre principalmente nos arenitos com hábito blocoso dentro dos poros móldicos dos ooides ou nos poros intergranulares. A calcita blocosa, poiquilotópica e microcristalina preenche poros intergranulares e intragranulares, especialmente de dissolução dos ooides argilosos.

**Caulinita** - Comum nos arenitos e siltitos ocorre em agregados lamelares, vermiculares e em “livrinhos” substituindo e expandindo constituintes primários como muscovita e feldspatos (Fig. 8D).

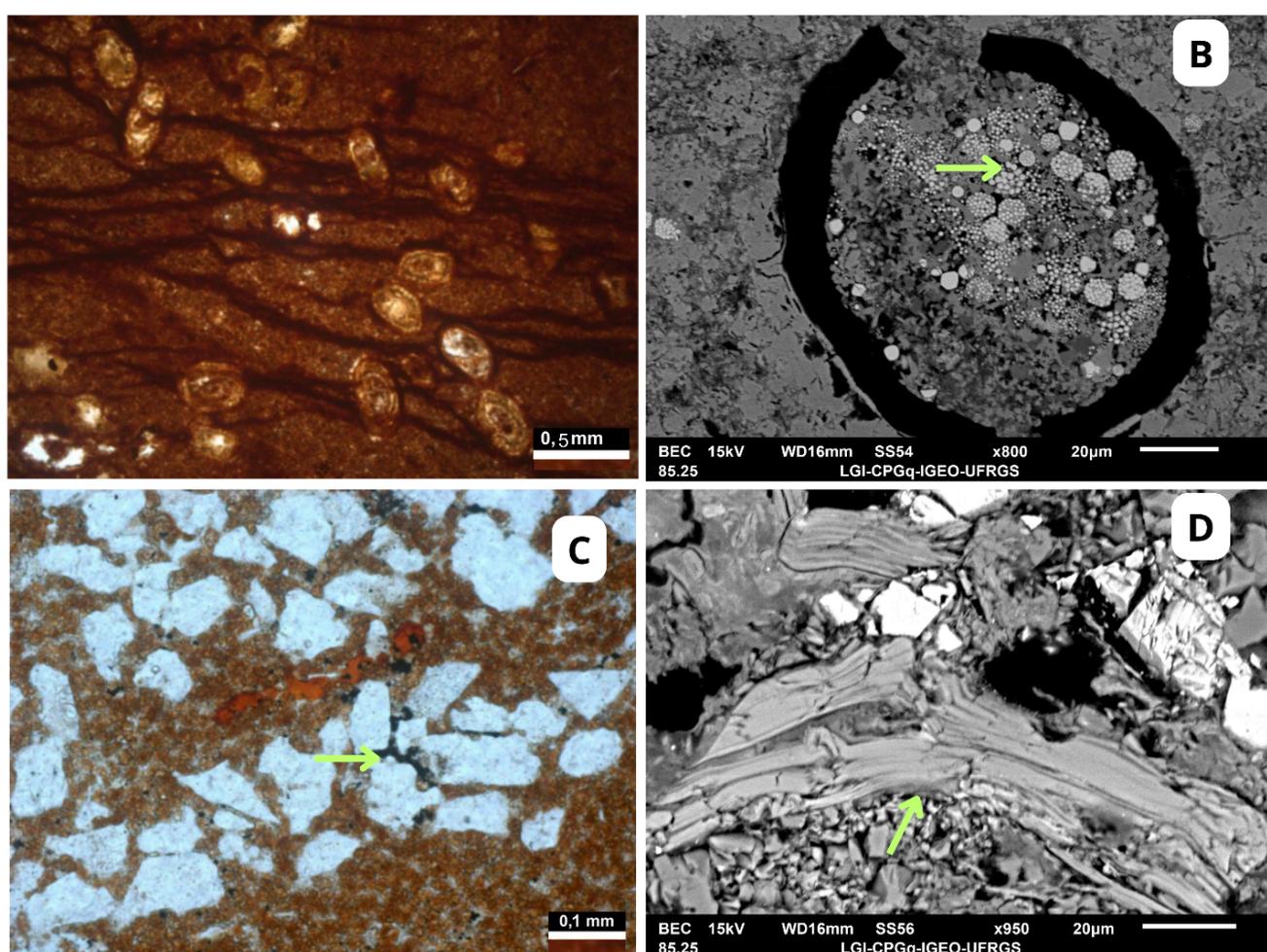


Figura 8. Principais constituintes diagenéticos: A) Matriz argilosa substituída por siderita microcristalina (XP). B) Pirita framboidal substituindo matriz argilosa, observe em cor escura uma alga *Tasmanite*. Imagem eletrônica de microscópio eletrônico de varredura no modo elétrons retroespalhados. C) Pirita preenchendo poros intergranulares (//P). D) Caulinita lamelar expandindo muscovita. Imagem eletrônica de microscópio eletrônico de varredura no modo elétrons retroespalhados.

**Dissolução** - Ocorre em todos os tipos de rocha, com dissolução parcial dos ooides, gerando porosidade intragranular, ou dissolução total, resultando em porosidade secundária móldica.

Nos siltitos e arenitos, a dissolução parcial dos constituintes primários gera porosidade intragranular secundária, enquanto a dissolução total gera porosidade secundária móldica.

**Compactação mecânica e química** – As principais evidências de compactação mecânica é o formato alongados os ooides argilosos, que foram achatados, além do fraturamento de grãos como feldspatos e quartzo (Fig. 9A). Os contatos côncavo-convexos e suturados nos siliciclásticos, além dos estilólitos nas litologias argilosas são evidência da compactação química (Fig. 9B).

**Outros constituintes menos abundantes** - Jarosita e óxidos de ferro substituem pirita, siderita e minerais pesados (Fig. 9C). A analcima está presente predominantemente nos argilitos, com cristais euédricos de tamanho até 3 mm preenchendo poros de fraturas de rocha e intragranulares de dissolução de ooides argilosos. Raros crescimentos de quartzo e k-feldspatos ocorrem de forma descontínua cobrindo quartzo e ortoclásio e microclínio, respectivamente (Fig. 9D).

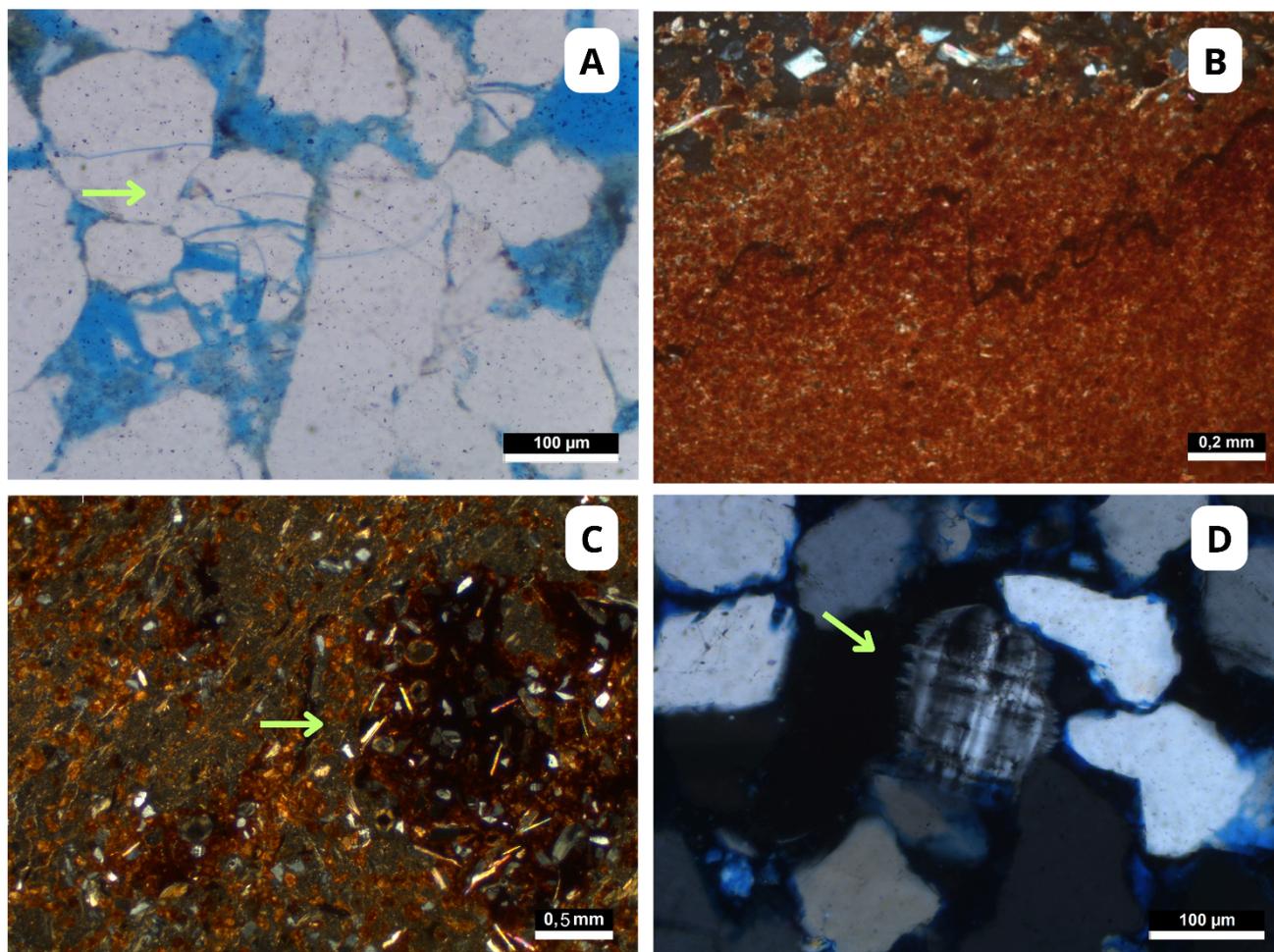


Figura 9. Principais constituintes diagenéticos das rochas estudadas. A) Fraturamento dos grãos por compactação mecânica gerando porosidade de fratura, indicada na imagem pela seta. (//P). B) Siderita microcristalina substituindo matriz argilosa e estilolitos (//P). C) Óxidos de ferro substituindo a matriz argilosa sideritizada, indicados na imagem pela seta (XP). D) Crescimento descontínuo epitaxial de k-feldspato em microclínio (XP).

#### 5.4 Porosidade

Embora a porosidade intergranular tenha sido parcialmente preenchida pela compactação e cimentação, é possível observar porosidade residual nas amostras estudadas. Os argilitos e arenitos possuem pouca porosidade, gerada principalmente por bioturbação (Fig. 10A). e por fraturamento de rocha. Além disso, há dissolução de grãos de feldspato alcalino, plagioclásio e ooides argilosos que geram porosidade secundária intragranular (Fig. 10B). Quando a dissolução é completa, há a geração de porosidade móldica secundária (Fig. 10C). Alguns constituintes diagenéticos, como a analcima, por vezes são dissolvidas, gerando poros intracristalinos.

Nos siltitos observa-se porosidade primária intergranular preservada, além de porosidade gerada pela bioturbação. A porosidade secundária inclui porosidade intragranular por dissolução parcial dos grãos de feldspato alcalino, plagioclásico, ooides argilosos e carbonatos.. A porosidade móldica ocorre pela dissolução total desses grãos. Os arenitos apresentam porosidade primária intergranular parcialmente preservada, devido a cimentação por calcita e dolomita. Como porosidade secundária, destaca-se a dissolução parcial dos grãos de feldspato alcalino, plagioclásio e ooides argilosos, além de dissolução intracristalina da dolomita (Fig. 10D) e fraturamento dos grãos de quartzo e feldspato. Observa-se também porosidade móldica, resultante da dissolução completa dos grãos de feldspato alcalino.

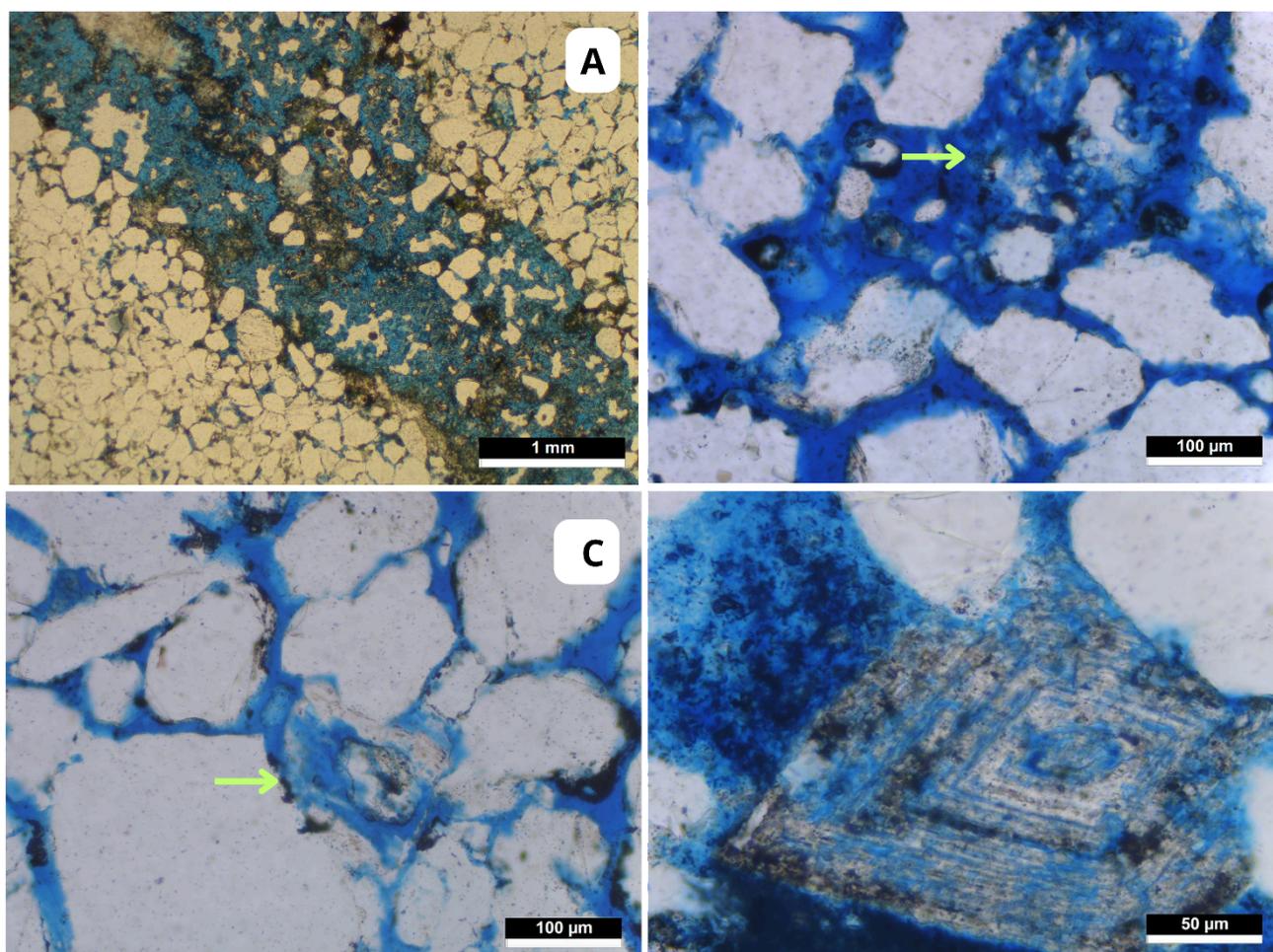


Figura 10. Porosidade nos arenitos estudados. A) Porosidade gerada por bioturbação (//P). B) Dissolução de feldspato, gerando poros intragranulares (//P). C) Dissolução de feldspato, possivelmente ortoclásio gerando porosidade móldica (//P). D) Dolomita zonada com dissolução seletiva (//P).

## 5.5 Microscópio Eletrônico de Varredura

A análise realizada por meio do Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) permitiu a obtenção de imagens das lâminas em alta resolução. Foram observados ooides argilosos (Fig. 11A e 11B) em matriz substituída em siderita, confirmada pela identificação de altos teores de ferro, sílica, alumínio, oxigênio e magnésio. No interior dos ooides, foi possível detectar concentrações elevadas de ferro, sílica, cálcio e oxigênio. Além disso, foram identificados minerais de fosfato (Fig. 11C e 11D). Essa identificação foi possível por meio do detector de energia dispersiva (EDS), que revelou a presença elevada de elementos como potássio, cálcio, carbono e oxigênio, além de cério, lantânio, molibdênio e neodímio, pertencentes à série química dos elementos de terras raras (Fig. 12).

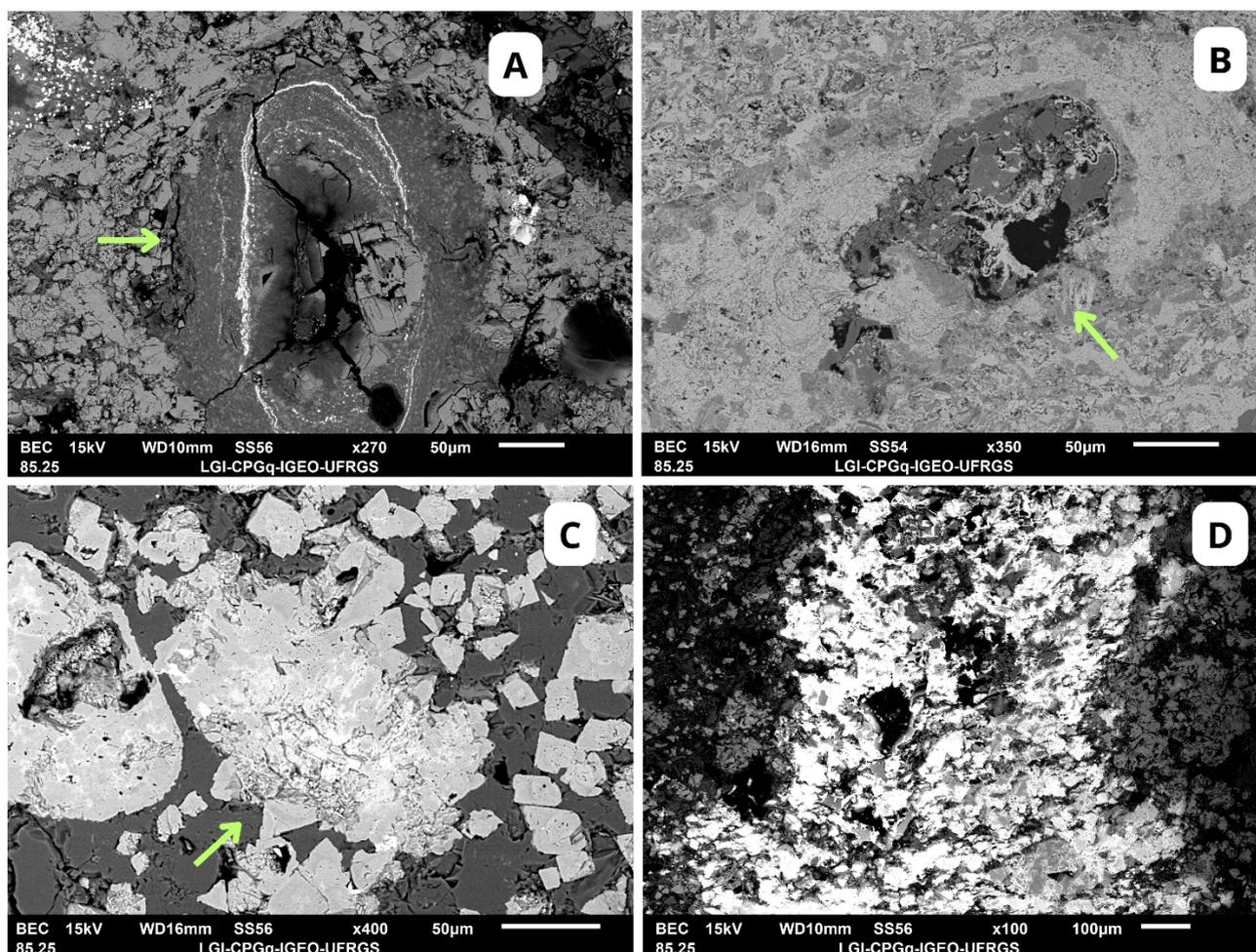


Figura 11. Principais constituintes primários e diagenéticos observados em microscópio eletrônico de varredura por elétrons retroespalhados. A) Envelopes do ooide argiloso em detalhe, parcialmente substituído por siderita. B) Ooide argiloso em matriz argilosa já substituída por siderita. C) Intraclasto rico em fosfato. D) Cristais de fosfato diagenético substituindo matriz argilosa.

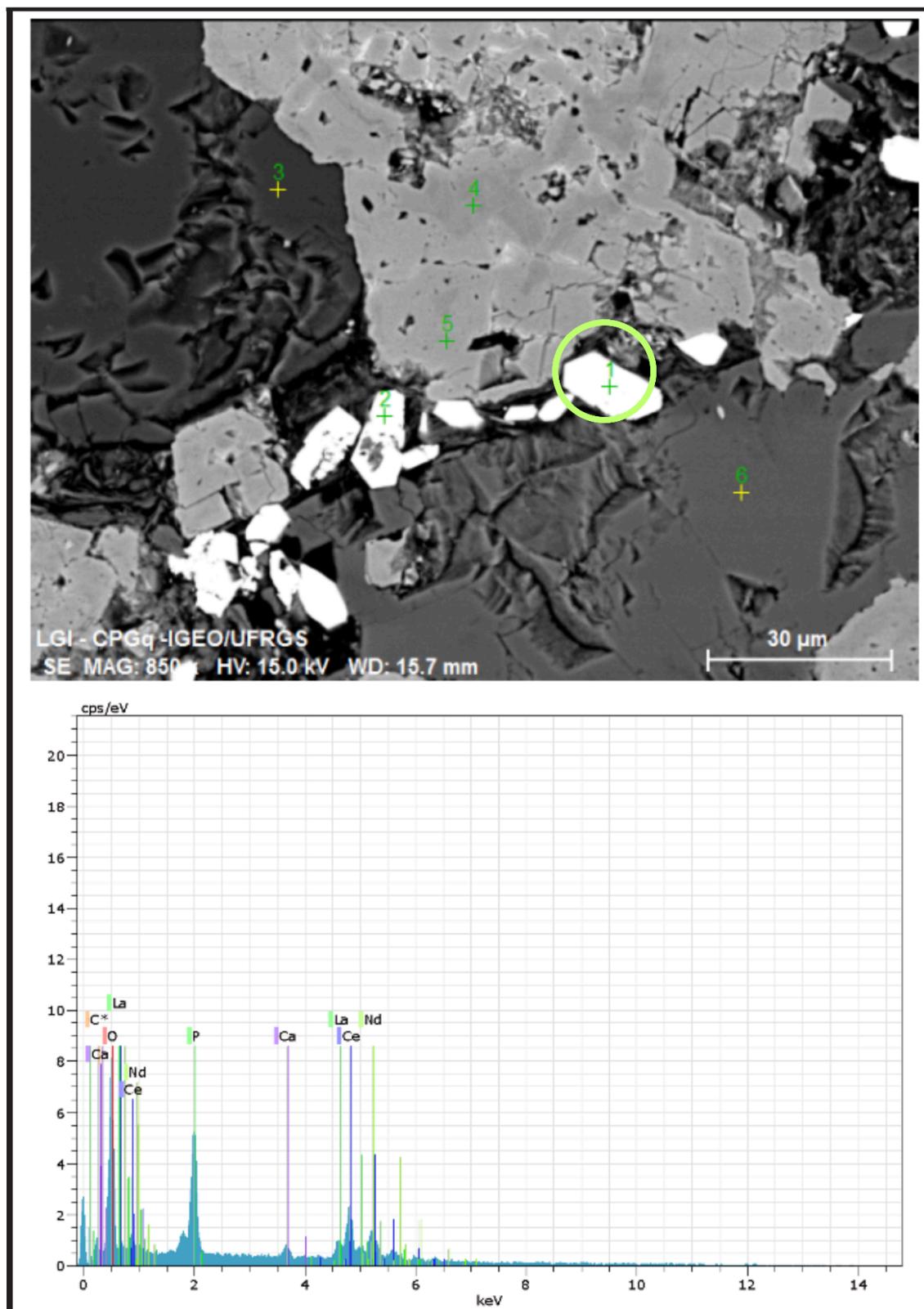


Figura 12. Imagem eletrônica no modo elétrons retroespalhados e gráfico gerado pelo detector de energia dispersiva, que permitiram a identificação do fosfato enriquecido em elementos terras raras no ponto 1, indicado pelo círculo..

## 5.6 Perfis geofísicos

A análise dos perfis de raios gama, resistividade e potencial espontâneo em poços próximos aos ST-15 e PM-21 revela que os intervalos de ocorrência dos ironstones ooidais apresentam características que podem ser utilizados como guias estratigráficos (Figura 18). Esses intervalos mostram um padrão consistente em diversos poços da bacia (PM-06, PM-07, PM-10, VL-03), destacando-se por um comportamento indicativo de folhelhos e siltitos enriquecidos em matéria orgânica, com baixa porosidade e maior concentração de elementos radioativos, como urânio e potássio (K). O padrão de raios gama exhibe uma intensidade intermediária entre as camadas arenosas e lutíticas, refletindo maior quantidade de matéria orgânica em uma litologia mais heterogênea (Figura 15 e Figura 16). Já o perfil de resistividade evidencia variações conforme a granulometria das camadas, sendo mais baixa em sedimentos finos e mais alta em camadas ricas em areia. O potencial espontâneo (SP), por sua vez, apresenta padrões mais tabulares nas camadas de ironstones ooidais, possivelmente associados a diferenças de salinidade e composição mineral.

O perfil de resistividade registra padrões mais baixos em camadas ricas em sedimentos finos, como silte e argila, seguindo o padrão das rochas de granulometria fina nas profundidades dos ironstones ooidais. No poço PM-07, a resistividade é particularmente baixa, enquanto no PM-10 apresenta valores mais elevados, sugerindo a presença de ironstones ooidais associados a grãos com granulometria mais arenosa. Além disso, a resistividade acompanha mudanças de litologia, mostrando valores mais altos em arenitos e siltitos argilosos, e mais baixos em camadas predominantemente argilosas. Os perfis de resistividade mostram que intervalos com maior resistividade sugerem a presença de fluidos menos condutivos, em relação ao fluido de perfuração.

A análise do potencial espontâneo (SP) num contexto geral o padrão de SP indicou padrões tabulares, indicando presença de um fluido levemente mais salgado que o fluido que perfurou o poço, e os picos mais negativos indicam mais salgado e os positivos, mais doces. Apesar disso, o SP aparenta menor correlação com as descrições litológicas, podendo indicar variações na salinidade das camadas e maior concentração de argila, o que reforça sua importância como ferramenta complementar na análise estratigráfica.

O perfil de Raios gama apresenta intervalos com ironstones ooidais com intensidade intermediária, entre os padrões das camadas arenosas e lutíticas. Esse comportamento reflete a maior presença de matéria orgânica e elementos radioativos, como urânio e potássio com uma certa heterogeneidade nas camadas. Camadas ricas em areia exibem padrões de baixa intensidade, enquanto camadas compostas por silte e argila, incluindo as de ironstones, destacam-se por uma maior concentração desses elementos, reforçando sua aplicabilidade como parâmetro de controle litológico. Essa análise indicou que os intervalos caracterizados por altos valores de raios gama correspondem a zonas mais arenosas e homogêneas, refletindo uma menor presença de material argiloso. Essas condições sugerem melhores propriedades de porosidade e permeabilidade.

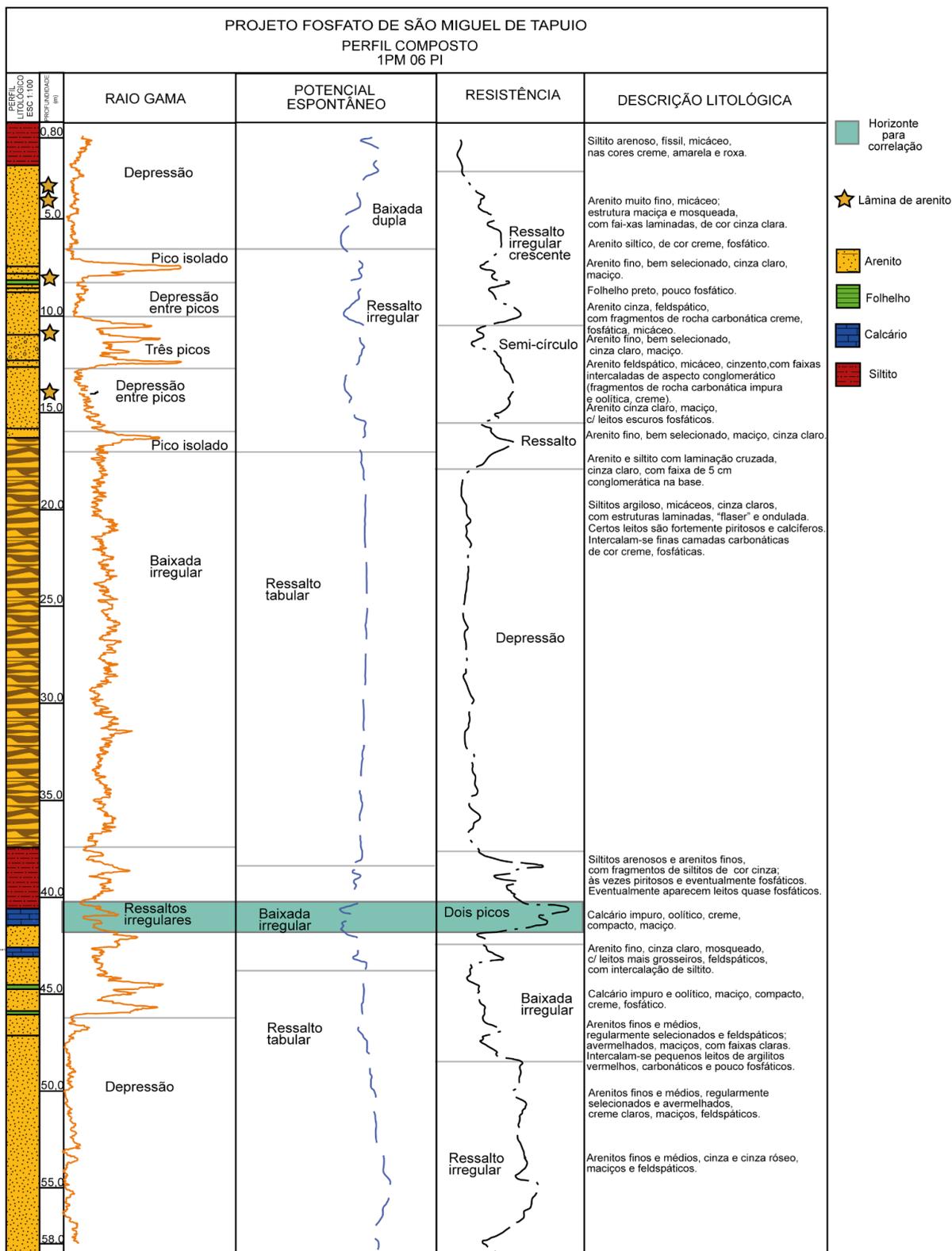


Figura 13. Padrões de raios gama, potencial espontâneo e resistividade do poço PM-06 interpretados, com destaque ao horizonte provável de correlação. Fonte: Modificado do Relatório DNPM Projeto Fosfato São Miguel do Tapuió. Oliveira & Barros (1976).

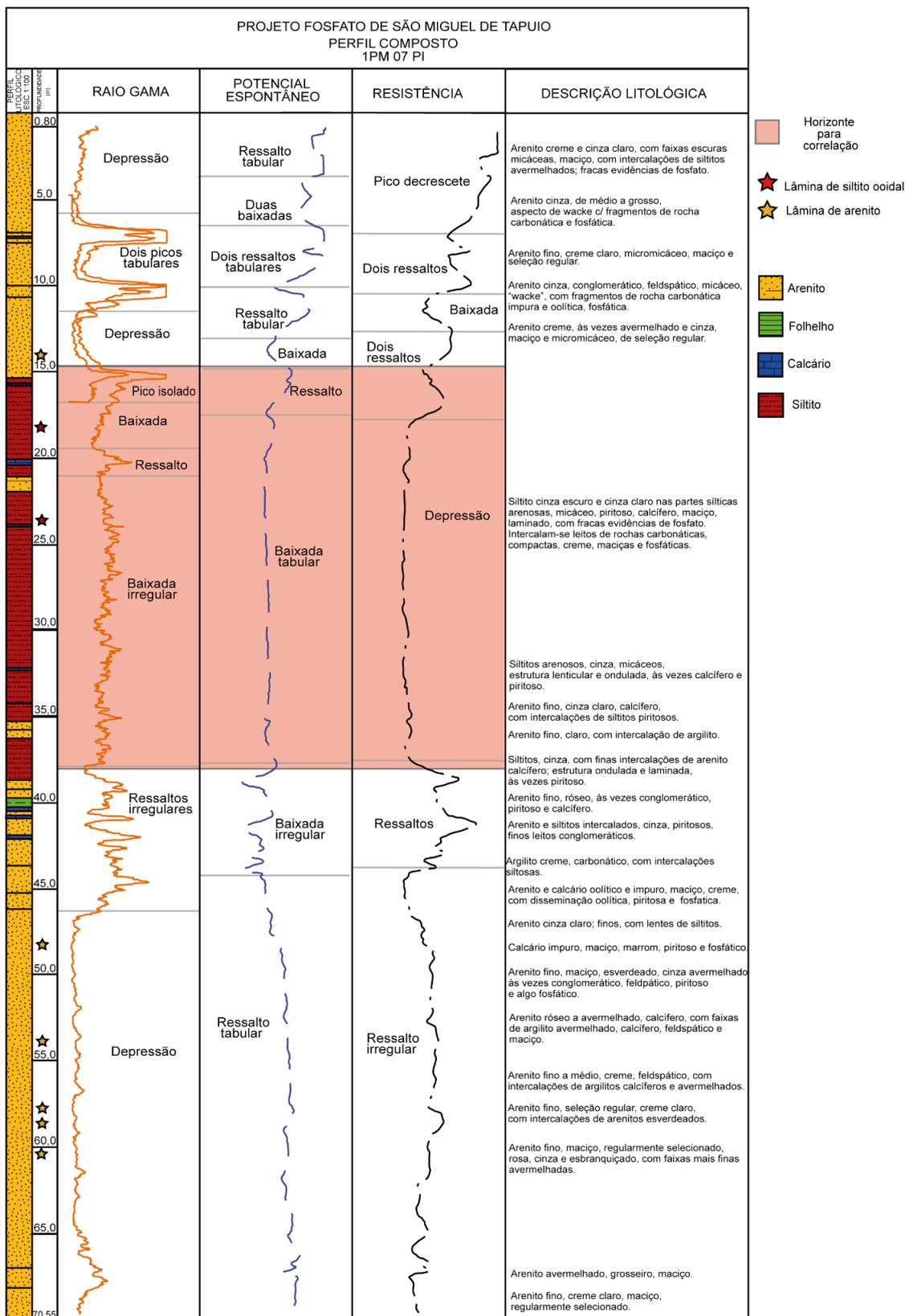


Figura 14. Padrões de raios gama, potencial espontâneo e resistividade do poço PM-07 interpretados, com destaque ao horizonte provável de correlação. Fonte: Modificado do Relatório DNPM Projeto Fosfato São Miguel do Tapuío. Oliveira & Barros (1976).

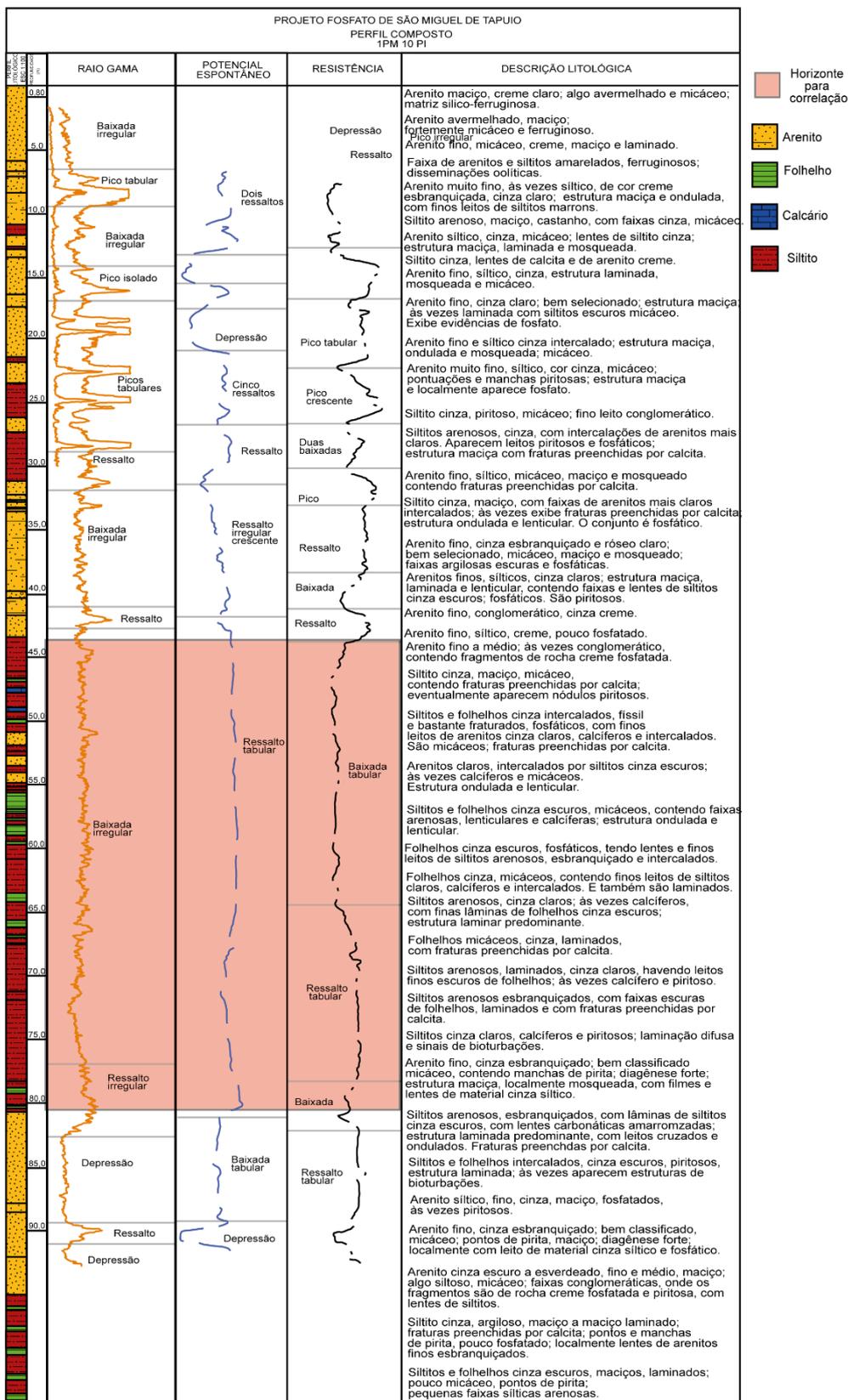


Figura 15. Padrões de raios gama, potencial espontâneo e resistividade do poço PM-10 interpretados, com destaque ao horizonte provável de correlação. Fonte: Modificado do Relatório DNPM Projeto Fosfato São Miguel do Tapuió. Oliveira & Barros (1976).

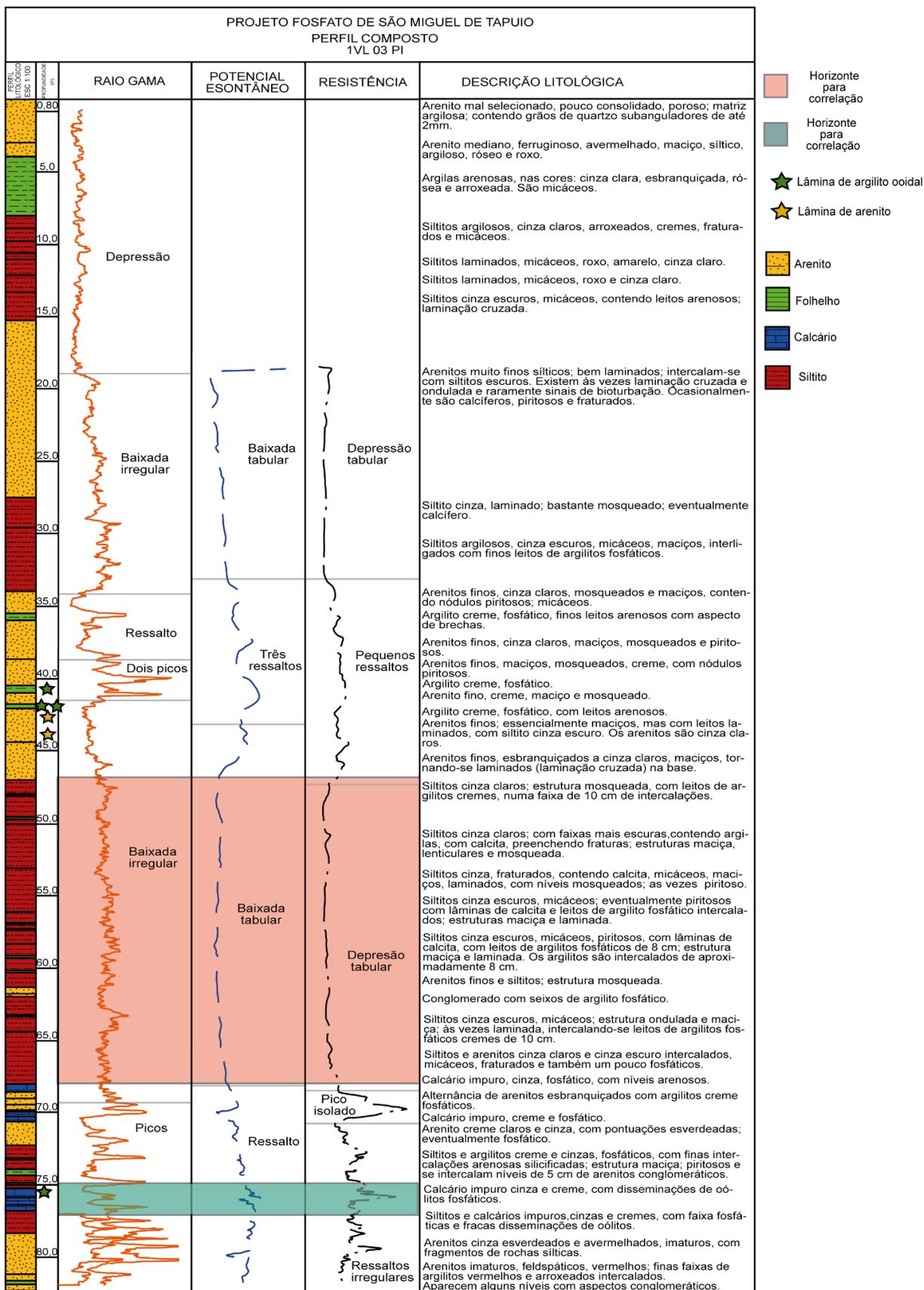


Figura 16. Padrões de raios gama, potencial espontâneo e resistividade do poço VL-03 interpretados, com destaque ao horizonte provável de correlação. Fonte: Modificado do Relatório DNPM Projeto Fosfato São Miguel do Tapuio. Oliveira & Barros (1976).

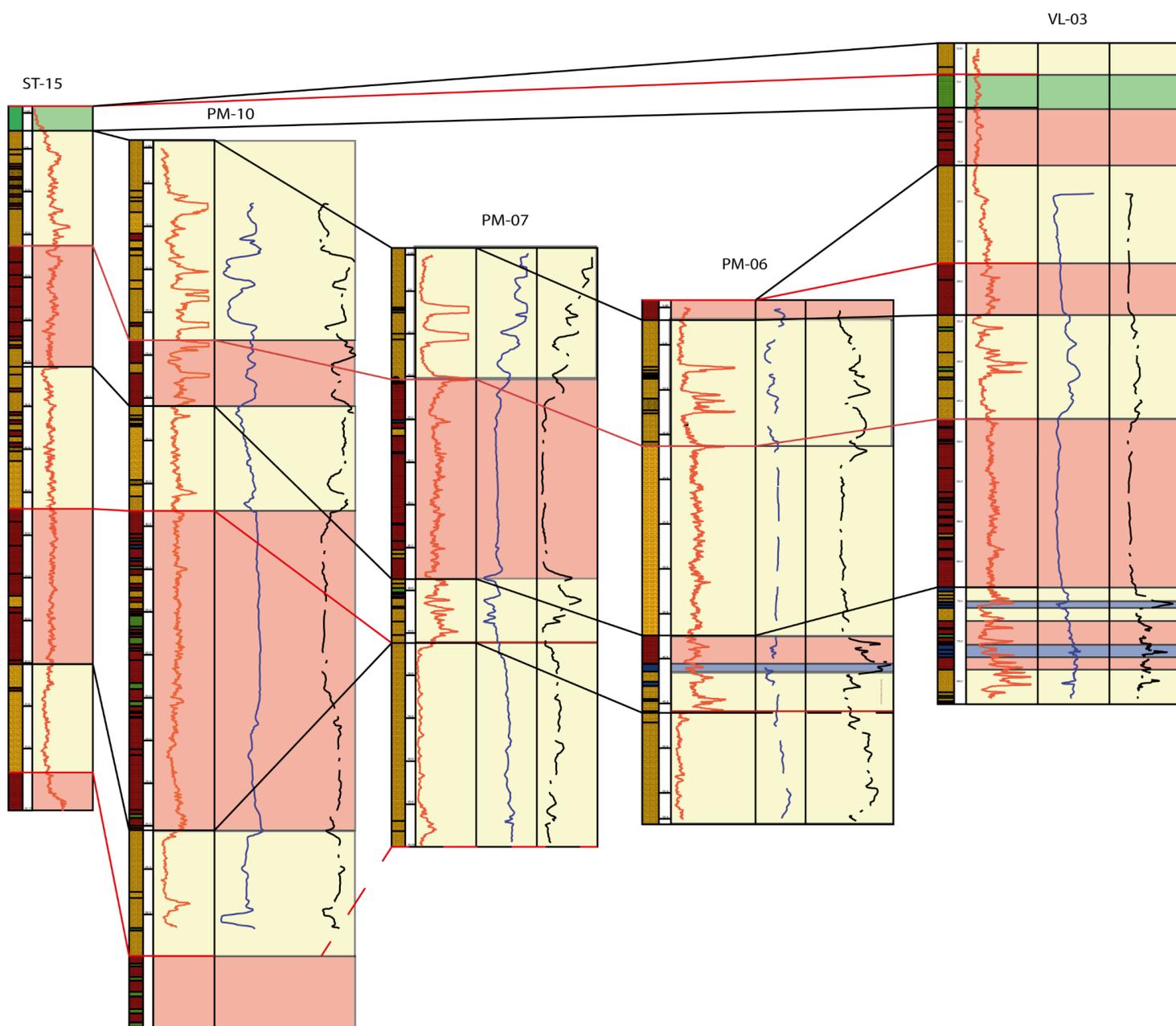


Figura 17. Correlação dos perfis. Fonte: Modificado do Relatório DNPM Projeto Fosfato São Miguel do Tapuío. Oliveira & Barros (1976).

## 6 DISCUSSÕES

### **Inferências sobre o contexto deposicional e diagenético dos ironstones ooidais e rochas associadas**

A deposição inicial dos ironstones está relacionada a ambientes subóxicos, como sugerido por Schirmbeck et al. (2024), onde a matéria orgânica e as flutuações redox desempenharam papel significativo. As transgressões marinhas criaram condições favoráveis para a deposição de ironstones, especialmente em mares rasos, onde a redução do aporte sedimentar terrígeno e a circulação restrita permitiram o enriquecimento em  $Fe^{2+}$  e a subsequente precipitação de minerais ferruginosos como bertierina e siderita (Mücke, 2006; Oliveira & Pereira, 2011). A interação entre processos transgressivos e regressivos, com alternância entre ambientes anóxicos e oxidantes, foi fundamental para o desenvolvimento das características mineralógicas e texturais desses depósitos. A bertierina foi formada em condições levemente redutoras em baixa energia e decantou no fundo marinho. Posteriormente núcleos siliciclasticos foram retrabalhados pela ação de ondas acrescentando as argilas e formando envelopes (Schirmbeck et al. 2024). Porém, quando os ooides foram depositados houve substituição por minerais formados em condições subóxicas e anóxicas, redutoras, como é o caso da pirita e siderita. Não foi encontrado vestígio de nenhum mineral precursor dos ooides, o que indica que eles originalmente eram formados por bertierina. Durante a fase de eodiagênese, a presença de pirita e siderita são indicativos de condições redutoras e anóxicas, conforme descrito por Mücke (2006). Oliveira & Pereira (2011) relataram que a siderita precipitou em mares rasos durante a eodiagênese, também associada a ambientes subóxicos influenciados pela decomposição de matéria orgânica. O papel da bioturbação foi crucial para a oxigenação do substrato, em que muitos dos ooides já formados, foram depositados dentro das cavidades deixadas pelos organismos (Schirmbeck et al. 2024). Este processo ocorreu principalmente nos argilitos e siltitos. A compactação mecânica foi identificada pelo achatamento, fraturamento e, em alguns casos, pela orientação das partículas de ooides e micas. Esse processo foi observado em todos os tipos de rochas, mas foram mais presentes nos siltitos e arenitos. Além disso, houve uma diminuição significativa da porosidade primária. Nesse estágio, partículas como ooides e bioclastos sofreram dissolução, deixando moldes que foram posteriormente preenchidos por minerais diagenéticos, como calcita, siderita e fosfato. Os feldspatos passaram vacuolização e ilitização, além de dissolução parcial ou total, que formou porosidade por dissolução ou móldica.

Na fase mesodiagenética, ocorreu a compactação química, que foi identificada nos contatos côncavo-convexos e suturados, observados principalmente nos arenitos, além da dissolução de grãos e da formação de estilólitos nos litotipos argilosos. As principais fases de cimentação deste estágio diagenético ocorreram por meio do crescimento de quartzo e feldspatos, além da precipitação de carbonatos e fosfato.

No estágio de telodiagênese, ocorreu uma oxidação intensa, com transformação de minerais como siderita em hematita e goetita, associada à exposição subaérea e possivelmente influenciada por águas meteóricas, como indicado pela formação de caulinita lamelar (Mücke, 2006; Oliveira & Pereira, 2011).

### **Ironstones ooidas como guias estratigráficos**

A análise dos perfis de raios gama, resistividade e potencial espontâneo (SP) possibilitou a caracterização estratigráfica das camadas com ironstones ooidais, destacando suas propriedades como marcadores em diversos poços da bacia. Esses resultados reforçam a importância dos métodos geofísicos na identificação litológica, como apontado por Assis (2015) e Dantas et al. (2017). Os valores obtidos evidenciam maior concentração de elementos radioativos, como urânio e potássio, em conformidade com os padrões descritos por Ellis & Singer (2008) e Schlumberger (1972) (Apud Assis, 2015).

Os perfis de resistividade nos intervalos de ironstones ooidais refletem diferenças granulométricas, com valores reduzidos em sedimentos finos, como silte e argila, e mais pronunciados em camadas arenosas. Segundo Dantas et al. (2017), camadas mais grossas e porosas apresentam resistividade maior devido à menor presença de água e diferenças na composição mineral. As assinaturas dos perfis de potencial espontâneo (SP) nas camadas com ironstones ooidais, que apresentam picos mais acentuados, estão de acordo com os padrões descritos por Fernandes (1984), que associam esses picos às variações de salinidade e à composição mineral. Embora o SP apresente menor correlação com as litologias, ele se destaca por auxiliar na identificação de variações químicas das camadas, funcionando como ferramenta complementar na análise estratigráfica, podendo contribuir para o reconhecimento estratigráfico da Formação Pimenteiras, principal geradora da Bacia do Parnaíba.

## 7 CONCLUSÕES

A evolução deposicional e diagenética dos ironstones ooidais e rochas associadas e rochas associadas reflete um contexto deposicional influenciado por condições redox. A bertierina foi formada em condições levemente redutoras em baixa energia e decantou no fundo marinho. Posteriormente núcleos siliciclásticos foram retrabalhados pela ação de ondas acrescendo as argilas e formando envelopes. Porém, quando os ooides foram depositados houve substituição por minerais formados em condições subóxicas e anóxicas, redutoras, como é o caso da pirita e siderita. Não foi encontrado vestígio de nenhum mineral precursor dos ooides, o que indica que eles originalmente eram formados por bertierina. Dissolução e cimentação dos poros móldicos dos ooides são os principais processos ocorridos na mesodiagenese, além da precipitação de fosfato diagenético, analcima e substituição dos demais constituintes primários por outras fases carbonáticas. Na telodiagenese, houve a alteração da siderita para óxidos/hidróxidos de ferro e da pirita para jarosita, nas rochas argilosas, porém nos arenitos muito finos a finos é possível ver maior dissolução e alteração para caulinita dos feldspatos. A avaliação dos perfis geofísicos e poços próximos aos poços estudados mostra que os intervalos de ocorrência dos ironstones ooidais podem ser usados como guias estratigráficos, uma vez que apresentam comportamento similar em diversos poços da bacia.

## 8 REFERÊNCIAS

- Abram, M. B.; Holz, M. 2020. Early to Middle Devonian ironstone and phosphorite in the northwestern Gondwana Parnaíba Basin, Brazil: *A record of an epeiric margin paleoceanographic changes. Sedimentary Geology*, v. 402.
- Aftabi, A.; Atapour, H.; Mohseni, S.; Babaki, A. 2021. Geochemical discrimination among different types of banded iron formations (BIFs): A comparative review. *Ore Geology Reviews*, v. 136, p. 104244.
- Almeida, F. F. M.; Carneiro, C. D. R. 2004. Inundações marinhas fanerozóicas no Brasil e recursos minerais associados. *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, p. 03.
- Amaro, G. D. J. L.; Villas, R. N.; Kotschoubey, B. 2012. Estudo petrográfico e geoquímico dos ironstones da base da formação Pimenteiras, borda oeste da bacia do Parnaíba, Tocantins. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 42, n. 2, p. 373–396,
- ANP (Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis). 2024. *Boletim da Produção de Petróleo e Gás Natural* – Setembro de 2024. Edição nº 169. Brasília, ANP, 15p.
- Assis, A.J.M. 2015. *Características litológicas interpretadas a partir de perfis geofísicos de poços. Porto Alegre*, 56p. Monografia de Conclusão de Curso, Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Astini, R. A. 1998. Stratigraphical evidence supporting the rifting, drifting and collision of the Laurentian Precordillera terrane of western Argentina. *Geological Society, London, Special Publications*, v. 142, n. 1, p. 11–33.
- Bento, F. T. 2006. *Análise do Comportamento dos Perfis de Raios Gama, Potencial Espontâneo e Eletroresistividade para Determinação das Zonas de Aquíferos em Poços Tubulares*. 2006. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geociências) – Universidade Federal do Amazonas, Manaus.
- Berner, R. A., 1980. *Early diagenesis: a theoretical approach*. Princeton, N.J. : Princeton University Press 241p.
- Collin, P. Y.; Loreau, J. P.; Courville, P. 2005. Depositional environments and iron ooid formation in condensed sections (Callovian-Oxfordian, south-eastern Paris basin, France). *Sedimentology*, v. 52, p. 969-985.
- Dantas, J.O.M., Menezes, D.C., De Paula, R.S., & Guerra, N.J. 2021. Correlação entre dados de perfilagem geofísica e potencial de bombeamento de poços em litotipos da Formação Cauê no sudoeste do Quadrilátero Ferrífero, MG. *Revista Águas Subterrâneas*, 35(4): 37-53.
- De Araújo, D. B. 2017. Sumário Geológico e Setores em Oferta da Bacia do Parnaíba. Brasil: 14º de Licitações de Petróleo e Gás.
- Fernandes, C.E.de M. 1984. *Fundamentos de prospecção geofísica*. Rio de Janeiro: Interciência. 190p.

Góes, A.M.O., Souza, J.M.P. & Teles, L.B. 1990. Estágio exploratório e perspectivas petrolíferas da Bacia do Parnaíba. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 4(1): 55-64.

Goes, A.M.O. & Feijó, F.J. 1994. Bacia do Parnaíba. *Revista Brasileira de Geociências*, 8(1): 57-67.

Grahn, Y.; Loboziak, S. Integrated miospore-chitinozoan biozonation of the Parnaíba Basin and its correlation with Petrobras (Müller 1962) Silurian-Lower Carboniferous palynozones J.H.G. Melo & S. Loboziak (2000). *Review of Palaeobotany and Palynology*, 142(1), p. 11-33, 2001

Hallam, A. & Bradshaw, M.J. 1979. Bituminous shales and oolitic ironstones as indicators of transgressions and regressions. *Journal of the Geological Society*, 136: 157-164.

Houten, F. B. V.; Bhattacharyya, D. P. 1982. Phanerozoic Oolitic Ironstones: Geologic Record and Facies Model. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v. 10, n. 1, p. 441-457.

Klein, C., 2005. Some Precambrian banded iron-formations (BIFs) from around the world: Their age, geologic setting, mineralogy, metamorphism, geochemistry, and origin. *American Mineralogist*, 90(10): 1473-1499.

Lessa, R.S., Bergamaschi, S., Rodrigues, R., Monteiro, H.M., Bastos, L.P.H., Martins, L.P., Alferes, C.L.F. & Pereira, E. 2024. Análise estratigráfica e potenciais horizontes geradores de hidrocarbonetos em uma seção devoniana na borda sudoeste da Bacia do Parnaíba, Tocantins, Brasil. *Revista Geociências*, 43(4): 1-15.

Lima, C.; de Andrade, N. 2015. *Arcabouço Palinoestratigráfico e Geoquímica Orgânica da Formação Pimenteiras (Devoniano), na Borda Oeste da Bacia do Parnaíba, Brasil*. Universidade Federal da Bahia, Instituto de Geociências, Programa de Pesquisa de Pesquisa e Pós-Graduação em Geologia, Tese de Doutorado.

Mücke, Arno. 2006. Chamosite, siderite and the environmental conditions of their formation in chamosite-type Phanerozoic ooidal ironstones. *Ore Geology Reviews*, v. 28, p. 235–249,

Mussa, A.; Kalkreuth, W.; Mizusaki, A. M. P.; Bicca, M. M.; Bojesen-Koefoed, J. A. 2021. Geochemical characterization of the organic matter in the Devonian Pimenteiras Formation, Parnaíba Basin, Brazil – Implications for depositional environment and the potential of hydrocarbon generation. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, v. 201.

Oliveira, L. C. de; Pereira, E. 2011. Ocorrência de Ironstones no Devoniano da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 41, n. 3, p. 401–410.

Odin, G. S. 1988 Green Marine Clays, Oolitic Ironstone Facies, Verdine Facies, Glaucony Facies and Celadonite-bearing Facies—A Comparative Study. *Developments in Sedimentology*, v. 45. Amsterdam: Elsevier. 445 p.

Ponciano, L. C. M. de O.; Castro, A. R. de S. F.; Fonseca, V. M. M. da; Machado, D. M. da C. 2012. Tafocenoses da Formação Pimenteiras, Devoniano da Bacia do Parnaíba, Piauí: Mapeamento, Inventário e Relevância Patrimonial. *Anuário do Instituto de Geociências*, v. 35, n. 1, p. 5–27.

Pufahl, P.K. 2010. Bioelemental Sediments – Chapter 20. In: James, N.P. & Dalrymple, R.W. (Eds.). *Facies Models 4*, p. 477-503. Canadá, Geological Association of Canada.

Rodrigues, R. A. 1995. *Geoquímica Orgânica na Bacia do Parnaíba*. 225 f. Tese (Doutorado) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.

Rodrigues, R.; Loboziak, S.; Melo, J. H. G.; Alves, D. B. 1995. Geochemical characterization and miospore biochronostratigraphy of the Frasnian anoxic event in the Parnaíba Basin, Northeast Brazil. *Bull. Centres Rech. Explo. et Prod. Elf Aquitaine*, v. 19, p. 319–327.

Schirmbeck, M.M., Rodrigues, A.G., Borghi, L., & Ros, L.F. 2024. Berthierine/Chamosite ooids and associated phases in Devonian deposits of the Paraná Basin, Brazil: Genesis and diagenetic evolution. *Journal of South American Earth Sciences*, 147: 105961.

Souza, A. C. B. de; Esteve, M. C. B.; Nascimento Junior, D. R. do; Lima, N. O. de; Silva, A. R. C. 2018. Geoquímica Inorgânica e Orgânica dos Folhelhos da Formação Pimenteiras: Implicações para um Sistema Petrolífero Não Convencional. *Geologia USP. Série Científica*, v. 17, n. 4, p. 45–60.

Vaz, P. T.; Rezende, N. G. A. M.; Wanderley Filho, J. R.; Travassos, W. A. S. 2007. Bacia do Parnaíba. *Boletim de Geociências da Petrobras*, v. 15, n. 2, p. 253-263.

Young, T. P. Phanerozoic Ironstones: An Introduction and Review. In: Young, T. P.; Taylor, W. E. G. (Eds.). *Phanerozoic Ironstones*. Geological Society Special Publication, v. 46, p. ix-xxv, 1989a.

Young, T. P. Eustatically Controlled Ooidal Ironstone Deposition: Facies Relationships of the Ordovician Open-Shelf Ironstones of Western Europe. In: Young, T. P.; Taylor, W. E. G. (Eds.). *Phanerozoic Ironstones*. Geological Society Special Publication, v. 46, p. 51-63, 1989b.

Young, T. P. 1992. Ooidal Ironstones from Ordovician Gondwana: *A Review*. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 99, p. 321-347.