



**Universidade do Estado do Rio de Janeiro**

Centro de Tecnologia e Ciências

Faculdade de Geologia

Mariana de Souza Carvalho

**Caracterização do processo de enriquecimento dos fosforitos da  
jazida de Campos Belos, base da formação Sete Lagoas, grupo  
Bambuí**

Rio de Janeiro

2015

Mariana de Souza Carvalho

**Caracterização do processo de enriquecimento dos fosforitos da jazida de Campos Belos, base da formação Sete Lagoas, grupo Bambuí**

Dissertação apresentada, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre, ao Programa de Pós-Graduação em Geociências, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração: Tectônica, Petrologia e Recursos Minerais.

Orientadora: Prof<sup>a</sup>. Dr<sup>a</sup>. Nely Palermo

Coorientador: Prof. Dr. Claudio Gerheim Porto

Rio de Janeiro

2015



CATALOGAÇÃO NA FONTE  
UERJ / REDE SIRIUS / BIBLIOTECA CTC/C

C331 Carvalho, Mariana de Souza.  
Caracterização do processo de enriquecimento dos fosforitos da jazida de Campos Belos, base da formação Sete Lagoas, grupo Bambuí, Sudeste do Brasil / Mariana de Souza Carvalho. – 2015.  
133 f. : il.

Orientadora: Nely Palermo.  
Coorientador: Claudio Gerheim Porto.  
Dissertação (Mestrado) – Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Faculdade de Geologia.

1. Geologia – Teses. 2. Geologia estratigráfica - Sete Lagoas (MG) - Teses. 3. Jazida – Teses. 4. Sedimentação e depósitos - Teses. 4. Mineralogia – Teses. I. Palermo, Nely. II. Porto, Claudio Gerheim. III. Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Faculdade de Geologia. IV. Título.

CDU: 551(815.1)

Bibliotecária Responsável: Priscila Freitas Araujo/ CRB-7: 7322

Autorizo, apenas para fins acadêmicos e científicos, a reprodução total ou parcial desta dissertação, desde que citada a fonte.

---

Assinatura

Data

Mariana de Souza Carvalho

**Caracterização do processo de enriquecimento dos fosforitos da jazida de  
Campos Belos, base da formação Sete Lagoas, grupo Bambuí**

Dissertação apresentada, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre, ao Programa de Pós-Graduação em Geociências, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração: Tectônica, Petrologia e Recursos Minerais.

Aprovada em 27 de agosto de 2015.

Orientadora: Prof.<sup>a</sup> Dra. Nely Palermo  
Faculdade de Geologia - UERJ

Banca Examinadora: \_\_\_\_\_

Prof. Dr. Sergio Bergamaschi  
Faculdade de Geologia-UERJ

\_\_\_\_\_  
Prof. Dr. Claudio Gerheim Porto  
Universidade Federal do Rio de Janeiro - UFRJ

\_\_\_\_\_  
Prof. Dr. Eric E. Hiatt  
University of Wisconsin – USA

Rio de Janeiro

2015

## AGRADECIMENTOS

Sozinhos não somos nada. E assim foi concebida e desenvolvida essa dissertação, com a ajuda de muita gente.

Ao Claudio Porto, pelo voto de confiança, me dando a oportunidade de trabalhar nesse projeto. Os ensinamentos e a disponibilidade de viajar só pra me ajudar, foi incrível!

A Nely Palermo em ter aceitado a orientação. Obrigada pelos “nortes”, dicas sensatas, paciência e vibrações.

Ao Peir Pufahl, também pelo voto de confiança. Suas técnicas de trabalho, os seminários, foram ferramentas fantásticas para meu aprendizado. A ele e a sua família, obrigada por me receber em sua casa e pelo apoio, me proporcionando memórias inesquecíveis da experiência no Canadá.

A MbAC Fertilizantes por todo apoio logístico e disponibilidade dos dados técnicos. Em especial ao Marcos Tedesco, obrigada pelo entusiasmo de sempre ao chegar no Projeto, pelo interesse e estímulo na pesquisa, pelos ensinamentos e boas conversas.

A Universidade do Estado do Rio de Janeiro, seus técnicos e professores.

A Bruna Bittencourt, que foi a responsável pelo início de tudo.

A Tatiana Dias, que cruzou minha vida para trazer o que veio a ser uma das experiências mais incríveis que já vivi.

Ao amigo Leandro Silva, pelas muitas conversas e dicas, profissionais, filosóficas, científicas...

Ao Justin Drummond, excelente geólogo e pesquisador, que muito me ensinou sobre a estratigrafia da área, compartilhou informações, sempre disponível com incrível boa vontade!

Aos amigos Gustavo Couto, Felipe Corrales, Guilherme Veloso, Davi Carvalho, Vinicius Guimarães e Marcela Lobato, pelas palavras de motivação, artigos indicados e conversas descontraídas.

Aos colegas canadenses que marcaram a minha passagem por Wolfville, em especial, Renee Deslile, Laura Anne, Kristha Kroeninger, Lisa Slaman, Steve

Kramar, Dewey Dunnington e Curtis Thorpe, que deixaram sua contribuição, cada um da sua maneira, seja ela científica, musical ou emocional.

E como alicerce de tudo, agradeço aos meus pais, apoiando e vibrando sempre.

À todos que de alguma forma participaram e ajudaram, materialmente ou energeticamente, muito obrigada!

## RESUMO

CARVALHO, Mariana de Souza. **Caracterização do processo de enriquecimento dos fosforitos da jazida de Campos Belos, base da formação Sete Lagoas, grupo Bambuí**. 2015. 133 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2015.

A jazida de fosfato da região de Campos Belos está hospedada na base da Formação Sete Lagoas, na porção noroeste do Cráton São Francisco. É composta por uma intercalação de carbonatos, siltitos e brechas intraformacionais sinsedimentares dominados por ambiente de perimaré. Apesar da reconhecida origem sedimentar, há de se considerar na jazida em estudo os efeitos de remobilizações posteriores associadas ao metamorfismo/tectonismo, influência de fluidos hidrotermais e/ou intemperismo que reconcentraram o minério de forma econômica. A fosfogênese ocorre através da precipitação e saturação da francolita nos interstícios do sedimento através da contribuição de atividade microbiana, sugerido por laminações microbiais nos siltitos. Partículas de óxido e hidróxido de ferro que possuem íons fosfáticos adsorvidos também teriam contribuído para a liberação dos íons e precipitação da francolita através do bombeamento redutor do ferro em zona anóxica do sedimento. Os fosforitos na jazida estão representados principalmente pelas brechas sinsedimentares intraformacionais, monomíticas, com clastos centimétricos de siltito e teor médio de 24% de  $P_2O_5$ . Correspondem a momentos de alta energia no ambiente, retrabalhando os sedimentos e coalescendo os grãos de francolita. Brechas tectônicas foram observadas cortando todas os litotipos. São polimíticas, clastos milimétricos, também com teor médio acima de 20% de  $P_2O_5$ . O mineral de minério é a hidroxiapatita, representando a alteração da francolita. Ocorre nos fosforitos como uma massa irregular, a qual, no MEV, observa-se recobrando 70% da lâmina. Sugere-se que essa concentração seja resultado da remobilização do fosfato primário através de fluidos hidrotermais, reprecipitando em poros da rocha. A paragênese com quartzo é uma constante. No entanto, não é possível precisar temporalmente se a sílica ocorre no mesmo pulso hidrotermal que a hidroxiapatita. A associação da massa de hidroxiapatita e quartzo com porções argilosas e cavidades sugere que houve a desestabilização dos argilominerais com a substituição pela hidroxiapatita e quartzo. A wavelita estaria representando um evento hidrotermal tardio, originada de proporções de  $HPO_4^{-3}$  das fácies insaturadas em hidroxiapatita remanescentes. Ocorre preenchendo fraturas e poros da rochas associada a dickita, polimorfo da caulinita de alta temperatura. Dados de isótopos de C e O nos carbonatos foram plotados conforme assinatura de soterramento e hidrotermalismo, confirmando a evolução diagenética sofrida pelas rochas da sequência fosfática. Um segundo grupo de dados sugere que a dolomitização com cristais finos em zona de mistura marinho-meteorico tenha guardado assinatura isotópica original da água no Pré-Cambriano.

Palavras-chave: fosforito; formação Sete Lagoas; brechas sedimentares; hidroxiapatita.

## ABSTRACT

CARVALHO, Mariana de Souza. **Characterization of the enrichment process in the Campos Belos's phosphorite, Sete Lagoas Formation, Bambui Group.** 2015. 133 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2015.

The Campos Belos's phosphorite is hosted in the Sete Lagoas Formation northwest portion of the São Francisco Craton. It consists of a siliciclastic and carbonate succession with synsedimentary intraclastic breccias and tectonic breccias that were deposited in a peritidal environment. Deposition in the Sete Lagoas Formation is interpreted as a post-glacial transgression which flooded the São Francisco Craton during the Neoproterozoic. Phosphorite is a marine sedimentary rock which, by definition, contains a minimum of 18%  $P_2O_5$ . Despite the recognized sedimentary origin, later remobilization of phosphate linked with metamorphic/tectonic events that drive hydrothermal fluids formed the economic phosphorite. In the study area phosphorite is found mainly in synsedimentary and tectonic breccias with up to 24%  $P_2O_5$ . These breccias occur in all lithofacies, and represent high-energy events such as hurricanes that impacted the platform. These events reworked the previously deposited sediment, and also help to concentrate francolite grains. Hydroxyapatite is the ore mineral and represents the alteration of the original sedimentary francolite. It occurs as an irregular mass under SEM, and can make up as much as 70% of the rock matrix. It is suggested that this concentration is a result of remobilization of P from primary facies by hydrothermal fluids and precipitation in the pores of the rock. The paragenetic association with quartz is very common. The relationship between hydroxyapatite, quartz, clay minerals, and vugs suggests that there was a destabilization of clay minerals followed by a hydroxyapatite and quartz precipitation event. Although there are some features that suggest quartz is replacing hydroxyapatite, it is not possible to define exactly the timing of this relationship. Wavelite represents a late hydrothermal event in the  $HPO_4^{-3}$  unsaturated facies. It occurs as fracture filling cements and in vugs with dickite along the wall of the pores. Carbon and oxygen isotope data from carbonates represent burial and hydrothermal conditions, and reflect the diagenetic evolution of the Sete Logoas Formation.

Keywords: phosphorite; Sete Lagoas formation; synsedimentary breccias; hydroxyapatite.

## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1	Mapa de localização.....	15
Figura 2	Mapa dos locais estudados.....	18
Tabela 1	Amostras coletadas e métodos correspondentes.....	22
Figura 3	Processo de fosfogênese.....	27
Figura 4	Ambientes deposicionais favoráveis a fosfogênese.....	28
Figura 5	Distribuição temporal do fosforito.....	30
Tabela 2	Possibilidade de substituições na estrutura da francolita.....	31
Figura 6	Mapa do Cráton São Francisco.....	34
Figura 7	Coluna estratigráfica do Grupo Bambuí.....	38
Figura 8	Mapa das mineralizações fosfáticas do Cráton São Francisco.....	41
Figura 9	Mapa Geológico do depósito de Cedro do Abaeté.....	44
Figura 10	Mapa geológico de depósito de Rocinha.....	47
Figura 11	Mapa geológico do depósito fosfático de Irecê-BA.....	49
Figura 12	Mapa geológico da área de estudo.....	51
Figura 13	Biotita-granito da Suite Aurumina.....	52
Figura 14	Torre de dolomito com aspecto ruiforme.....	53
Figura 15	Dobras suaves na frente de lavra Coité.....	54
Figura 16	Veios de quartzo (345/83) discordantes.....	55
Figura 17	Curva relativa do nível do mar.....	57
Figura 18	Sequência estratigráfica da Formação Sete Lagoas no depósito fosfático de Campos Belos.....	58
Figura 19	Siltito com laminação microbiana.....	61
Figura 20	Afloramento de siltito com laminação microbiana.....	61
Figura 21	Siltito arenoso rico em muscovita.....	62
Figura 22	Afloramento de siltito arenoso rico em muscovita.....	63
Figura 23	Intercalação rítmica de siltitos.....	64
Figura 24	Afloramento de brecha sinsedimentar intraformacional.....	66
Figura 25	Brecha sinsedimentar intraformacional.....	66

Figura 26	Brecha tectônica.....	67
Figura 27	Zona discordante de brecha tectônica.....	67
Figura 28	Calcário com lâminas de argila.....	69
Figura 29	Calcário com intraclastos de siltito.....	69
Figura 30	Fotomicrografia da matriz do siltito arenoso.....	73
Figura 31	Fotomicrografia da matriz do siltito argiloso.....	73
Figura 32	Fotomicrografia da matriz do siltito microbial.....	74
Figura 33	Fotomicrografia do siltito arenoso em estágio avançado de diagênese..	75
Figura 34	Fotomicrografia do siltito com microfratura preenchida por quartzo.....	76
Figura 35	Fotomicrografia do siltito com cavidade não tabular.....	77
Figura 36	Fotomicrografia de MEV da amostra MSC-014 de fosforito.....	79
Figura 37	Espectrogramas analisado da amostra MSC-014.....	80
Figura 38	Fotomicrografia de MEV da amostra MSC-023 de siltito microbial.....	81
Figura 39	Espectrogramas analisado da amostra MSC-023.....	82
Figura 40	Fotomicrografia de MEV do grão de hidroxiapatita com espectro associado. ....	83
Figura 41	Fotomicrografia de MEV da amostra MSC-017 de siltito fosfatado.....	84
Figura 42	Fotomicrografia de MEV de amostra MSC-017 de siltito fosfatado.....	85
Figura 43	Fotomicrografia de MEV de grãos de pirita com espectro associado....	86
Figura 44	Fotomicrografia da matriz da brecha intraformacional sinsedimentar...	88
Figura 45	Fotomicrografia da matriz da brecha tectônica polimítica.....	89
Figura 46	Fotomicrografia de fratura em brecha tectônica.....	89
Figura 47	Fotomicrografia da porosidade em brecha sinsedimentar intraformacional.....	90
Figura 48	Fotomicrografia de grão de quartzo detrital.....	90
Figura 49	Fotomicrografia de wavelita em brecha sinsedimentar intraformacional.....	91
Figura 50	Fotomicrografia de MEV da amostra MSC-021.....	92
Figura 51	Espectrogramas analisados da amostra MSC-021.....	93
Figura 52	Fotomicrografia de MEV de clasto na brecha sinsedimentar intraformacional.....	94
Figura 53	Fotomicrografia de MEV da amostra MSC-018 de brecha tectônica.....	95



Figura 54	Fotomicrografias da brecha tectônica.....	95
Figura 55	Fotomicrografia de MEV com processo de dolomitização.....	97
Figura 56	Fotomicrografia de MEV de preenchimento da fratura.....	98
Figura 57	Fotomicrografia da matriz micrítica.....	102
Figura 58	Fotomicrografia do processo de dolomitização da matriz.....	103
Figura 59	Fotomicrografia da cimentação de calcita blocosa.....	104
Figura 60	Fotomicrografia da dolomita barroca zonada e baixa luminescência.....	107
Figura 61	Fotomicrografia de dolomita barroca não zonada e alta luminescência.	108
Figura 62	Fotomicrografia de dolomita barroca e filmes de dissolução.....	109
Figura 63	Fotomicrografia de filme de dissolução.....	109
Figura 64	Fotomicrografia da silicificação associada a dolomita barroca.....	110
Tabela 3	Tabela de sucessão mineral.....	114
Figura 65	Gráfico de dispersão $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} \times \delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ em dolomitos.....	116
Figura 66	Composição isotópica das rochas do “Grupo 1”.....	118
Figura 67	Calibração possível para a variação de $\delta^{13}\text{C}$ , durante o Neoproterozoico.....	120
Figura 68	Gráfico de dispersão $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} \times \delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ de dados compilados.....	121

## SUMÁRIO

	<b>INTRODUÇÃO.....</b>	13
1	<b>OBJETIVO E METODOLOGIA.....</b>	14
1.1	<b>Objetivo.....</b>	14
1.2	<b>Localização da área de acesso.....</b>	14
1.3	<b>Materiais e métodos.....</b>	16
1.3.1	<u>Trabalho de campo.....</u>	16
1.3.2	<u>Petrografia.....</u>	19
1.3.3	<u>Microscópio eletrônico de varredura com sistema EDS.....</u>	19
1.3.4	<u>Catodoluminescência.....</u>	20
1.3.5	<u>Análises isotópicas de carbono e oxigênio.....</u>	20
2	<b>FOSFORITO SEDIMENTAR – ESTADO DA ARTE.....</b>	24
2.1	<b>Ciclo do fósforo .....</b>	24
2.2	<b>Fosforito e fosfogênese .....</b>	25
2.3	<b>Distribuição temporal dos fosforitos.....</b>	29
2.4	<b>Geoquímica do fosforito.....</b>	31
3	<b>CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL E MINERALIZAÇÕES FOSFÁTICAS ASSOCIADAS.....</b>	33
3.1	<b>Introdução.....</b>	33
3.2	<b>Grupo Bambuí .....</b>	35
3.2.1	<u>Formação Sete Lagoas.....</u>	36
3.3	<b>Arcabouço Tectônico Regional.....</b>	39
3.4	<b>Mineralizações fosfáticas no Cráton São Francisco.....</b>	40
3.4.1	<u>Introdução.....</u>	40
3.4.2	<u>Depósitos fosfáticos do oeste de Goiás.....</u>	42
3.4.3	<u>Depósito fosfático de Cedro do Abaeté – MG.....</u>	43
3.4.4	<u>Depósito fosfático Rocinha-Lagamar – MG.....</u>	45
3.4.5	<u>Depósito fosfático de Irecê.....</u>	48
4	<b>GEOLOGIA DA MINA DE CAMPOS BELOS.....</b>	50
4.1	<b>Aspectos geológicos nos arredores da mina.....</b>	50
4.2	<b>Litoestratigrafia da mina.....</b>	55
4.2.1	<u>Siltitos.....</u>	60

4.2.2	<u>Brechas sinsedimentares intraformacionais</u> .....	64
4.2.3	<u>Calcário</u> .....	68
5	<b>CARACTERIZAÇÃO DA MINERALIZAÇÃO</b> .....	71
5.1	<b>Litofáceis siltito</b> .....	72
5.2	<b>Litofáceis brecha</b> .....	87
5.3	<b>Litofáceis carbonatos</b> .....	100
5.4	<b>Sucessão mineral</b> .....	111
6	<b>ISÓTOPOS DE CARBONO E OXIGÊNIO</b> .....	115
	<b>CONSIDERAÇÕES FINAIS</b> .....	122
	<b>REFERÊNCIAS</b> .....	128

## INTRODUÇÃO

O fósforo é um elemento indispensável à vida. É essencial na fotossíntese, na transferência da informação genética, no metabolismo de açúcares, na construção de estruturas esqueléticas, entre outras, sendo por esse motivo considerado um elemento bioessencial (JARVIS *et al.*, 1994; PUFAHL 2010). Com um país essencialmente agrícola e uma população em expansão, tem-se feito uso extensivo de fertilizantes buscando aumentar a eficiência da produção. Essa demanda tem fomentado o estudo e a exploração por novos depósitos de fosfato. Assim, torna-se importante avançar os conhecimentos científicos sobre os processos mineralizantes de fosfato a fim de se criar modelos exploratórios para áreas geologicamente favoráveis.

Depósitos econômicos de fosfato podem ser de origem ígnea ou sedimentar. No Brasil, mais de 80% das jazidas são de origem ígnea, localizadas principalmente em Minas Gerais, Goiás e São Paulo. Enquanto que no mundo esse percentual está em torno de 17%, ficando para o fosfato sedimentar a grande maioria das jazidas (DNPM – Balanço Mineral Brasileiro 2001). Os biogénéticos, oriundos de dejetos de aves, não são significativos economicamente. Fosforito é uma rocha sedimentar de origem marinha rica em fósforo, que por definição deve conter mais que 18% de  $P_2O_5$  (SLANSKY, 1979 apud JARVIS *et al.*, 1994).

O depósito fosfático alvo desse trabalho está no contexto de sedimentação do Grupo Bambuí, porção noroeste do Cráton São Francisco, margeando a leste a Faixa de Dobramentos Brasília. Está associado a siltitos e brechas capeados por dolomitos estromatolíticos. Situado em Campos Belos (GO), ele vem sendo lavrado pela empresa MbAC Fertilizantes. Entre reservas medidas e indicadas o depósito está avaliado em 79 milhões de toneladas com teor médio de 4,94% de  $P_2O_5$ , ultrapassando os 90 Mt com as reservas inferidas ([www.mbacfert.com](http://www.mbacfert.com) - NI-43-101).

A presente pesquisa contou com o apoio da empresa MbAC Fertilizantes quanto a liberação de dados técnicos, acesso às frentes de lavra além de toda logística e infraestrutura aos trabalhos de campo. Parte da etapa de laboratório foi desenvolvida na Acadia University - Canadá, com apoio da bolsa ELAP (*Emerging Leaders in the Americas Program*).

## **1 OBJETIVO E METODOLOGIA**

### **1.1 Objetivo**

O objetivo principal desse trabalho é contribuir na discussão da gênese do fosforito da jazida de Campos Belos, norte de Goiás, e num sentido mais amplo, contribuir para a discussão da metalogênese das rochas fosfatadas do Grupo Bambuí.

Apesar da reconhecida origem sedimentar do depósito, há, nesse caso, de se considerar os efeitos de remobilizações posteriores associadas ao metamorfismo/tectonismo, influência de fluidos hidrotermais e/ou intemperismo, pois justamente estes processos podem ter sido os responsáveis pela formação do fosforito com concentrações econômicas. Conhecer os processos geológicos do enriquecimento do minério poderá contribuir na previsão de ocorrências em outros locais de potencial interesse econômico.

Nesse sentido serão discutidas as feições pós-deposicionais com base nas análises texturais e mineralo-químico micro e macroscópicas. Tais análises irão contribuir para o conhecimento das propriedades do minério e assim definir rotas de processamento adequadas.

### **1.2 Localização da área de estudo**

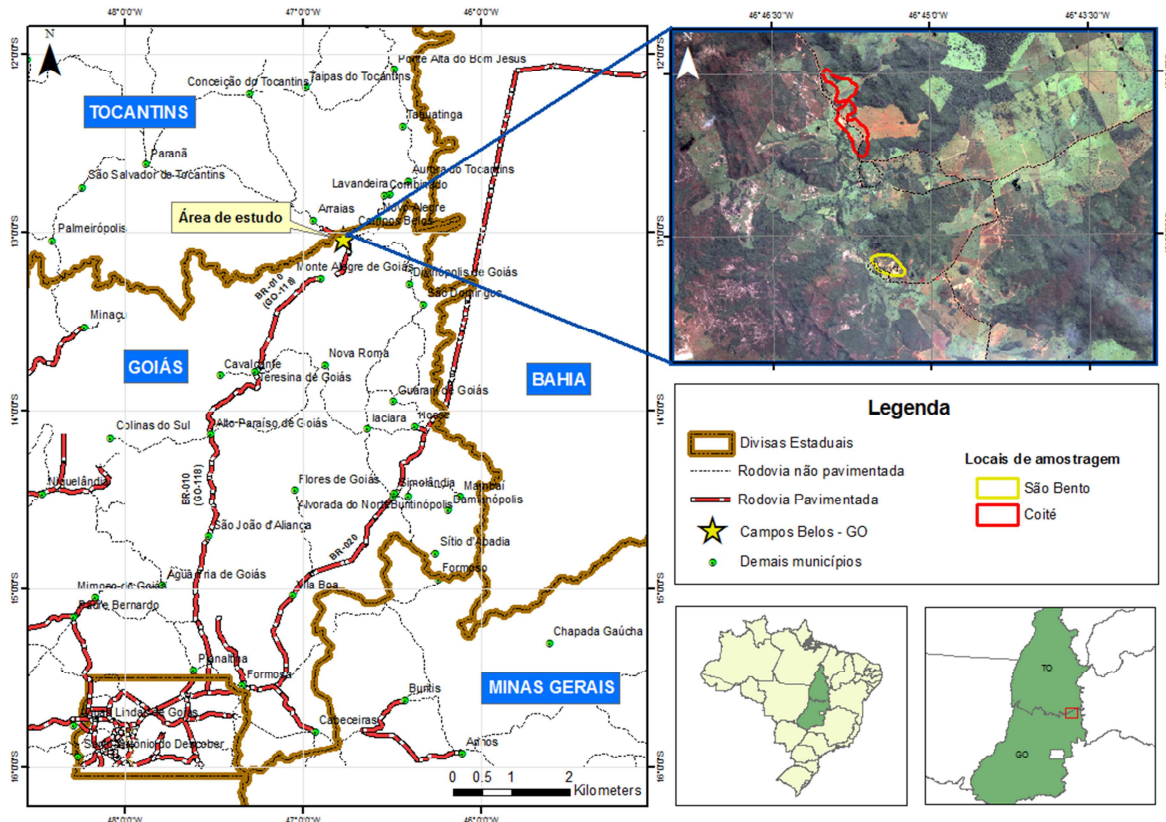
A área de pesquisa está situada no nordeste Goiano no município de Campos Belos, a poucos quilômetros da divisa com o município de Arraias, esse no Tocantins. Dista aproximadamente 400km de Brasília (Figura 1).

O acesso à área é realizado, a partir de Brasília-DF, através da BR-020 até o trevo no km 30 que liga a GO-118. Segue-se então pela GO-118, sentido Palmas, até o município de Campos Belos. A partir de Campos Belos, segue-se pela GO-452

sentido Novo Alegre. Aproximadamente 4km após o perímetro urbano de Campos Belos prossegue-se a esquerda em estrada não pavimentada.

Os trabalhos de campo se concentraram nas frentes de lavra operadas pela empresa MbAC Fertilizantes denominadas de São Bento e Coité. Para se chegar à frente de lavra São Bento, a partir da rodovia GO-452, segue-se por 18km até o povoado de mesmo nome. Após o povoado prossegue-se a esquerda, e então, as cavas que se dividem em *Pit 1* e *Pit 2*, estarão a poucos metros a direita, nas coordenadas UTMN 8569824 / UTME 309535 para o *Pit 1*, e UTMN 8569935 / UTME 309195 para o *Pit 2*. Já para as frentes de lavra Coité, após o povoado São Bento deve-se prosseguir a direita por 5km. Este alvo se divide em *Pit 1*, *Pit 2* e *Pit 3*, que estarão nas coordenadas UTMN 8572159 / UTME 308836; UTMN 8572475 / UTME 308574; UTMN 8573019 / UTME 308493, respectivamente (Datum SAD69 Zona 23S).

Figura 1 – Mapa de localização



Legenda: Localização da área de estudo, na cidade de Campos Belos-GO, com acessos a partir de Brasília-DF.

Fonte: A autora, 2015.

### 1.3 Materiais e Métodos

A metodologia aplicada está baseada na combinação de observações de campo e técnicas analíticas que envolveram laboratórios na Faculdade de Geologia da Universidade do Estado do Rio de Janeiro (FGEL/UERJ) bem como na Acadia University/Canadá.

#### 1.3.1 Trabalho de campo

A etapa inicial de campo, com duração de 20 dias, teve como objetivo caracterizar os litotipos mineralizados, a morfologia dos corpos, suas relações com os demais litotipos não mineralizados e associação de fácies.

Foram visitados alguns afloramentos na região, no entanto, a escassez dos mesmos e o grau de intemperismo fizeram optar pelas frentes de lavra operadas pela MbAC Fertilizantes, denominadas de São Bento (o qual possui 2 pits) e Coité (o qual possui 3 pits), além de testemunhos de sondagem.

Através do conhecimento adquirido durante os 2 anos de trabalho na região, na própria empresa MbAC Fertilizantes setor Exploração, tornou-se possível identificar macroscopicamente as rochas com possíveis teores anômalos em  $P_2O_5$  ( $>18\%$  de  $P_2O_5$ ), aqui denominadas de fosforitos, facilitando a amostragem.

Uma vez que o objeto de estudo são os fosforitos, a amostragem concentrou-se, num primeiro momento, em tais litotipos. No entanto, litotipos não enriquecidos também foram coletados para efeito de comparação textural e paragêneses, os quais nesse trabalho serão chamados de rochas fosfatadas.

A fim de confirmar a seleção dos fosforitos, as amostras foram submetidas a análise por colorimetria no laboratório de análises químicas da MbAC Fertilizantes (certificação nº TO-56594-6), visando extrair seu teor de  $P_2O_5$ . Esse método fundamenta-se no ataque químico fortemente ácido e a quente da amostra. Em seguida procede-se à formação de um complexo, de cor amarela, entre fosfato e o reagente meta-vanadato de amônio, cuja absorvância é medida no

espectrofotômetro em comprimento de onda 440nm e convertida para porcentagem de  $P_2O_5$  em fórmula apropriada.

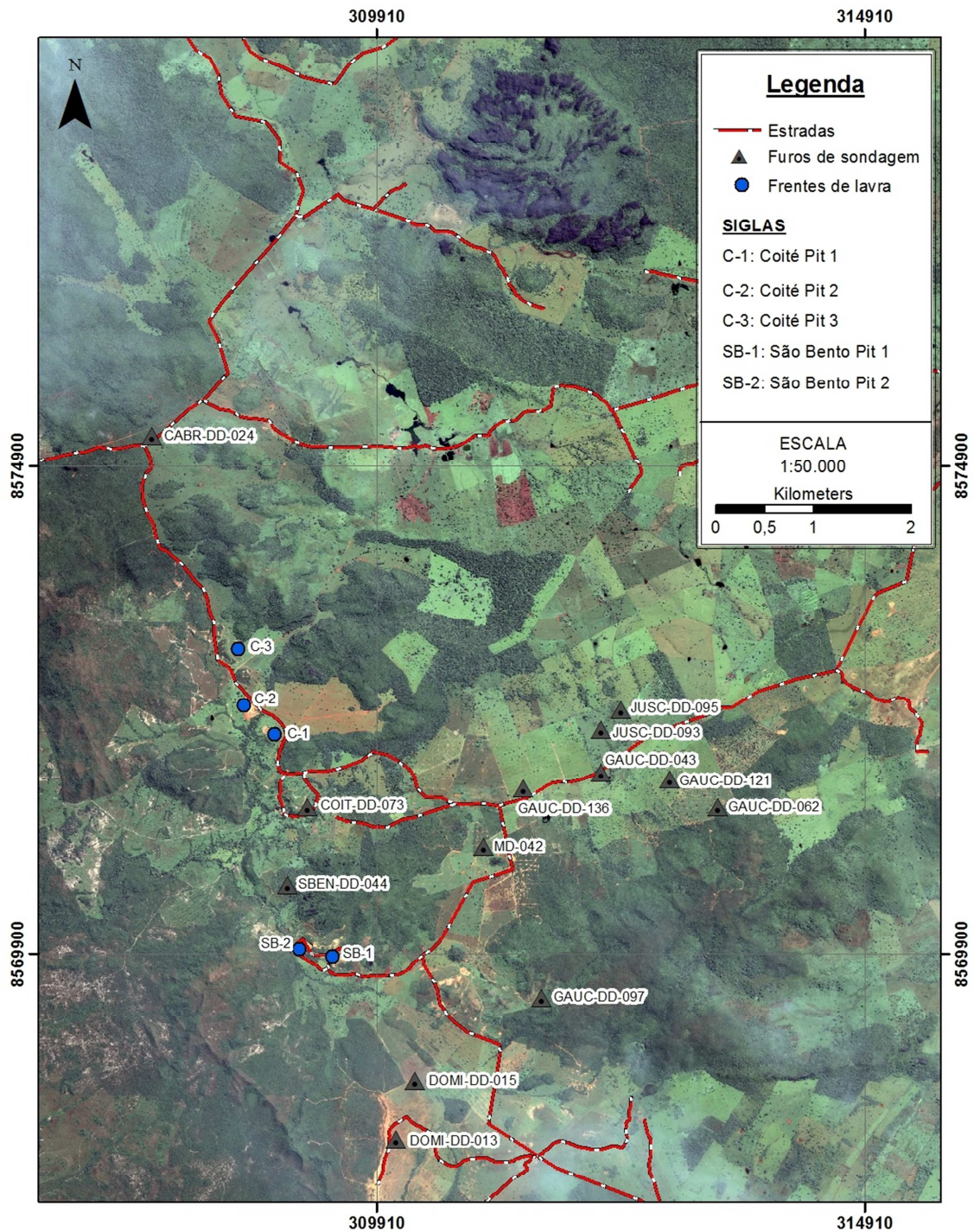
Foram coletadas onze amostras de fosforito (>18,00% de  $P_2O_5$ ) e nove amostras de rocha fosfática não enriquecida (entre 6,00% e 14,00% de  $P_2O_5$ ).

Na segunda etapa de campo objetivou-se a descrição e amostragem dos carbonatos. Tais litotipos, apesar de não mineralizados, fazem parte da estratigrafia dos fosforitos da região, intercalando-se com as rochas fosfáticas bem como na base e no topo da sequência. Pela sua natureza de precipitação diretamente na água do mar, os carbonatos guardam importantes informações paleo-ambientais, as quais serão interpretadas através dos isótopos estáveis de Carbono e Oxigênio. Foram então coletadas trinta e quatro amostras de calcários e dolomitos oriundos principalmente dos diferentes furos de sondagem realizados pela empresa MbAC Fertilizantes em etapa de exploração.

A localização das cavas estudadas, São Bento e Coité, bem como os furos de sondagem utilizados para a amostragem dos carbonatos está apresentados na figura 2.



Figura 2 – Mapa dos locais estudados.



Legenda: Mapa com indicação das frentes de lavras estudadas (C-1, C-2 e C-3: Coité; SB-1 e SB-2: São Bento), bem como a localização dos furos de sondagem estudados (representado pelos triângulos).

Fonte: Disponível em <https://www.google.com.br/earth/>. Acesso em 15/11/2014.

### 1.3.2 Petrografia

Para todas as amostras coletadas (Tabela 1) foram confeccionadas lâminas polidas no Laboratório de Laminação do Departamento de Geologia da Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ), e então analisadas em microscópio de luz transmitida e refletida no laboratório de Microscopia da Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ), totalizando 54 lâminas petrográficas.

A determinação da abundância dos minerais foi feita por análise modal semiquantitativa, por visada, considerando como raras as ocorrências menores que 5%, incomum entre 5-25%, comum as ocorrências entre 25-50% e abundante as maiores que 50%.

### 1.3.3 Microscópio Eletrônico de Varredura com Sistema EDS

Sete lâminas polidas de siltito e brecha (Tabela 1) foram selecionadas para análise através do Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) acoplado com microanálise pontual por dispersão de energia (EDS).

Em função da granulometria extremamente fina das rochas, a microscopia eletrônica de varredura foi empregada para caracterizar a composição e relação textural dos minerais de minério.

A Microscopia Eletrônica de Varredura permite aumentos muito superior ao da microscopia ótica, sendo então uma técnica adequada para análises detalhadas. Um feixe fino de elétrons de alta energia incide sobre a amostra e o resultado dessa interação será refletida por meio de diferentes radiações (elétrons secundários, elétrons retroespalhados, raio-X, fótons etc) que então será lida através de detectores específicos, os quais fornecerão informações características sobre a amostra (morfologia e topografia da superfície, composição, cristalografia).

As lâminas polidas foram analisadas por detector de elétrons retroespalhados (*Backscatter electrons detector*) o qual permite a identificação composicional que é visualizada em diferentes tons de cinza. Tons mais claros

apresentam maior peso atômico médio e os mais escuros, menor peso atômico médio.

As lâminas foram previamente recobertas com um filme de carbono e analisadas na Acadia University/Canadá, em equipamento JEOL JSM-5900 LV com um sistema EDS Princeton Gamm-Tech IMIX-PC.

#### 1.3.4 Catodoluminescência

Nove amostras de carbonato e duas de siltito foram submetidas a esse método (Tabela 1). Catodoluminescência é a luz emitida pelo material bombardeado por um feixe de elétrons tal como no microscópio eletrônico por varredura.

Os minerais carbonáticos são particularmente mais propensos à luminescência. Os íons mais importantes em afetar a intensidade da luminescência nos carbonatos são o  $Mn^{+2}$  e o  $Fe^{+2}$  (HIATT AND PUFAHL, 2014). Portanto, as variedades na intensidade da luminescência normalmente refletem a variação da razão  $Mn^{+2}/Fe^{+2}$  nos cristais. Esse método permite o entendimento das relações diagenéticas entre os grãos, matriz, cimento, evolução da porosidade e reações de substituição (HIATT AND PUFAHL, 2014).

Nas amostras de siltito observadas o resultado não foi satisfatório, apresentando pouca luminescência. Dessa forma, não foi dada continuidade na análise dos siltitos. Por outro lado, os carbonatos puderam ser observados com detalhes.

Para esse método foi utilizado o microscópio Nikon eclipse E400-POL equipado com o sistema Reliotron III da Acadia University/Canadá.

#### 1.3.5 Análises isotópicas de Carbono e Oxigênio

Uma vez que níveis carbonáticos fazem parte da estratigrafia dos fosforitos da região; e a quimioestratigrafia isotópica de C e O oferece parâmetros a respeito das

condições ambientais à época de sedimentação, buscou-se analisar isotopicamente os carbonatos a fim de detectar assinaturas genéticas paleoambientais que então ajudariam no entendimento da evolução da sequência fosfática.

Os carbonatos foram identificados e classificados inicialmente através do seu nível estratigráfico. Os carbonatos da base apresentam-se mais deformados enquanto que os carbonatos do topo são maciços, sem estruturação marcante. Os carbonatos intermediários, intercalados na sequência fosfática, possuem coloração branca a rosa, são friáveis, com níveis de argila milimétricos. Dessa forma, foi possível distinguir macroscopicamente os três níveis.

Foram analisadas trinta e quatro amostras de carbonato (Tabela 1), sendo nove da base, dez do topo e quinze do nível intermediário. A preparação das amostras se deu no Laboratório Geológico de Preparação de Amostras (LGPA/FGEL) da Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ) e contou com a pulverização em grau e pistilo de ágata até 80 mesh.

As análises foram realizadas gentilmente pelo Laboratório de Estratigrafia Química e Geoquímica Orgânica (LGQM) da UERJ utilizando-se o equipamento Kiel IV Carbonate Device. O CO<sub>2</sub> é extraído das amostras através de um ataque com ácido fosfórico (H<sub>3</sub>PO<sub>4</sub>) a um fluxo de He aquecido a 72°C. Em seguida são retiradas as impurezas do gás através de dois *traps de* 160°C. O CO<sub>2</sub> é quantificado através do Espectrômetro de Massa Delta V Plus acoplado, o qual trabalha com uma fonte de íons. A aquisição dos dados é feita pelo software Isodat. Os resultados obtidos são reportados com a notação relativa em  $\delta$  para o padrão de referência Pee Dee Belemnite (V-PDB) com a seguinte definição:

$$\delta = [(R_{amostra}/R_{padr\tilde{a}o}) - 1] \times 1000;$$

onde  $R$  representa  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  ou  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ .

Segue abaixo, tabela com as amostras coletadas e os métodos analíticos utilizados.

Tabela 1 – Amostras coletadas e métodos correspondentes (Continua)

Amostra	Classificação	Local de coleta	Petrografia	MEV	Catodo-luminescência	Isótopos de C e O
MSC-001	Fosforito	SB-1	x			
MSC-003	Fosforito	SB-1	x			
MSC-004A	Siltito fosfatado	Afloramento	x			
MSC-004B	Fosforito	Afloramento	x			
MSC-005	Fosforito	Afloramento	x			
MSC-008	Siltito fosfatado	Afloramento	x			
MSC-009	Fosforito	C-2	x			
MSC-010	Fosforito	C-2	x			
MSC-011	Brecha fosfatada	SB-2	x	X		
MSC-013	Siltito fosfatado	SB-2	x			
MSC-014	Fosforito	C-3	x	X		
MSC-015	Siltito fosfatado	C-3	x			
MSC-016	Siltito fosfatado	C-3	x			
MSC-017	Siltito fosfatado	CD-001	x	X		
MSC-018	Fosforito	C-3	x	X		
MSC-019	Fosforito	C-1	x			
MSC-021	Fosforito	C-3	x	X		
MSC-023	Siltito fosfatado	C-3	x	X		
MSC-024	Brecha fosfatada	C-3	x			
MSC-026	Fosforito	Afloramento	x	X		
MSC-007	Carbonato	Afloramento	x			x
MSC-033	Carbonato	MD-042	x			x
MSC-037	Carbonato	MD-042	x			x
MSC-038	Carbonato	MD-042	x		x	x
MSC-040	Carbonato	MD-042	x			x
MSC-043	Carbonato	MD-042	x			x
MSC-051	Carbonato	MD-042	x			x
MSC-053	Carbonato	COIT-DD-073	x			x
MSC-054	Carbonato	COIT-DD-073	x		x	x

MSC-056	Carbonato	SBEN-DD-044	x			x
MSC-057	Carbonato	SBEN-DD-044	x			x
MSC-061	Carbonato	CABR-DD-024	x		x	x
MSC-063	Carbonato	CABR-DD-024	x		x	x
MSC-064	Carbonato	JUSC-DD-093	x			x
MSC-066	Carbonato	JUSC-DD-093	x			x
MSC-067	Carbonato	GAUC-DD-097	x			x
MSC-070	Carbonato	GAUC-DD-097	x			x
MSC-071	Carbonato	GAUC-DD-097	x			x
MSC-075	Carbonato	GAUC-DD-062	x		x	x
MSC-076	Carbonato	GAUC-DD-062	x			x
MSC-078	Carbonato	DOMI-DD-015	x			x
MSC-079	Carbonato	DOMI-DD-013	x		x	x
MSC-082	Carbonato	GAUC-DD-121	x			x
MSC-083	Carbonato	GAUC-DD-136	x			x
MSC-087	Carbonato	GAUC-DD-136	x		x	x
MSC-089	Carbonato	GAUC-DD-136	x			x
MSC-090	Carbonato	GAUC-DD-136	x			x
MSC-093	Carbonato	GAUC-DD-136	x			x
MSC-097	Carbonato	JUSC-DD-095	x			x
MSC-099	Carbonato	GAUC-DD-043	x			x
MSC-100	Carbonato	C-3	x			x
MSC-118	Carbonato	C-3	x			x
MSC-120	Carbonato	C-3	x		x	x
MSC-122	Carbonato	C-3	x		x	x

Legenda: Abreviações: SB-1 = São Bento Pit 1; SB-2 = São Bento Pit 2; C-1 = Coité Pit 1; C-2 = Coité Pit 2; C-3 = Coité Pit 3. CD, COIT, JUSC, SBEN, CABR, DOMI, MD, GAUC-DD-XX – Furos de sondagem diamantados.

Fonte: A autora, 2015.

## 2 FOSFORITO SEDIMENTAR – ESTADO DA ARTE

Fósforo é um elemento bioessencial, pois funciona como nutriente para a produtividade primária, sendo também de fundamental importância na estrutura do nosso DNA, na fotossíntese e em diferentes sistemas esqueléticos. A dinâmica do seu ciclo na natureza e a ocorrência de eventos fosfogênicos estão intimamente relacionados com a evolução biológica, oceanográfica, mudanças climáticas e processos tectônicos.

### 2.1 Ciclo do Fósforo

O fato do fósforo não ter uma fase gasosa estável na atmosfera faz sua disponibilidade se tornar limitada, pois necessita de um meio, principalmente aquoso, para que seja transportado.

O fosfato é liberado das rochas e solos pelo intemperismo químico, bioquímico e mecânico e então transportado por rios e vento até os oceanos. Nesse transporte ele é lixiviado principalmente na forma particulada (95%), dos quais 60% se dá na forma inorgânica, ocorrendo em sua maioria em grãos detritais de apatita (COMPTON *et al.*, 2000). Essa fração não participa do ciclo biogênico do fósforo, uma vez que não pode ser absorvido pelos organismos. O fosfato particulado inorgânico pode ocorrer também adsorvido na superfície das partículas de óxido e hidróxido de ferro-manganês (PALMER, 1985; apud COMPTON *et al.*, 2000). Nesse caso ele já é considerado potencialmente disponível para a biosfera, necessitando para isso de mudanças nas condições de oxidação do meio (bombeamento Fe-redox) (COMPTON *et al.*, 2000). Os outros 40% do fosfato particulado está na forma orgânica, em solos. Nesse caso sua mobilidade vai depender da atividade microbiana, grau de oxigenação, qualidade do solo, química da água subterrânea percolante, temperatura e pH (SMECK, 1973; WALKER & SYERS, 1976; SMECK, 1985; ZANIN, 1989; apud FÖLMLII, 1996). Com isso, tira-se que a maior parte do fosfato erodido de

solos e rochas é devolvido aos oceanos relativamente inalterado, sem nenhuma interação com a biosfera.

O fosfato na sua forma dissolvida pode ocorrer como complexos inorgânicos ( $\text{HPO}_4^{2-}$ ,  $\text{PO}_4^{3-}$ ) ou orgânicos (proteínas, lipídios, carboidratos) (PAYTON & MCLAUGHLIN, 2007). O fosfato dissolvido, principalmente inorgânico, é prontamente incorporado por organismos fotossintéticos, principalmente planctônicos, que vivem em ambiente marinho raso, sendo então o nutriente limitante para a produtividade primária na escala de tempo geológico (AMMERMAN *et al.*, 2003; apud FILIPELLI, 2008). Isso faz com que as águas superficiais sejam depletadas em fosfato, por estar sendo consumido pelos organismos, e mais enriquecidas em profundidade, na medida que a matéria orgânica morre e o fosfato é regenerado na coluna d'água por bactérias que degradam essa matéria orgânica (PAYTON & MCLAUGHLIN 2007; FILIPELLI 2008).

Como nem todo fosfato passa pelo processo de regeneração na coluna d'água, parte dele é rapidamente soterrado no sedimento do fundo marinho. Uma vez soterrado, processos biológicos, novamente através da ação de bactérias redutoras na interface água-sedimento, podem liberar o fosfato. Após liberado ele pode ser devolvido à coluna d'água ou se concentrar nos interstícios do sedimento. Uma vez na coluna d'água, eventos de ressurgência podem retornar com esse fosfato às águas superficiais para serem consumidos novamente pelo fitoplâncton. Enquanto que nos interstícios do sedimento ele pode atingir a devida saturação e precipitar como o mineral fosfático francólita.

## 2.2 Fosforito e Fosfogênese

Fosforito é uma rocha sedimentar formada em ambiente marinho sob condições particulares. É enriquecida em fósforo, que por definição possui acima de 18% de  $\text{P}_2\text{O}_5$ , podendo chegar a 40% de  $\text{P}_2\text{O}_5$  com reconcentrações posteriores (PUFAHL, 2010).

Fosfogênese ocorre quando as águas intersticiais se tornam saturadas em fosfato, desencadeando a precipitação autigênica da francólita (ou carbono-



fluorapatita - CFA) dentro do sedimento, nos estágios iniciais da diagênese (FOLMII, 1996; PUFAHL, 2010).

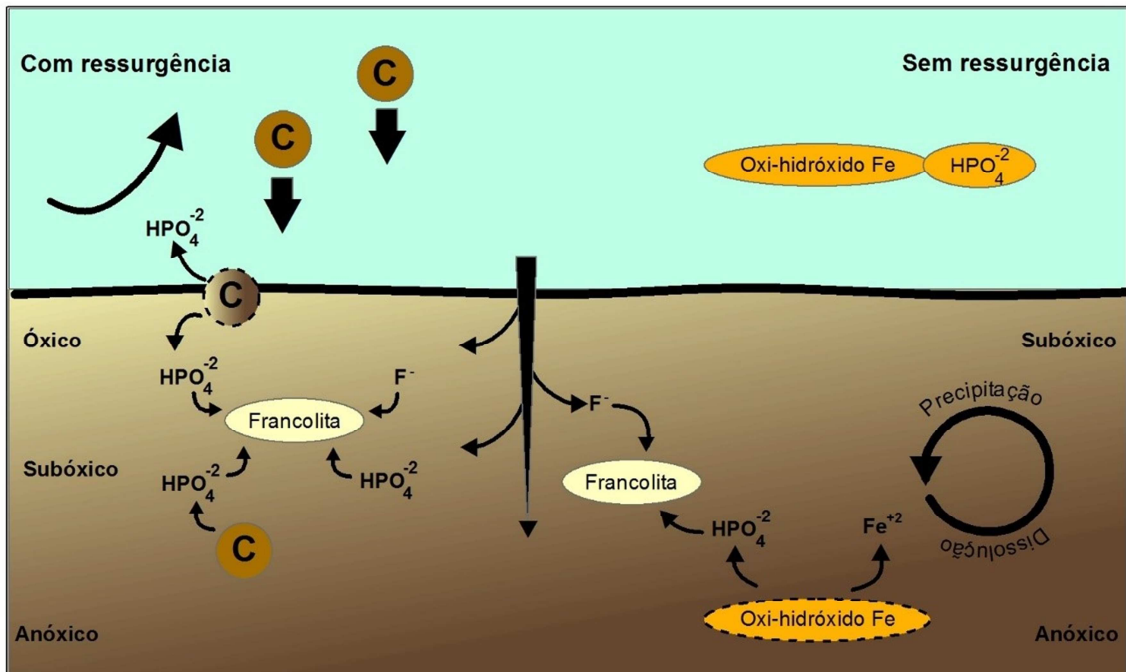
Tal precipitação é regulada principalmente pela atividade microbiana com a degradação da matéria orgânica soterrada e consequente liberação de P nas águas dos poros (Figura 3), sendo influenciado também pela taxa de sedimentação, presença de oxigênio, disponibilidade de F no sedimento e outras propriedades físicas e químicas do sedimento (FOLMII, 1996; JARVIS *et al.*, 1994). Esse processo ocorre poucos centímetros abaixo da interface água-sedimento, devido ao potencial de difusão do F derivado da água do mar (JARVIS *et al.*, 1994).

No entanto, em regiões onde a interface água-sedimento é subóxica, normalmente longe das células de ressurgência, como por exemplo na margem continental leste da Austrália, o mecanismo principal que conduz a fosfogênese é o ciclo redutor do Ferro (*Fe-redox pumping*). Nesse caso, a partícula de oxi-hidróxido de Fe sofre redução ao atingir a zona anóxica do sedimento, liberando então o fosfato nos poros do sedimento (HEGGIE *et al.*, 1990; JARVIS *et al.*, 1994; Pufahl, 2010). E novamente, o processo irá ocorrer a poucos centímetros da interface água-sedimento, dependente da difusão de F no sedimento (Figura 3). Esse mecanismo é o principal responsável pela fosfogênese no Pré-Cambriano (PUFAHL, 2010; NELSON *et al.*, 2010).

A precipitação da francolita em ambas as condições descritas acima, gera camadas fosfáticas laminares e não bioturbadas, contendo nódulos e pelóides da francolita *in-situ*, conhecido na bibliografia como fosforito primário (*pristine phosphorite*) (FOLMII, 1996; PUFAHL, 2010). A taxa de sedimentação é um fator importante para a formação de camadas contínuas e espessas do fosforito primário.

A fácies do fosforito primário pode sofrer retrabalhamentos induzidos por correntes de tempestade, gerando um fosforito granular reconcentrado, sinsedimentar, o qual é responsável por gerar os depósitos de maior importância econômica.

Figura 3 – Processo de fosfogênese



Nota: Processo de precipitação da francolita na interface água-sedimento. A matéria orgânica (C) morta e depositada no assoalho oceânico será degradada por bactérias redutoras que liberará o fosfato ( $\text{HPO}_4^{-2}$ ) nos poros do sedimento ou de volta a coluna d'água. Eventos de ressurgência podem retornar com esse fosfato ( $\text{HPO}_4^{-2}$ ) dissolvido para a superfície, aumentando a produtividade primária e assim aumentando a matéria orgânica soterrada (C). O fosfato dissolvido no poro do sedimento irá precipitar a francolita. Em ambientes de não ressurgência, o mecanismo de fosfogênese é o bombeamento redutor do Fe, onde o fosfato, adsorvido na superfície das partículas de óxido-hidróxido de Fe são liberados nos poros do sedimento quando essa partícula atinge a zona anóxica, redutora do Fe.

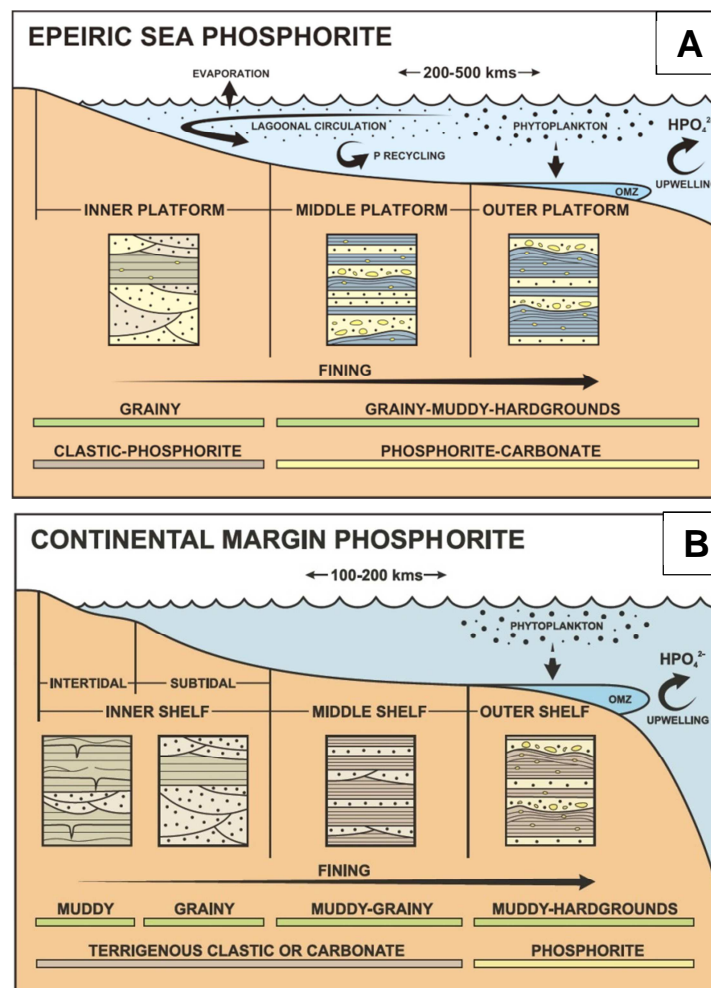
Fonte: Modificado de COMPTON *et al.*, 2000; PUF AHL, 2010.

Os eventos fosfogénéticos de maior expressão são normalmente relacionados a células de ressurgência, pois tais correntes marinhas propiciam o carreamento do fósforo dissolvido ao ambiente marinho raso para que sirva de nutriente aos organismos fotossintéticos. Mecanismos na circulação local do ambiente, devido principalmente a morfologia da plataforma, irão definir a dimensão do depósito, classificando-os em *Continental Margin Phosphorite* e *Epeiric Sea Phosphorite* (GLENN *et al.*, 1994; PUF AHL, 2010).

Em ambos os ambientes, o fósforo dissolvido é biologicamente fixado pelo fitoplâncton. E como dito anteriormente, este ao morrer deposita-se no assoalho oceânico, será degradado por bactérias redutoras, e o fósforo liberado nos interstícios do sedimento irá promover a precipitação da francolita. A diferença entre os dois ambientes está na circulação das águas marinhas rasas.

No modelo de *Epeiric Sea Phosphorite* (Figura 4A), a alta produtividade primária nas águas superficiais é mantida ao longo de toda a plataforma devido a circulação lagunar, a qual desloca o fosfato dissolvido das proximidades da célula de ressurgência para as águas rasas. A alta taxa de evaporação do ambiente lagunar aumenta a salinidade das águas superficiais e conseqüentemente sua densidade. Essa diferença de densidade entre as águas superficiais e as de fundo geram uma circulação que levará o espalhamento de nutrientes e a possibilidade de regeneração do fósforo por toda a plataforma, aumentando assim a área possível de ocorrência da fosfogênese (PUFAHL, 2010). Enquanto que no modelo *Continental Margin Phosphorite* a fosfogênese fica limitada a plataforma distal (Figura 4B).

Figura 4 – Ambientes deposicionais favoráveis a fosfogênese.



Legenda: A) Modelo Epeiric Sea, com melhor circulação das águas rasas, permitindo que a fosfogênese se estenda por toda a plataforma. B) Modelo Continental Margin.

Fonte: Pufahl, 2010.

### 2.3 Distribuição temporal dos fosforitos

Os grandes eventos fosfogenéticos globais são predominantemente Fanerozoicos, com apenas um evento ocorrido inteiramente no Pré-Cambriano e outro na transição do Neoproterozoico com o Cambriano (Figura 5).

No Pré-Cambriano a oxigenação nos oceanos estava limitada a ambientes próximos a costa, alimentada principalmente por estromatólitos fotossintéticos que geravam um assoalho subóxico. Nesse caso o principal mecanismo de fosfogênese é o bombeamento redutor do Ferro (*Fe-redox pumping*) e isso leva a formação de depósitos de pequena extensão. A principal diferença está na oxigenação atmosférica, e conseqüentemente dos oceanos.

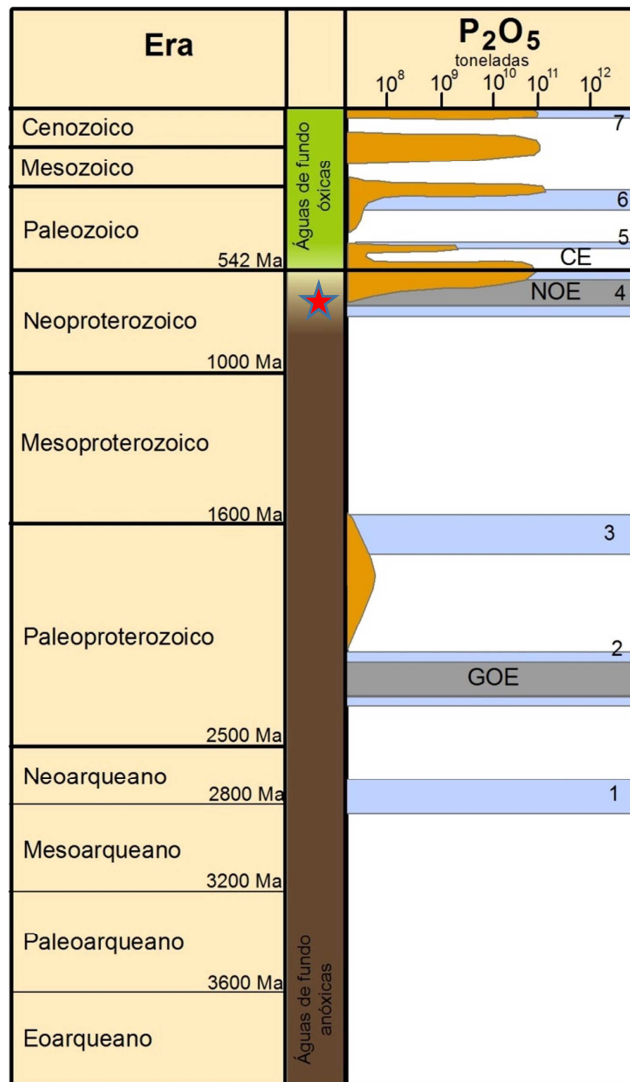
No final do Proterozoico, um grande evento de oxigenação (*NOE – Neoproterozoic Oxygenation Event*) propiciou o acúmulo de oxigênio nos oceanos, ventilando finalmente as águas profundas. Isso permitiu que a fosfogênese passasse a ocorrer através de todo o ambiente da plataforma, gerando depósitos de maiores extensões. Outras mudanças no final do Neo-Proterozoico, como a reorganização do Gondwana, glaciações e o desenvolvimento de organismos multicelulares, influenciaram definitivamente no ciclo do fósforo e nos mecanismos de fosfogênese.

Períodos interglaciais provocam, com o degelo, um aumento de influxo de materiais erodidos dos continentes para os oceanos, possibilitando uma maior produtividade orgânica, além das transgressões marinhas e formação de grandes mares epicontinentais.

Eventos tectônicos de orogenia causam mudanças na circulação atmosférica e exposição de enormes áreas continentais, o que também propicia intemperismo em larga escala. A quebra dos continentes também contribui com uma melhora da circulação dos oceanos.

Dessa forma, tem-se que variações na química dos oceanos associado a processos tectônicos, evolução biológica e mudanças climáticas refletem a distribuição temporal dos fosforitos.

Figura 5 - Distribuição temporal do fosforito



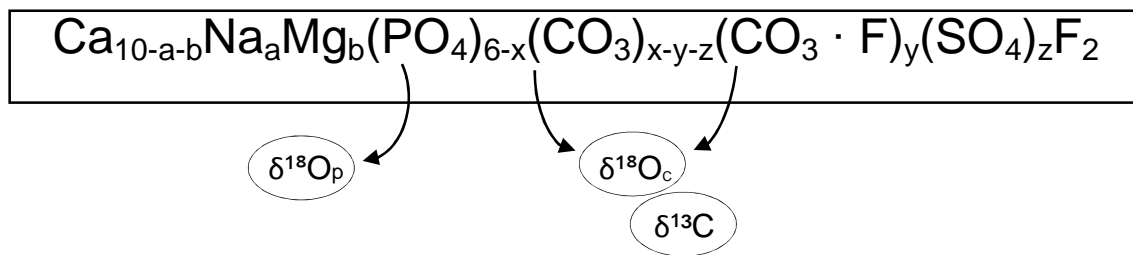
Legenda: Eventos de grande relevância: GOE - Great Oxidation Event; NOE - Neoproterozoic Oxidation Event; CE - Cambrian Explosion; Glaciações - 1 a 7 (4 = Neoproterozoic Snowball glaciation).

Nota: estrela vermelha para indicar a localização temporal aproximada do depósito em estudo.

Fonte: Modificado de PUF AHL & HIATT, 2012.

## 2.4 Geoquímica do Fosforito

A francolita, ou carbonato-fluorapatita (CFA), é o principal mineral fosfático das rochas sedimentares. É um mineral estruturalmente e quimicamente complexo e pode ser representado pela fórmula abaixo:



Sua composição química pode ser influenciada por uma variedade de fatores como a composição química dos oceanos e águas intersticiais, fatores termodinâmicos, alterações pós-deposicionais entre outros, levando a diferentes substituições em sua estrutura (Tabela 2) (JARVIS *et al.*, 1994).

Tabela 2 – Possibilidade de substituições na estrutura da francolita.

Íon Constituinte	Íon substituto
$\text{Ca}^{2+}$	$\text{Na}^+$ , $\text{K}^+$ , $\text{Ag}^+$ <b><math>\text{Mg}^{2+}</math></b> , <b><math>\text{Sr}^{2+}</math></b> , $\text{Ba}^{2+}$ , $\text{Cd}^{2+}$ , $\text{Mn}^{2+}$ , $\text{Zn}^{2+}$ $\text{Bi}^{3+}$ , $\text{Sc}^{3+}$ , $\text{Y}^{3+}$ , <b><math>\text{REE}^{3+}</math></b> $\text{U}^{4+}$
$\text{PO}_4^{3-}$	<b><math>\text{CO}_3^{2-}</math></b> , <b><math>\text{SO}_4^{2-}</math></b> , $\text{CrO}_4^{2-}$ <b><math>\text{CO}_3 \cdot \text{F}^{3-}</math></b> , $\text{CO}_3 \cdot \text{OH}^{3-}$ , $\text{AsO}_4^{3-}$ , $\text{VO}_4^{3-}$ $\text{SiO}_4^{4-}$
$\text{F}^-$	$\text{OH}^-$ , $\text{Cl}^-$ , $\text{Br}^-$ $\text{O}^{2-}$

REE = rare-earth elements; compositionally significant substitutions are indicated in bold

Fonte: JARVIS *et al.*, 1994.

Ela incorpora facilmente elementos traços e sua solubilidade é afetada drasticamente pela presença de terras raras na substituição de cálcio. Apresenta uma versatilidade única na análise isotópica do oxigênio, pois pode ser analisado em dois pares cogenéticos em um único mineral, tanto no site fosfático ( $\text{PO}_4$ ) como no carbonático ( $\text{CO}_3$ ) (JARVIS *et al.*, 1994). Sendo assim é amplamente usada para reconstruções paleoambientais, bem como grau de diagênese e metamorfismo. Este estudo é bastante útil especialmente usando a composição isotópica do  $\text{CO}_3$  e então comparada e interpretada com dados semelhantes de calcários associados.

Nesse trabalho buscou-se inicialmente esse propósito comparativo, no entanto, pela forte alteração das rochas fosfatadas imaginou-se que o sinal da deposição primária fora alterado de forma significativa, prosseguindo-se apenas com as análises dos carbonatos associados. Dados de isótopos estáveis de Carbono e Oxigênio de todas as fácies carbonáticas com a petrografia complementar foram usados nesse estudo para avaliar a alteração e entender os processos de formação do minério relacionados com os fluidos secundários.

### 3 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL E MINERALIZAÇÕES FOSFÁTICAS ASSOCIADAS

Nesse capítulo serão descritos o contexto geológico regional da mina de Campos Belos e as mineralizações fosfáticas associadas.

#### 3.1 Introdução

A área de estudo está inserida no contexto geotectônico do Cráton de São Francisco, na porção noroeste da Bacia do São Francisco, margeando a Faixa de Dobramentos Brasília a leste. O depósito fosfático de Campos Belos faz parte da Formação Sete Lagoas, base do Grupo Bambuí (DARDENNE *et al.*, 1986).

O Cráton de São Francisco representa um paleocontinente preservado na orogenia Brasileira-Pan Africana no Neoproterozoico (ALMEIDA *et al.*, 1977). Suas bordas são marcadas por cinturões de dobras e falhas de empurrão; e seu interior é marcado por coberturas sedimentares Neoproterozoicas levemente deformadas distribuídas em 3 bacias isoladas: do São Francisco, Irecê e Una-Utinga (SIAL *et al.*, 2009) (Figura 6).

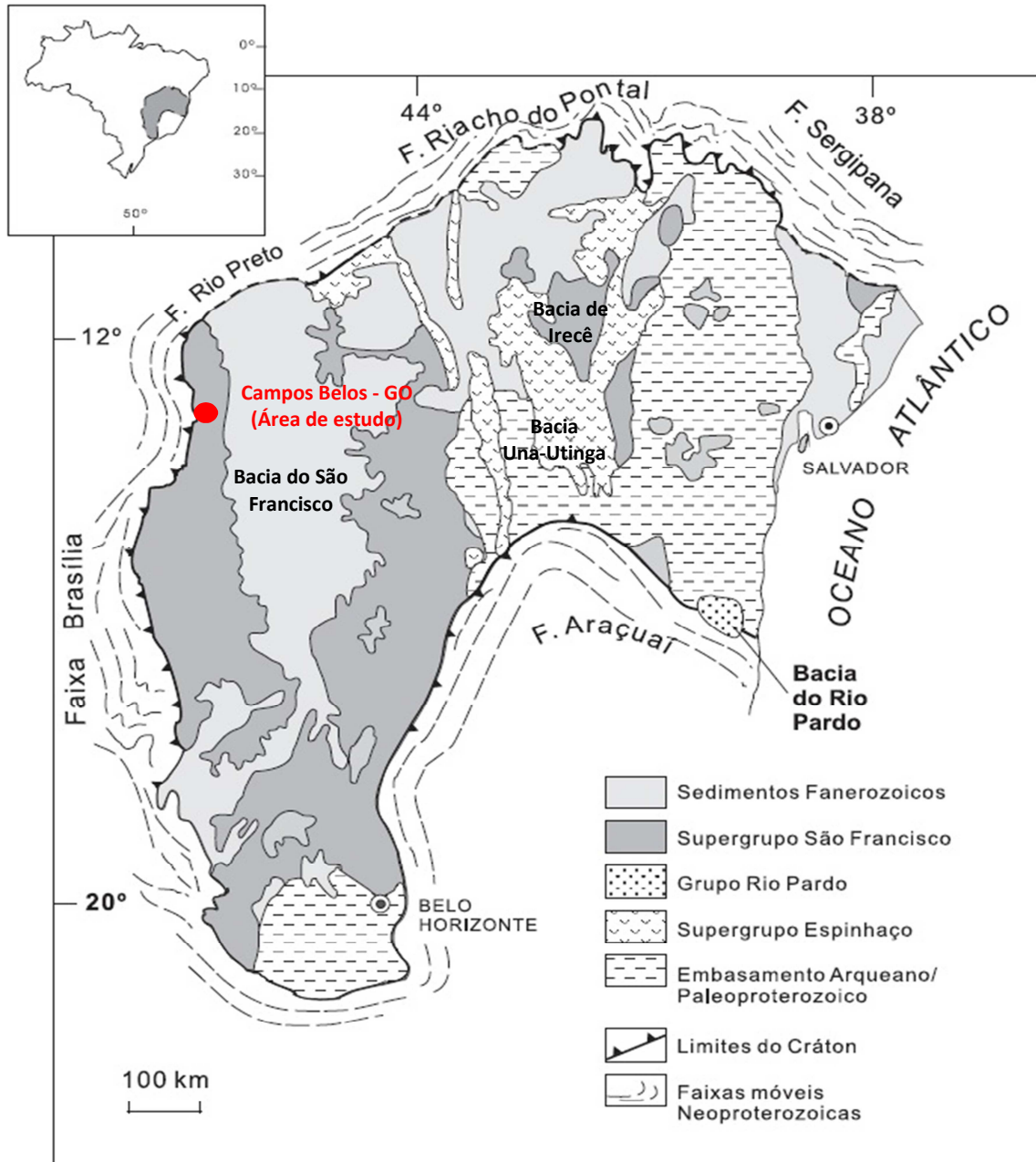
Dados estruturais e sedimentológicos sugerem que a Bacia do São Francisco teve seu desenvolvimento inicial numa extensa plataforma epicontinental (CAXITO *et al.*, 2012), evoluindo para uma bacia ante-país durante a amalgamação do Gondwana (SIAL *et al.*, 2009), através de sobrecarga tectônica e cavalgamentos durante a orogenia. Ela recobre a parte centro-sul do cráton homônimo (ALMEIDA, 1977) e tem o início do seu registro sedimentar com os depósitos glaciogênicos da Formação Jequitaí, de idade Neoproterozoica, que foram recobertos pela sequência pelito-carbonatada do Grupo Bambuí, sendo esta a unidade principal de preenchimento da bacia e a que hospeda as rochas fosfáticas dessa pesquisa, na Formação Sete Lagoas.

A orogenia Brasileira e o desenvolvimento das faixas dobradas que circundam o Cráton de São Francisco refletem diferentes estilos tectônicos. Segundo Dardenne *et al.* (1986), as unidades vão se tornando progressivamente



dobradas do centro para a borda do cráton, até formar as unidades externas da Faixa de Dobramentos Brasília.

Figura 6 – Mapa do Cráton São Francisco



Legenda – Cráton São Francisco com indicação das 3 bacias: São Francisco, Irecê e Una-Utinga; das faixas dobradas que circundam o Cráton, e em círculo vermelho a localização da área de estudo.

Fonte: Modificado de EGYDIO-SILVA *et al.*, 2011.

### 3.2 Grupo Bambuí

O Grupo Bambuí é a unidade sedimentar Neoproterozoica mais expressiva do Cráton de São Francisco, cobrindo ampla área cratônica e segmentos da porção leste da Faixa de Dobramentos Brasília (SIAL *et al.*, 2009).

O Grupo Bambuí é tipicamente interpretado por ter sido depositado em bacia de ante-país da orogenia Brasileira (CHANG *et al.*, 1988; CASTRO & DARDENNE, 2000; MARTINS-NETO & ALKMIM, 2001 apud CAXITO *et al.*, 2012; ALKMIM & MARTINS-NETO, 2012). No entanto, recentemente, perfis sísmicos publicados (ROMEIRO-SILVA & ZALÁN, 2005; apud VIEIRA *et al.*, 2007) mostram que não há espessamento significativo do Grupo Bambuí de leste para oeste, nem controle tectônico importante da sedimentação para suportar um modelo de bacia de ante-país. Além disso, os perfis sísmicos indicam falhamento das camadas da sequência Bambuí sugerindo que sua deposição ocorreu antes da Orogenia Brasileira (VIEIRA, 2007).

Dessa forma, alguns autores têm sugerido uma inconformidade dentro da Formação Sete Lagoas que associaria o início da deposição do Grupo Bambuí ao desenvolvimento de uma extensa plataforma epicontinental pós-glaciação e seu topo com o desenvolvimento de sequência de bacia de ante-país (MARTINS & LEMOS, 2007; ZÁLAN & ROMEIRO-SILVA, 2007; apud CAXITO *et al.*, 2012).

A subdivisão estratigráfica mais utilizada para o Grupo Bambuí foi definida por Costa & Branco (1961) e por Dardenne (1978, 1979), a qual inclui os depósitos glaciogênicos da Formação Jequitai na base, seguido da Formação Sete Lagoas, Formação Serra de Santa Helena, Formação Lagoa do Jacaré, Formação Serra da Saudade e Formação Três Marias, constituindo uma associação de litofácies siliciclástica e carbonática.

Conforme Sial *et al.* (2009) e Dardenne *et al.* (2000), a estratigrafia do Grupo Bambuí pode ser dividida em 3 megaciclos regressivos que se iniciam com uma transgressão marinha regional. O *Megaciclo I* é uma associação pelito-carbonática correspondente à Formação Sete Lagoas. O *Megaciclo II* registra uma rápida subsidência da bacia e tem início com a Formação Serra de Santa Helena a qual é predominantemente pelítica, seguindo-se dos carbonatos plataformais da Formação Lagoa do Jacaré, num ambiente dominado por tempestades e correntes de maré. O

*Megaciclo III* é pelítico a arenoso na base representado pela Formação Serra da Saudade depositado em ambiente de plataforma profunda com influências episódicas de tempestades, seguido da Formação Três Marias no topo, dominado por arcósios depositados em plataforma rasa e episódicas fácies dominadas por maré (Figura 7).

Apesar de se ter um número de dados isotópicos relativamente grande para as rochas do Grupo Bambuí, sua idade deposicional permanece indefinida. Análises de Rb-Sr em minerais de argila (BONHOMME *et al.*, 1982; PARENTI COUTO *et al.*, 1981; THOMAZ FILHO *et al.*, 1998; CHANG, 1997; apud RODRIGUES, 2008) indicaram idades num intervalo entre 560 e 900 Ma. Várias tentativas de datação direta das rochas do Grupo Bambuí pelos métodos Pb-Pb e U-Pb não foram bem sucedidas. A maioria das idades varia de 550 a 500 Ma, sendo contemporâneas ou mesmo mais jovens que o pico de atividade tectônica que afetou as rochas carbonáticas (BABINSKI *et al.*, 1999; D'AGRELLA-FILHO, 2000; apud VIEIRA, 2007). Apenas uma isócrona  $^{207}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}$  de  $686 \pm 69$  Ma obtida por Babinski *et al.* (1999) (in VIEIRA, 2007) na Formação Sete Lagoas é mais velha que 600 Ma, podendo, portanto, representar a idade de deposição (VIEIRA, 2007).

### 3.2.1 Formação Sete Lagoas

A Formação Sete Lagoas hospeda a sequência fosfática aqui estudada e está sobreposta aos sedimentos glacio-marinhos da Formação Jequitaí, na base do Grupo Bambuí. Em algumas regiões seu contato basal pode também repousar discordantemente sobre o embasamento granito-gnáissico.

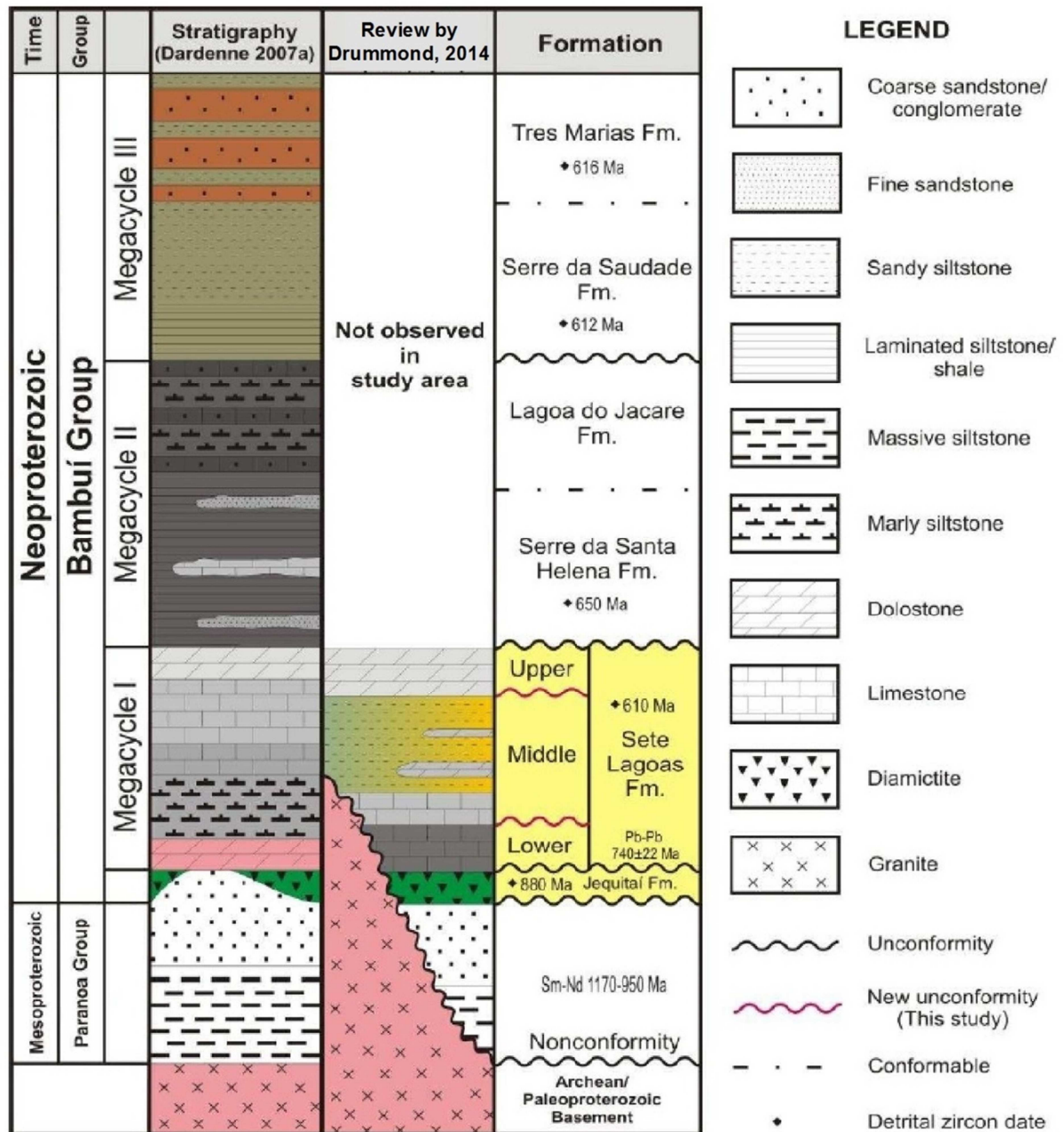
Seu registro sedimentar corresponde à uma transgressão pós-glacial que inundou o Cráton São Francisco durante o Neoproterozoico (SIAL *et al.*, 2009). É composto por uma sequência pelito-carbonática formada por siltitos, calcários laminados, calcários estromatolíticos e dolomitos (LIMA, 2011).

Recentemente, a idade mais consistente para o nível intermediário/superior da Formação Sete Lagoas foi apresentada por Rodrigues (2008) como idade máxima de deposição 610 Ma a partir de U-Pb em zircões detríticos. Enquanto que a idade Pb-Pb de rocha total obtida a partir dos carbonatos da base são de  $740 \text{ Ma} \pm$

22Ma (BABINSKI *et al.*, 2007), mostrando portanto uma incompatibilidade de pelo menos 110 Ma entre base e topo da Formação Sete Lagoas. Sendo a base do período *Cryogeniano* e o topo *Ediacariano*. Essas incompatibilidades das idades, associadas às interpretações sedimentológicas e geofísicas anteriores (ZALÁN & ROMEIRO-SILVA, 2007; apud CAXITO *et al.*, 2012) têm levado os autores a sugerirem uma inconformidade na base da Formação Sete Lagoas, relacionando-a possivelmente à Formação Jequitai (CAXITO *et al.*, 2012).

Na figura 7 pode ser observada a estratigrafia do Grupo Bambuí com os Megaciclos deposicionais apresentado por Dardenne *et al.* (2000) e Sial *et al.* (2009) bem como uma reinterpretação recente feita por Drummond (2014) para a Formação Sete Lagoas, considerando a inconformidade para os calcários da base discutido acima.

Figura 7 – Coluna estratigráfica do Grupo Bambuí



Legenda: Coluna litoestratigráfica do grupo Bambuí conforme definida por Dardenne *et al.* (2000) e Sial *et al.* (2009) com recente reinterpretação de Drummond (2014) para a Formação Sete Lagoas na região de Campos Belos. Idade de Sm-Nd do Grupo Paranoá de acordo com Pimentel *et al.* (1999). Pb-Pb para os carbonatos da base da Formação Sete Lagoas de acordo com Babinski *et al.* (2007). Idade para os zircões detriticos do Grupo Bambuí de acordo com Rodrigues (2008).

Fonte: Modificado de Drummond (2014).

### 3.3 Arcabouço Tectônico Regional

Do ponto de vista geotectônico, a área está localizada na porção noroeste do Cráton de São Francisco, na região limítrofe da Faixa Brasília a oeste.

Para as rochas do Grupo Bambuí são registrados na literatura diferentes estilos tectônicos, ora mais acentuados ora mais horizontalizados, dependendo do posicionamento dentro do Cráton de São Francisco. Os diferentes estilos tectônicos foram herdados da consolidação tectônica da Faixa Brasília durante a Orogênese Brasileira/Pan-Africana (LIMA, 2011).

Dardenne *et al.* (1986) separam o Grupo Bambuí, de leste para oeste, em três zonas estruturais: a) zona horizontal a sub-subhorizontal; b) zona dobrada e moderadamente metamorfizada (anquimetamorfismo), a oeste da falha do Abaeté; c) zona intensamente dobrada e metamorfizada, a oeste da falha de Lagamar.

As unidades do Grupo Bambuí e seus correlatos na porção sul do Cráton São Francisco são metamorfizadas em fácies granulito. A deformação e o grau de metamorfismo diminui na direção norte (SIAL *et al.*, 2009).

Na região estudada, o Grupo Bambuí é afetado por deformação fraca a moderada como resultado da atividade tectônica ao longo das faixas de dobramentos Brasileiras (VIEIRA *et al.*, 2007). Pode ser observado um padrão de dobramento assimétrico, com flancos longos mergulhando entre 20° e 40° para oeste, enquanto que flancos curtos mostram um ângulo de mergulho mais forte, variando entre 60° e 90° (ALVARENGA *et al.*, 2006). Observa-se também uma estreita faixa com dobras com vergência para leste e clivagem de plano axial mergulhando para NW. Tais dobramentos foram formados em condições compressivas dúcteis-rúpteis ocorridas devido a Orogênese Brasileira durante o Neoproterozoico (ALVARENGA *et al.*, 2006). Fraturas e falhas estão associadas a uma deformação tardia distensiva rúptil. O grau de metamorfismo varia entre xisto verde baixo e anchimetamorfismo (ALVARENGA *et al.*, 2006).

### 3.4 Mineralizações fosfáticas no Cráton São Francisco

#### 3.4.1 Introdução

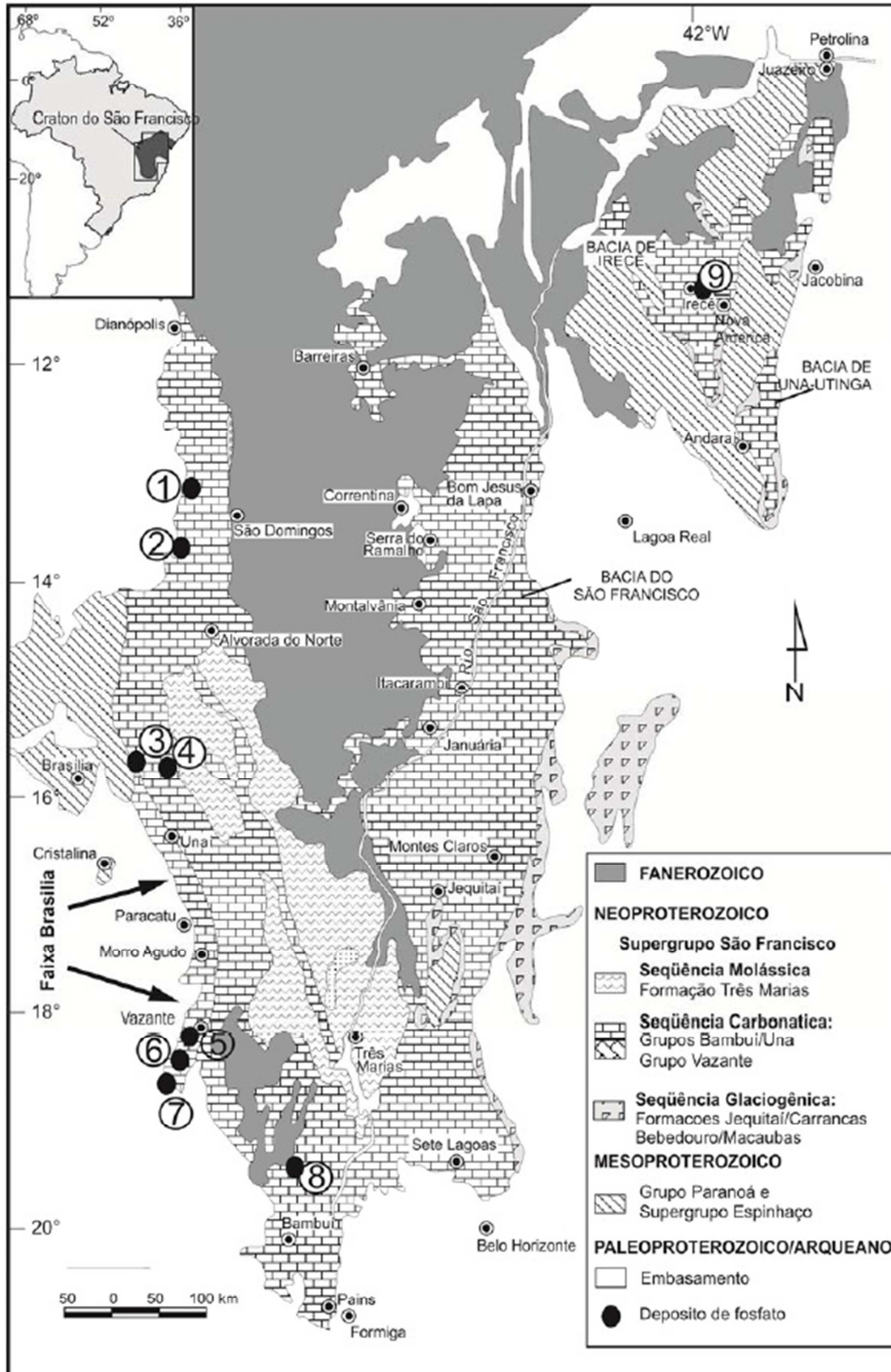
No Brasil são registrados eventos de fosfogênese no Proterozoico, Devoniano, Permiano e Cretáceo. No entanto, os principais eventos fosfogenéticos em termos de tonelagem de  $P_2O_5$  estão relacionados ao Neoproterozoico (Rocinha-Lagamar, Campos Belos-Araias e Irecê) e ao Cretáceo Superior (depósitos na Bacia Paraíba).

O depósito de Rocinha-Lagamar não está localizado exatamente dentro do Cráton de São Francisco, mas será abordado aqui dada a sua importância em volume, sendo o maior depósito fosfático sedimentar brasileiro. Além disso, encontra-se bordejando o Cráton de São Francisco, em sua Faixa Neoproterozoica adjacente, em unidades correlatas ao Grupo Bambuí.

Na figura 8 estão indicados os depósitos/ocorrências de fosfato no Cráton de São Francisco, bem como os que ocorrem na região limítrofe com as Faixas Neoproterozoicas.



Figura 8 – Mapa das mineralizações fosfáticas do Cráton São Francisco



Legenda: (1, 2, 3) – Depósitos de fosfato atribuído a Fm. Sete Lagoas: (1) Campos Belos, (2) Nova Roma, (3) Formosa; (4,8) - Depósitos de fosfato atribuído a Fm. Serra da Saudade, Gr. Bambui: (4) Cabeceiras, (8) Cedro do Abaeté; (5,6,7) - Depósitos de fosfato atribuído ao Grupo Vazante: (5) Lagamar, (6) Rocinha, (7) Coromandel; (9) – Irecê: depósito de fosfato atribuído a Fm. Salitre, Gr Una.

Fonte: Sanches et al., 2007.



### 3.4.2 Depósitos fosfáticos do oeste de Goiás

Estudos da década de 70 pela METAGO S.A. identificaram 5 ocorrências de rochas fosfatadas no Estado de Goiás: em Nova Roma, Campos Belos, Monte Alegre, Formosa e Cabeceiras (DARDENNE *et al.*, 1986). Todos posicionados ao longo da borda oeste do Cráton de São Francisco, margeando a Faixa de Dobramentos Brasília e inseridos nos sedimentos do Grupo Bambuí.

Com exceção de Cabeceiras, todos os demais estão inseridos na Formação Sete Lagoas e possuem o mesmo contexto de sedimentação do depósito de Campos Belos, objeto de estudo desse trabalho.

Segundo classificação das zonas estruturais por Dardenne *et al.* (1986), tais depósitos estão inseridos na zona (b): dobrados e moderadamente metamorfizados. Estão associados a siltitos e folhelhos depositados em uma plataforma rasa carbonática, instalada após um evento transgressivo de escala regional que inundou o Cráton de São Francisco; e sobrepostos aos depósitos glaciogênicos da Formação Jequitá ou diretamente sobre o embasamento granítico.

A ocorrência de Cabeceiras está inserida no limite entre a Formação Lagoa do Jacaré e a Formação Serra da Saudade. Está associada a uma sequência rítmica de folhelhos verdes e acinzentados com intercalação de dolomito, formando lentes de poucas dezenas de metros e cerca de 2m de espessura. As rochas são afetadas por dobras apertadas com plano axial vertical na direção N-S, diferentemente das demais ocorrências do oeste de Goiás, caracterizadas por dobras abertas (DARDENNE *et al.*, 1986).

À época dos estudos pela METAGO, tais depósitos não eram economicamente viáveis. Podem vir a ser viabilizados pela valorização da *commodity*, como foi o caso do depósito de Campos Belos-Arraias.

### 3.4.3 Depósito fosfático de Cedro do Abaeté - MG

O depósito fosfático de Cedro do Abaeté está inserido no limite entre a Formação Lagoa do Jacaré e a Formação Serra da Saudade (LIMA *et al.*, 2007), sendo portanto bem similar à ocorrência de Cabeceiras-GO.

A mineralização está associada a ritmitos areno-pelíticos de cor cinza claro intercalados nos verdetes na forma de lentes estratiformes, descontínuas, alongadas na direção N-S e concordantes com o acamamento dobrado (LIMA *et al.*, 2007).

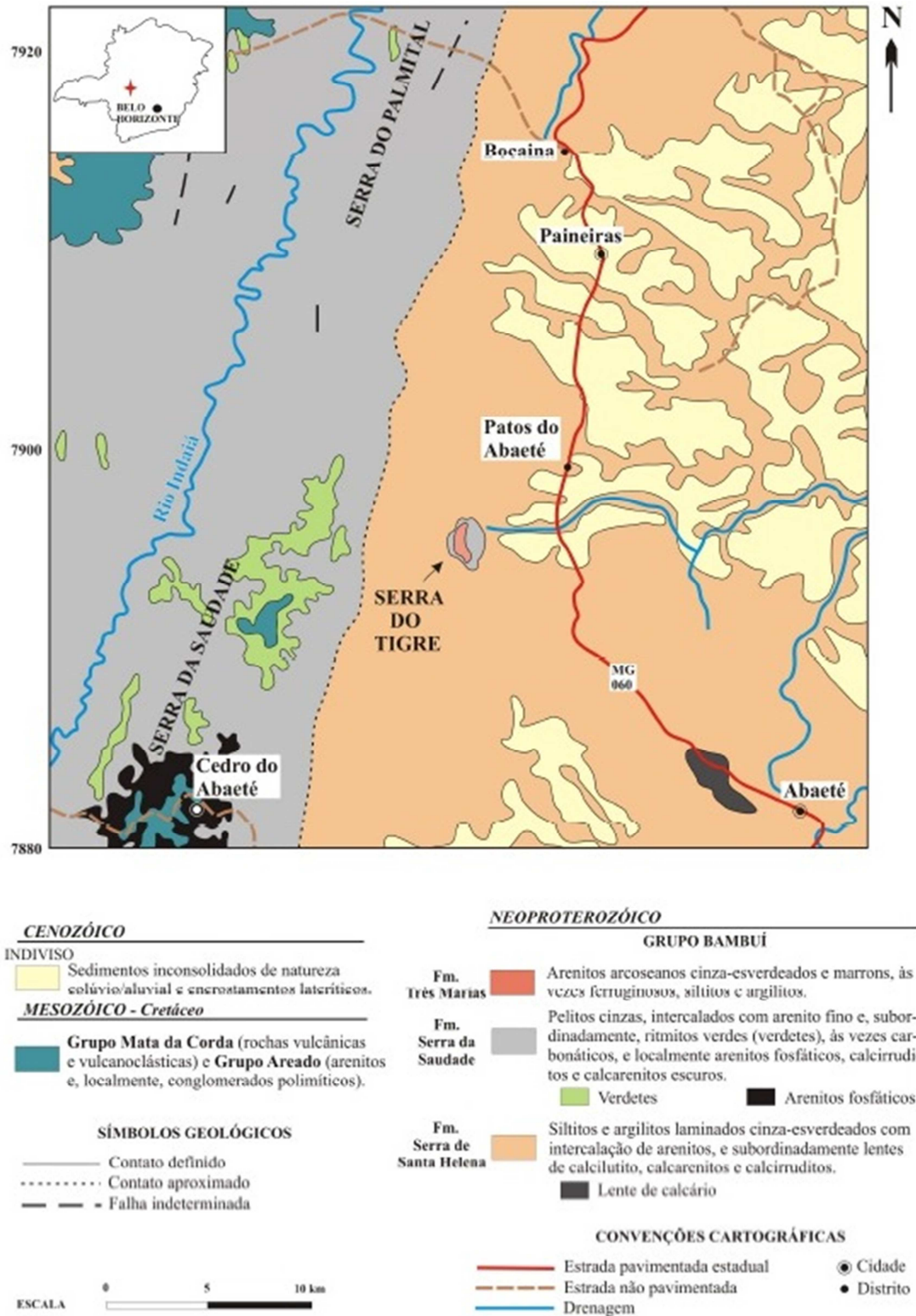
A evolução sedimentar se deu em plataforma rasa, parcialmente redutora com influxo de material pelítico e baixa contribuição carbonática (Dardenne *et al.*, 1986).

Lima *et al.* (2007) descrevem a fosfogênese primária com grande contribuição do ciclo redutor do Fe, com adsorção de  $P_2O_5$  nas partículas de óxido e hidróxido de ferro. Num segundo momento, o retrabalhamento desse ambiente por episódios de tempestade e ação de ondas reconcentraram o minério primário. E por fim a fase supergênica dos minerais fosfáticos de alumínio e ferro.

É considerado também um enriquecimento de fosfato devido ao intemperismo da Formação Mata da Corda, de idade Cretácea, sobrejacente a Formação Serra da Saudade, que teria proporcionado a redeposição do fosfato precipitado em fraturas e porosidades (LADEIRA & BRITO apud DARDENNE *et al.*, 1986). O mapa geológico da área está apresentado na figura 9.

O teor médio do depósito fosfático de Cedro do Abaeté está em torno de 8% de  $P_2O_5$ , e a camada de ritmito fosfático não ultrapassa 20m de espessura, não sendo portanto economicamente interessante.

Figura 9 – Mapa Geológico do depósito de Cedro do Abaeté



Fonte: Lima et al., 2007; modificado por Monteiro, 2009.

#### 3.4.4 Depósito fosfático Rocinha-Lagamar - MG

Os depósitos fosfáticos de Rocinha e Lagamar, situados no noroeste de Minas Gerais, estão inseridos na porção basal do Grupo Vazante, integrando a zona externa da Faixa de Dobramentos Brasília (DARDENNE & SCHOBENHAUS, 2001).

Os fosforitos estão associados a ardósias carbonosas e carbonáticas de cor cinza-escuro intensamente microdobradas, encaixadas em uma sequência de siltitos intercalados com ritmitos, arenitos e calcários (DARDENNE & SCHOBENHAUS, 2001) (Figura 10).

O mineral de fosfato é a fluorapatita, resultado da lixiviação de CO<sub>2</sub> da francolita por fluidos metamórficos e intempéricos (DARDENNE & SCHOBENHAUS, 2001). Ela ocorre concentrada em lentes, na laminação e em agregados cristalinos. Os fosforitos são ricos em intraclastos e pellets. Também estão presentes brechas de falha fosfáticas e silicificadas (DARDENNE *et al.*, 1986).

A fosfogênese está relacionada à evolução da matéria orgânica em condições físico-químicas transicionais, entre um ambiente redutor e um ambiente oxidante, em condições de águas relativamente profundas (DARDENNE & SCHOBENHAUS, 2001).

Segundo classificação das zonas estruturais por Dardenne *et al.* (1986), tais depósitos estão inseridos na zona (c): intensamente dobrados e metamorfizados.

O depósito apresenta-se com um controle dado pela conjunção de dobras em *chevron* e falhas com rompimentos de camadas (ABRAM *et al.*, 2011). Segundo Araújo *et al.* (1992) in Abram *et al.* (2011), um arranjo de fatias tectônicas sobrepostas leva a repetição e empilhamento dos níveis mineralizados e portanto um aumento considerável nas reservas de fosfato.

Estratigraficamente abaixo da Formação Rocinha, são relatadas ocorrências na Formação Retiro, nas adjacências do município de Coramandel. A formação Retiro consiste em camadas de quartzitos brancos, localmente conglomeráticos, intercalado em ardósias. Os quartzitos fosfatados são ricos em intraclastos e pellets (DARDENNE, 2000; apud MONTEIRO, 2009).

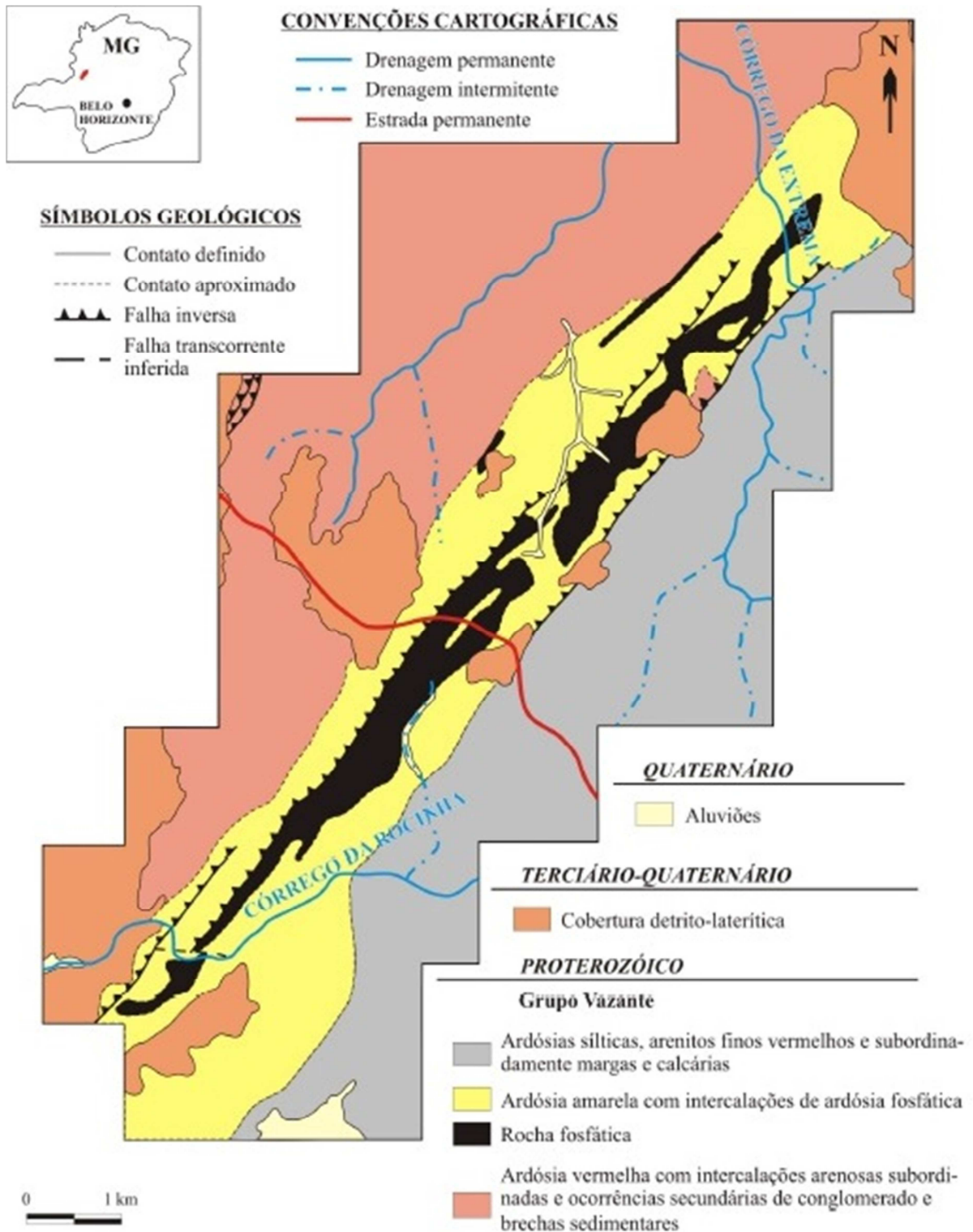
As minas de Rocinha e Lagamar, apesar de estarem em contexto geológico semelhante, possuem teores e reservas distintas, cujos dados disponíveis indicam

para Rocinha 415 milhões de toneladas com 10 a 15% de  $P_2O_5$ , enquanto que para Lagamar estima-se 5 milhões de toneladas com 30 a 35% de  $P_2O_5$  (ABRAM *et al.*, 2011) e são operadas pela Vale Fertilizantes.

O Grupo Vazante é interpretado como correlato epimetamórfico do Grupo Bambuí (DARDENNE *et al.*, 1986). Em função do alto grau de deformação com complexas estruturas imbricadas, falhas reversas, dobras apertadas, a sucessão estratigráfica torna-se difícil de se estabelecer, podendo em alguns casos serem correlacionadas com o Grupo Bambuí. Porém, mais frequentemente essa correlação torna-se dúbia, optando-se por separá-los em Grupos distintos (DARDENNE *et al.*, 1986).

Datações recentes de Sanches (2012) para o Grupo Vazante apontaram idade  $^{87}Sr/^{86}Sr$  em torno de 630Ma, associável com a idade apresentada por Rodrigues (2008) a partir de U-Pb em zircões detríticos do nível intermediário/superior da Formação Sete Lagoas, de 610 Ma.

Figura 10 – Mapa geológico de depósito de Rocinha



Fonte: Chaves *et al.*, 1976 modificado por Monteiro, 2009.

### 3.4.5 Depósito fosfático de Irecê

O depósito de fosfato de Irecê está inserido na Unidade Nova América, base da Formação Salitre, que compõe o Grupo Una, o qual é correlacionável ao Grupo Bambuí (MONTEIRO, 2009) (Figura 11).

A evolução da Bacia de Irecê é semelhante à da Bacia do Bambuí, fazendo parte de uma extensa plataforma epicontinental que se desenvolveu sobre o Cráton de São Francisco. A associação sedimentar é, portanto semelhante, integrando um amplo sistema carbonático-siliciclástico, porém com uma maior contribuição carbonática. A diferença está na intensa participação de comunidades cianobacterianas que formam as laminações estromatolíticas responsáveis pelo processo da fosfogênese. A mineralização ocorre associada à fácies de intermaré, desenvolvida sob pulsos transgressivos e regressivos.

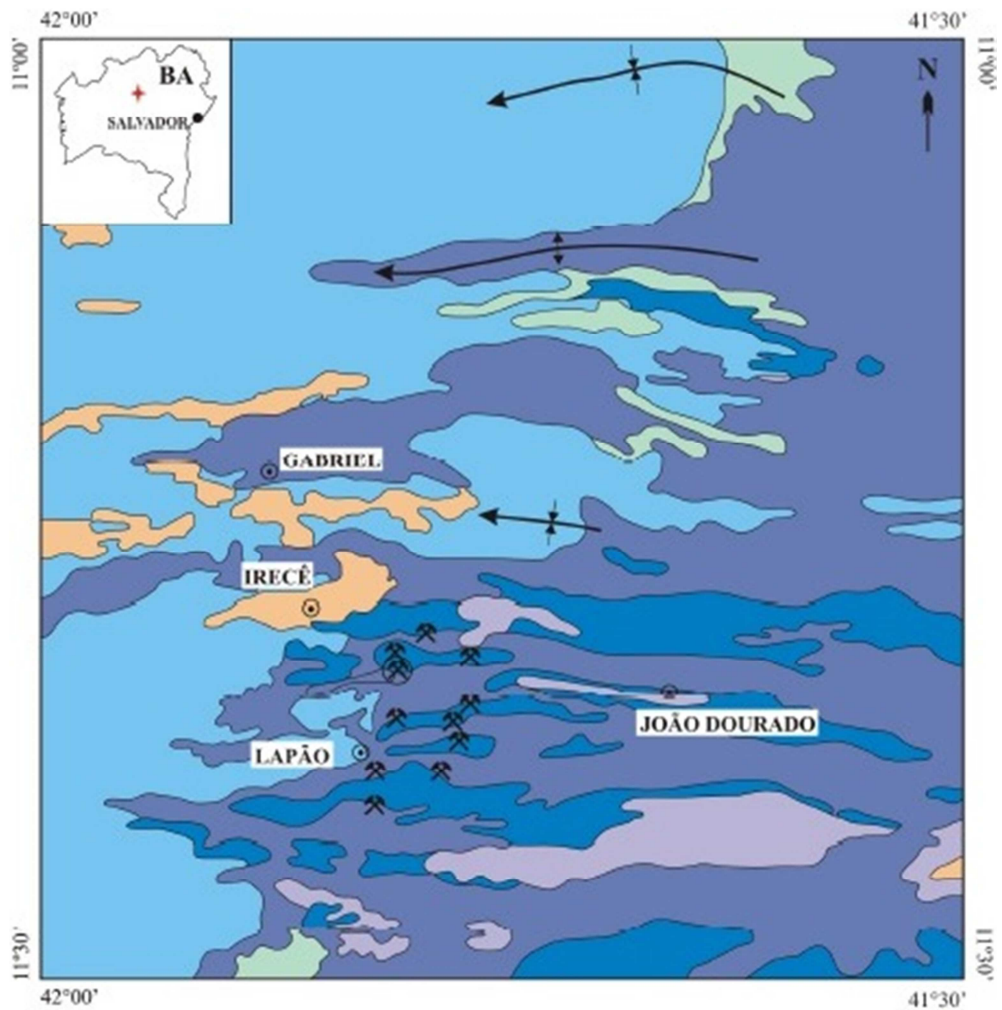
São identificados três tipos de fosforitos primários: fosforito estromatolítico colunar, fosforito estromatolítico laminar e fosforito intraclástico. Estes são compostos por fluorapatita micro a criptocristalina, associada a calcita e dolomita (DARDENNE & SCHOBENHAUS, 2001). Os fosforitos intraclásticos são produtos da erosão e retrabalhamento dos dois tipos anteriores, pela ação de ondas e correntes.

Concentrações econômicas de fosfato foram alcançadas através da remobilização do fósforo através de fluidos hidrotermais (DELISLE, 2015 – em publicação).

As reservas estimadas do depósito de Irecê são da ordem de 40Mt com teor médio de 14% de  $P_2O_5$  (DARDENNE & SCHOBENHAUS, 2001). Atualmente, empresas ligadas ao Polo Petroquímico de Camaçari atuam na região em função da existência dessas reservas, em especial a CIBRAFÉRTIL.







Figura 11 – Mapa geológico do depósito fosfático de Irecê-BA.



- Unidade Irecê:** alternância de calcilitos ou calcissilitos e de metargilitos e metassilitos
- Subunidade Jussara Superior:** calcarenito e estratos de estromatólitos colunares
- Subunidade Jussara Inferior:** calcarenito silicoso com oóides
- Unidade Sarandi:** dolarenito, calcarenito silicoso com oóides
- Subunidade Nova América Superior:** calcarenitos dolomíticos, dolarenitos, dolomitos e estratos decimétricos a métricos de estromatólitos dos tipos colunares e tapetes. A mineralização fosfática ocorre associada a níveis de estromatólitos algais da Subunidade Nova América Superior.
- Subunidade Nova América Inferior:** alternância de calcarenitos e dolarenitos e por vezes níveis milimétricos de pelito vermelho

#### SÍMBOLOS GEOLÓGICOS

-  Dobra Sinclinal
-  Dobra Anticlinal
-  Depósito de fosfato
-  Depósito de fosfato e zinco

#### CONVENÇÕES CARTOGRÁFICAS

-  Cidades



Fonte: Monteiro, 2009.



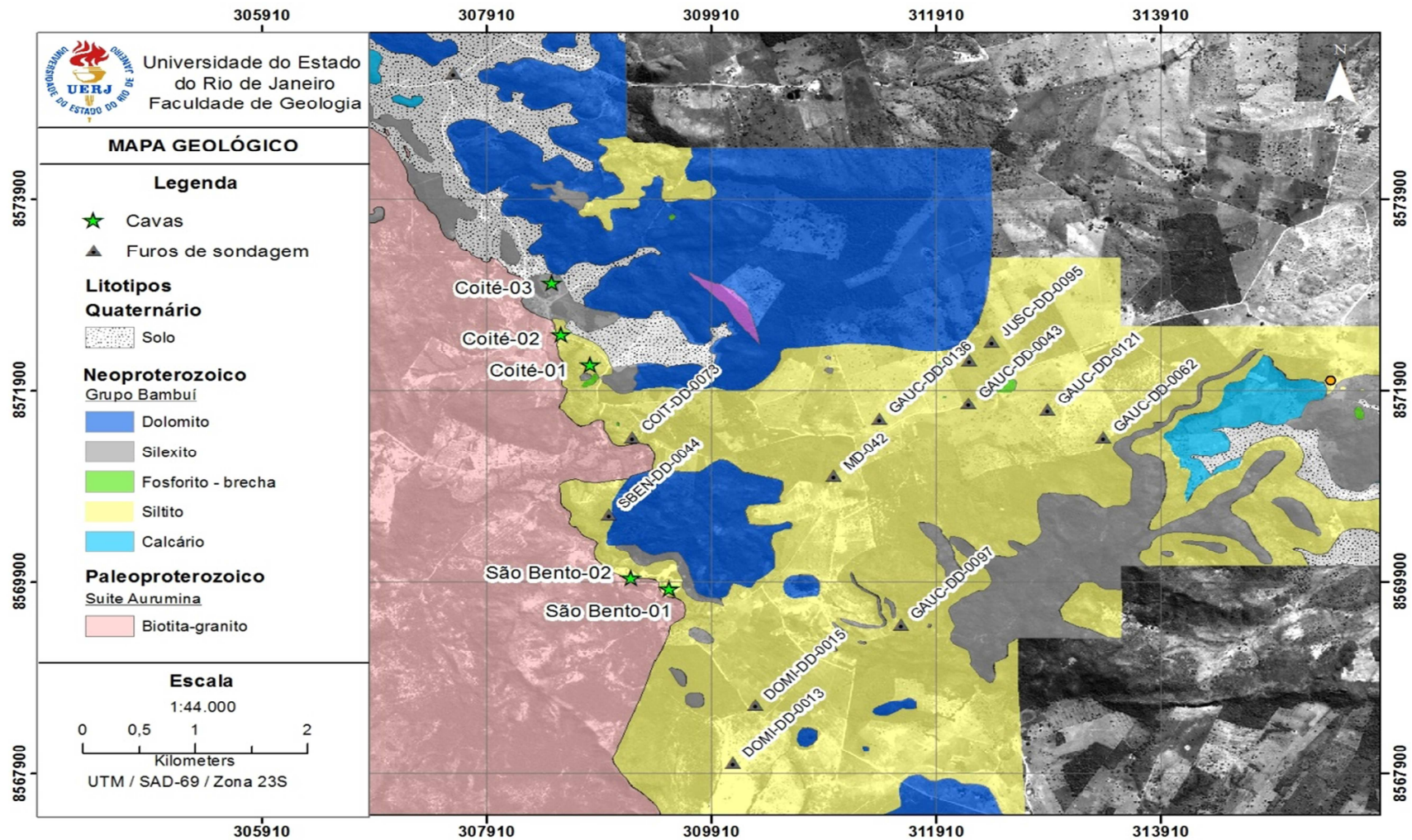
## **4 GEOLOGIA DA MINA DE CAMPOS BELOS**

Nesse capítulo serão discutidos aspectos da litoestratigrafia da mina de Campos Belos, além dos aspectos geológicos nos seus arredores.

### **4.1 Aspectos geológicos nos arredores da mina**

A descrição da geologia dos arredores da mina de Campos Belos foi compilada do mapa geológico 1:50.000 disponibilizado pela empresa MbAC Fertilizantes, e publicado por Monteiro (2009) (figura 12).

Figura 12 – Mapa geológico da área de estudo



Legenda: Estrela indicando as cavas a céu aberto operadas pela empresa MbAC Fertilizantes as quais foram pontos de estudo e amostragem. Triângulos mostrando os furos de sondagem estudados.

Fonte: Mbac Fertilizantes.

O embasamento da sequência mineralizada de Campos Belos é constituído por granitos da Suíte Aurumina (BOTELHO *et al.*, 1999) datados de 2.0 a 2.2 Ga. Ocorre formando a Serra das Gerais na porção oeste da área, a qual apresenta direção aproximada NW-SE (MONTEIRO, 2009). Na região, predominam o biotita-granito, de granulação média a grossa, foliação incipiente com mergulho para S-SE de alto ângulo (125/75). Em geral, encontra-se intemperizado com coloração branca a amarelada. (Figura 13). São cortados por extensos veios de quartzo de espessura centimétrica (até 20cm), concordantes e discordantes.

Figura 13 – Biotita-granito da Suite Aurumina



Fonte: A autora, 2015.

O Grupo Bambuí recobre a porção centro-oriental da área apresentada no mapa da figura 12 e é representado pela Formação Sete Lagoas, portadora da mineralização de fosfato. Na região, a Fm. Sete Lagoas é composta principalmente por rochas pelíticas, carbonáticas e fosfatadas.

As rochas pelíticas, notadamente siltitos, são os litotipos de maior abrangência na região. Os afloramentos mais comuns encontram-se em lajedos e canaletas ao longo de estradas. Essas rochas apresentam variações granulométricas de silte, argila e areia fina. As estruturas sedimentares preservadas



variam de laminação paralela a ondulada. O acamamento sedimentar mergulha baixo ângulo ( $15^\circ$ ) para NE. Geralmente, essas rochas encontram-se intemperizadas com colorações variando de branca, marrom, amarela a roxa.

É comum a morfologia de torres ruiniformes (figura 14) formadas por dolomitos, que recobrem a porção centro-norte da área. Em geral, ocorrem com aspecto maciço, de cor cinza escura a clara. Podem ocorrer também com laminações paralela a ondulada e finos níveis argilosos. Os calcários são pouco expressivos em mapa, ocorrendo apenas no extremo leste e noroeste da área. Essas rochas apresentam-se mais deformadas.

Figura 14 – Torre de dolomito com aspecto ruiniforme



Fonte: A autora, 2015.

Diversos morrotes proeminentes no relevo, resistentes ao intemperismo, são compostos de rocha fina silicificada, denominada silexito. Apresentam cor rosada e esbranquiçada. Pela presença de amplas áreas com blocos de quartzo e rochas intensamente silicificadas, fez-se conveniente individualizar como uma unidade no mapa, apesar de não haver um afloramento propriamente dito.

Em geral, a região não apresenta uma tectônica muito intensa, visto que as estruturas primárias são muito bem preservadas. O acamamento sedimentar mergulha a baixo ângulo (até 15°) para Nordeste.

As rochas pelíticas foram afetadas por dobras suaves, assimétricas com vergência para leste (Figura 15). A vergência para leste indica a direção do Cráton de São Francisco, sugerindo uma relação com a orogênese Brasileira (MONTEIRO, 2009).

Veios de quartzo concordantes e discordante são comuns, com direção NE-SW e mergulho para NW (Figura 16). O fraturamento associado aos veios de quartzo estariam relacionados a uma fase rúptil tardia da orogenia Brasileira (MONTEIRO, 2009).

Figura 15 – Dobras suaves na frente de lavra Coité



Fonte: A autora, 2015.



Figura 16 – Veios de quartzo (345/83) discordantes



Fonte: A autora, 2015.

#### 4.2 Litoestratigrafia da mina

Em geral, os afloramentos são escassos e muito intemperizados no entorno da mina, por isso, o estudo das frentes de lavras São Bento (pit 1 e pit 2) e Coité (Pits 1, 2 e 3) e de furos de sondagem, foram de grande valia para a descrição da litoestratigrafia da mina.

No depósito estudado, o padrão de empilhamento levou Drummond (2014) a individualizar quatro parassequências agradacionais interpretadas como sendo geradas por flutuações no nível relativo do mar durante uma transgressão marinha de escala global (figura 17).

A seguir, serão descritas as parassequências definidas por Drummond (2014), adotadas nesse trabalho (figura 18).

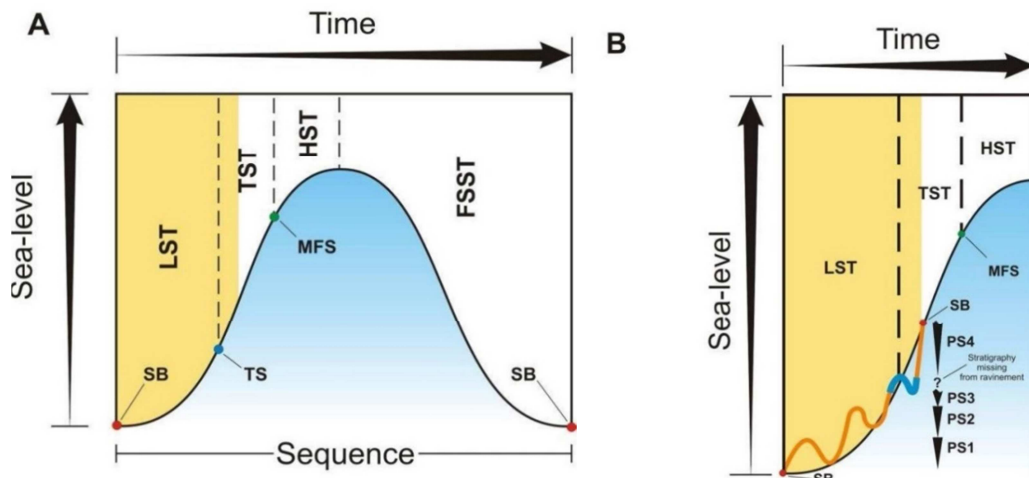
As parassequências 1 e 2 (PS1 e PS2) têm em média 50m de espessura e foram definidas pela superfície de inundação (FS), que é geralmente recoberta pelas fácies carbonáticas intercaladas com siltito arenoso de laminação ondulada e com

siltito argiloso de laminação paralela. Esse conjunto, interpretado como depositados em ambiente de inframaré, grada em direção ao topo para um siltito arenoso rico em muscovita e um siltito microbial, característico do ambiente de intermaré.

As parassequências tornam-se menos carbonáticas e mais siliciclásticas para o topo, o que sugere um acréscimo da aridez com aumento do influxo de sedimentos eólicos no decorrer do tempo.

A ausência das fácies de intermaré na Parassequência 3 (PS3 – linha azul na figura 17) foi relacionada a uma possível superfície de ravinamento (RS) que truncou os sedimentos da inframaré e os colocou em contato com arenitos de estratificação cruzada “hummocky” típica de ambiente médio plataformal, caracterizando uma nova parassequência (PS4). Essa abrupta transição entre tais ambientes deposicionais é interpretada como uma rápida subida no nível no mar relativo, gerando a superfície de erosão transgressiva (TS – Figura 18) que marca o ponto de inflexão entre o Trato de Sistemas de Mar Baixo (LST) e o Trato de Sistemas Transgressivo (TST). O Trato de Sistemas de Mar Baixo compreende as parassequências 1, 2 e 3 (PS1, PS2, PS3) e são interpretadas como o registro de uma progressiva inundação com acumulação dos sedimentos nos baixos topográficos (MONTEIRO, 2009; DRUMMOND, 2014). A Parassequência 3 (PS3) corresponderia ao estágio final de preenchimento desses baixos topográficos remanescentes do Cráton de São Francisco.

Figura 17 – Curva relativa do nível do mar



Legenda: A) Curva relativa do nível do mar ilustrando a acumulação da sequência fosfática da Formação Sete Lagoas no depósito de Campos Belos (indicado pela zona bege). B) Curva relativa do nível do mar mostrando as parassequências (PS1, PS2, PS3, PS4) que formam os Trato de Sistemas de Mar Baixo (LST) e o Trato de Sistemas Transgressivo (TST).

Nota: Abreviações: SB = Limite de Sequência; TS = Superfície Transgressiva; MFS = Superfície de Máxima Inundação; HST = Trato de Sistema de Mar Alto; TST = Trato de Sistemas Transgressivo; LST = Trato de Sistemas de Mar Baixo; FSST = Falling Stage System Tract.

Fonte: Drummond, 2014.

Anomalias em fósforo são comuns ao longo de todas as parassequências, no entanto, teores anômalos (acima de 18% de  $P_2O_5$ ) são reconhecidos nos litotipos da parassequência 2, aqui denominados de fosforitos. Rochas com teores médios de 6,5% de  $P_2O_5$  foram denominadas de rochas fosfatadas. A pesquisa do presente trabalho concentrou-se nesse intervalo estratigráfico.

Nesse intervalo, foram estudadas fácies de brecha sinsedimentar intraformacional, siltito argiloso com laminação paralela e siltito arenoso com laminação ondulada do ambiente de inframaré, alguns considerados fosforitos, além de siltito microbial e siltito arenoso rico em muscovita do ambiente de intermaré. Rochas carbonáticas, apesar de não possuírem teores significativos de  $P_2O_5$ , serão descritas por se apresentarem intercaladas no horizonte mineralizado. As fácies estudadas estão destacadas na figura 18.



Figura 18 - Sequência estratigráfica da Formação Sete Lagoas no depósito fosfático de Campos Belos (continua).

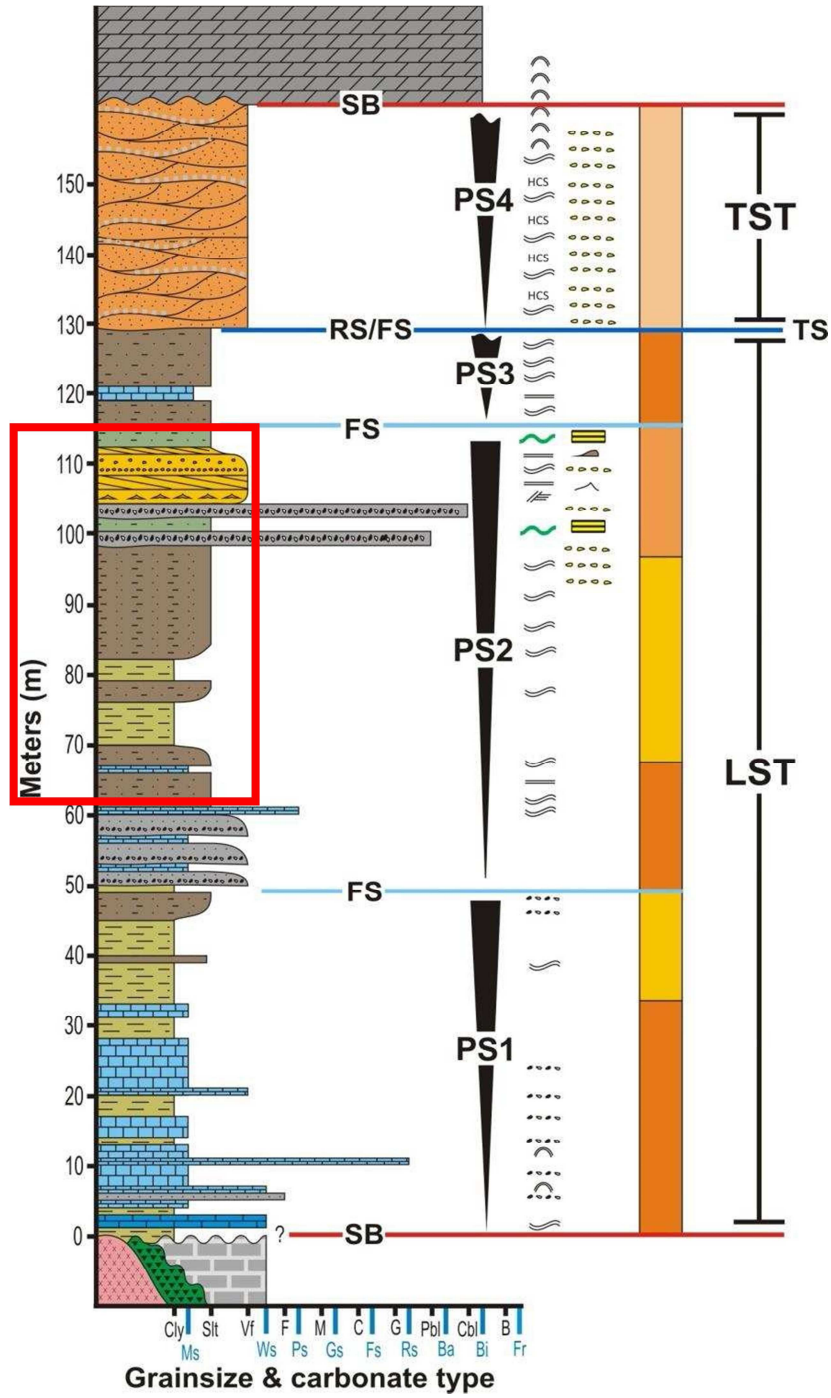
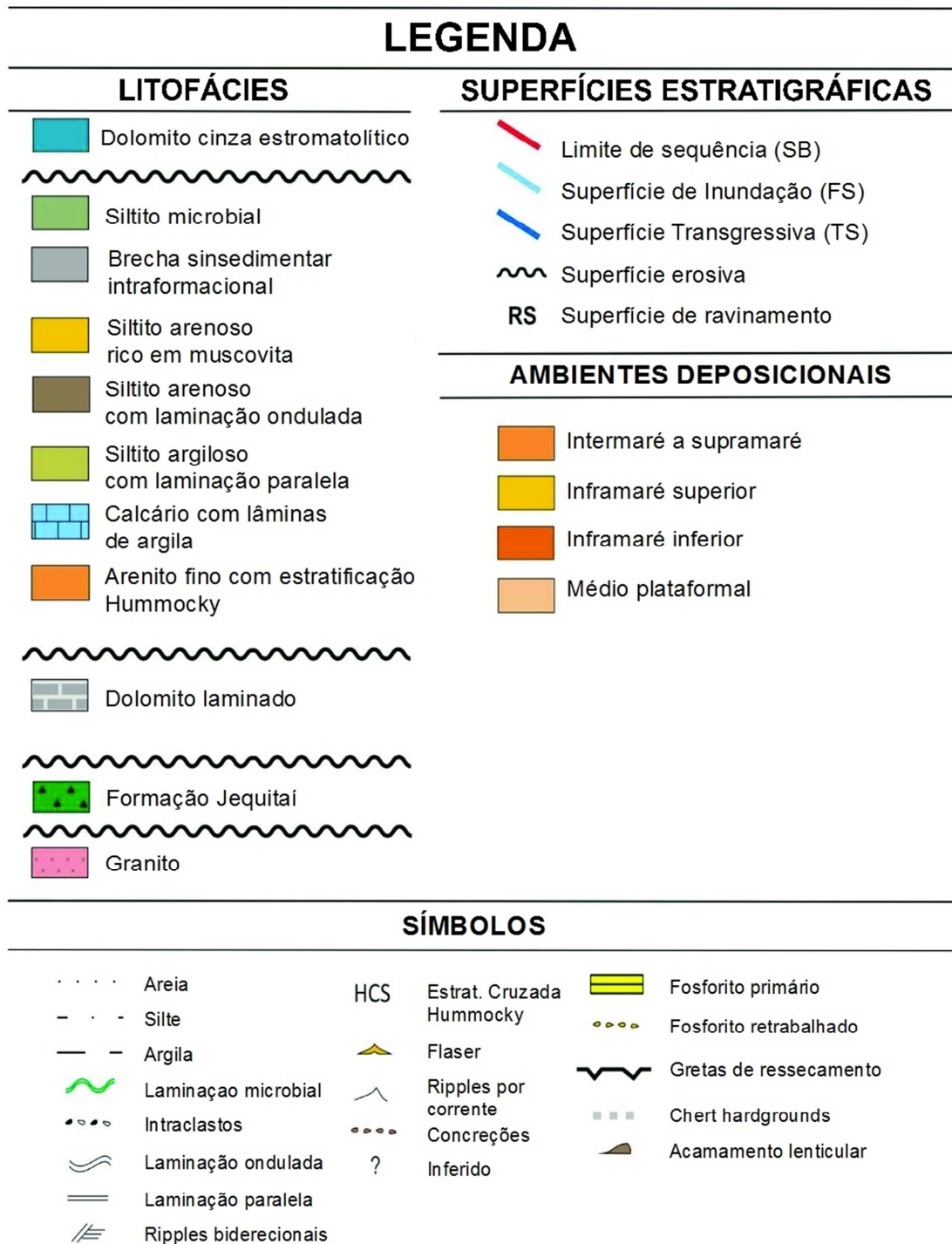


Figura 18 – Sequência estratigráfica da Formação Sete Lagoas no depósito fosfático de Campos Belos (conclusão).



Legenda: Em vermelho o intervalo amostrado e estudado.

Nota: PS1, PS2, PS3 (Parassequências 1, 2 e 3) compreendem o trato de Sistemas de Mar Baixo (LST) e a PS4 (parassequência 4) compreende parte do Trato de Sistemas Transgressivo (TST). A superfície transgressiva (TS) é coincidente com a superfície de ravinamento (RS) e com a superfície de máxima inundação (FS) entre as parassequências 3 e 4.

Fonte: Adaptado de Drummond, 2014.

#### 4.2.1 Siltitos:

Apresenta-se na mina em pelo menos quatro fácies distintas: siltito microbial, siltito argiloso com laminação paralela, siltito arenoso com laminação ondulada e siltito arenoso rico em muscovita.

O **siltito microbial** possui coloração marrom, é rico na fração argila e possui laminação microbial característica, que pode atingir até 5mm de espessura (Figuras 19 e 20). Apresenta feições de greta de dissecação de escala milimétrica, indicando períodos de exposição subaérea típico do ambiente de intermaré. Apresenta teores em torno de 7% de  $P_2O_5$  (Amostra MSC-023 – Figura 19).

A presença da laminação microbial sugere intensa atividade bacteriana, o que poderia ser interpretada como o mecanismo de fosfogênese para a precipitação de uma francolita autigênica (FOLMII, 1996; PUFAHL, 2010). Essa fácies seria então a hospedeira da mineralização fosfatada primária.

Figura 19 – Siltito com laminação microbiana,



Legenda: Amostra MSC-023 da frente de lavra Coité

Nota: Siltito com laminação microbiana que sugere a respiração microbiana como o mecanismo de fosfogênese para a precipitação da francólita. Baixo teor de  $P_2O_5$  (6,92%).

Fonte: A autora, 2015.

Figura 20 – Afloramento de siltito com laminação microbiana



Fonte: A autora, 2015.



Associado ao siltito microbial no ambiente de intermaré está a fácies do **siltito arenoso rico em muscovita**. Possui cor amarela, laminação ondulada (Figura 21) e intervalos com laminação paralela de 1 a 5 mm de espessura refletindo uma deposição de mais baixa energia (Figura 22). A muscovita ocorre ao longo do plano do acamamento como grãos finos a médio subarredondados. Nódulos de goetita ocorrem ao longo da laminação paralela (Figura 22).

Drummond (2014) atribuiu contribuição eólica aos sedimentos dessa fácies pela ausência de grãos terrígenos grosseiros e interpretou como um ambiente de intermaré sob condições de baixa energia. O autor atribuiu origem autigênica aos nódulos de goetita, os quais seriam originalmente pirita. A presença desses nódulos sugere a participação do ciclo redutor do Fe e processo de sulfato redução nos sedimentos desse ambiente. Tais processos podem ser interpretados como mecanismos de fosfogênese para a precipitação de uma francólita autigênica em zona anóxica no sedimento (FOLMII, 1996; PUFAHL, 2010).

Assim como o siltito microbial, também da fácies de intermaré, esse litotipo trata-se de uma rocha fosfatada com 6,31% de  $P_2O_5$ . (amostra MSC-013).

Figura 21 – Siltito arenoso rico em muscovita

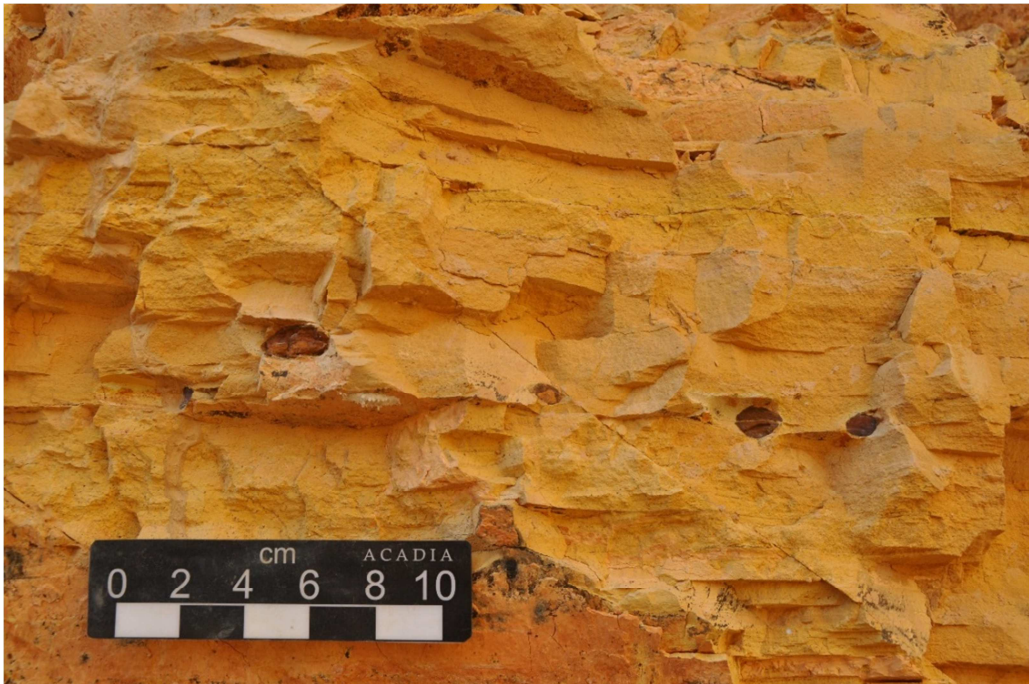


Legenda: Amostra MSC-013 na frente de lavra São Bento com 6,31 % de  $P_2O_5$ .

Nota: Laminação ondulada e filmes escuros de óxido de manganês como produto do intemperismo

Fonte: A autora, 2015.

Figura 22 – Afloramento de siltito arenoso rico em muscovita



Legenda: Nódulos de goetita ao longo da laminação paralela na frente de lavra São Bento.  
Fonte: A autora, 2015

Outras duas fácies de siltito se intercalam nas frentes de lavra de forma rítmica em estratos centimétricos de 10 a 50cm de espessura cada um, podendo todo o conjunto atingir até 10m de espessura (Figura 23A).

O **siltito argiloso com laminação plano-paralela** possui cor branca e laminação de 1 a 2mm de espessura (Figura 23B). O **siltito arenoso com laminação ondulada** apresenta-se com coloração roxa e laminação ondulada a paralela variando de 1 a 10mm de espessura (Figura 23C). Ambos se apresentam, por vezes, bastante endurecidos/silicificados.

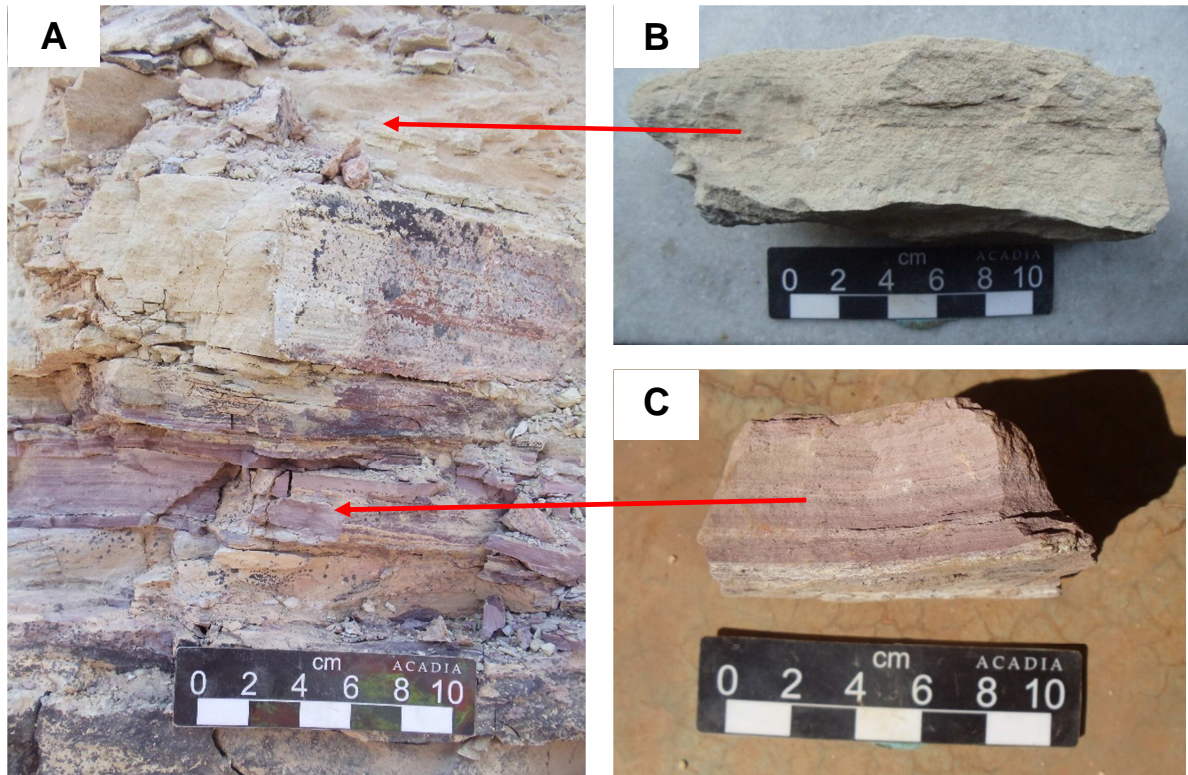
Tais litotipos estariam associados ao ambiente de inframaré, estando o siltito argiloso com laminação paralela em condições levemente mais profunda sob uma deposição de mais baixa energia (DRUMMOND, 2014).

As amostras coletadas representativas dessas fácies apresentaram teores de 19,07% para o siltito argiloso com laminação paralela e 20,83%  $P_2O_5$  para o siltito arenoso com laminação ondulada, classificando-os como fosforitos.

Associado a eles nesse intervalo rítmico, estão níveis de chert de até 5cm de espessura, apresentando topo plano e base ondulada. São interpretados como

autigênicos *hardgrounds* formados em períodos de baixa ou negativa taxa de sedimentação, uma vez que as concentrações de sílica no mar Pré-Cambriano eram próximas a saturação (PUFAHL, 2010).

Figura 23 – Intercalação rítmica de siltitos



Legenda: A) Afloramento da frente de lava Coité B) Amostra MSC-014 de siltito argiloso de cor branca com teor de 19,07%  $P_2O_5$ ; C) Amostra MSC-015 de siltito arenoso de cor roxa com 20,83%  $P_2O_5$ .

Fonte: A autora, 2015.

#### 4.2.2 Brechas sinsedimentares intraformacionais

Brechas ***sinsedimentares intraformacionais*** ocorrem ao longo de toda a sequência fosfática, associadas a todas as diferentes fácies. Representam momentos de alta energia no ambiente; ciclos de tempestade que geram o retrabalhamento dos sedimentos depositados anteriormente (Figura 24). A espessura da camada e o tamanho dos clastos vai depender da intensidade do evento turbulento e da capacidade de retrabalhamento.



As brechas são monomíticas, com clastos unicamente de siltito oriundo das fácies imediatamente associadas à ela. São clastos centimétricos (até 4cm), angular a subarredondados, que por vezes preservam o acamamento primário (Figura 25). A matriz possui granulometria fina, silte a argila, apresentando cor amarela de intemperismo.

Ocorrem na forma de bolsões individuais de escala centimétrica (30cm) podendo chegar a alguns metros. Esses bolsões podem se conectar por lentes descontínuas com grande extensão lateral.

Além das brechas sinsedimentares intraformacionais, monomíticas, foram observadas **brechas polimíticas**, com clastos diversificados de tamanhos menores (milimétricos a poucos centímetros). São clastos de siltito, chert, carbonato, quartzo recristalizado, por vezes caulinizados, além de vênulas de quartzo (Figura 26). Possuem matriz fina de cor rosa.

Essas brechas ocorrem cortando todas as litofácies, inclusive retrabalhando as brechas sinsedimentares, formando zonas de até 3 m de largura (Figura 27)

Pelas características dos clastos e morfologia dos corpos, foi sugerida origem tectônica a essas brechas.

Os dois tipos de brecha possuem alta porosidade, com algumas cavidades preenchidas por wavelita ou quartzo. Apresentam-se sempre muito endurecidas, bastante silicificadas. O teor médio das brechas é de 24%  $P_2O_5$ , caracterizando-as como fosforito.



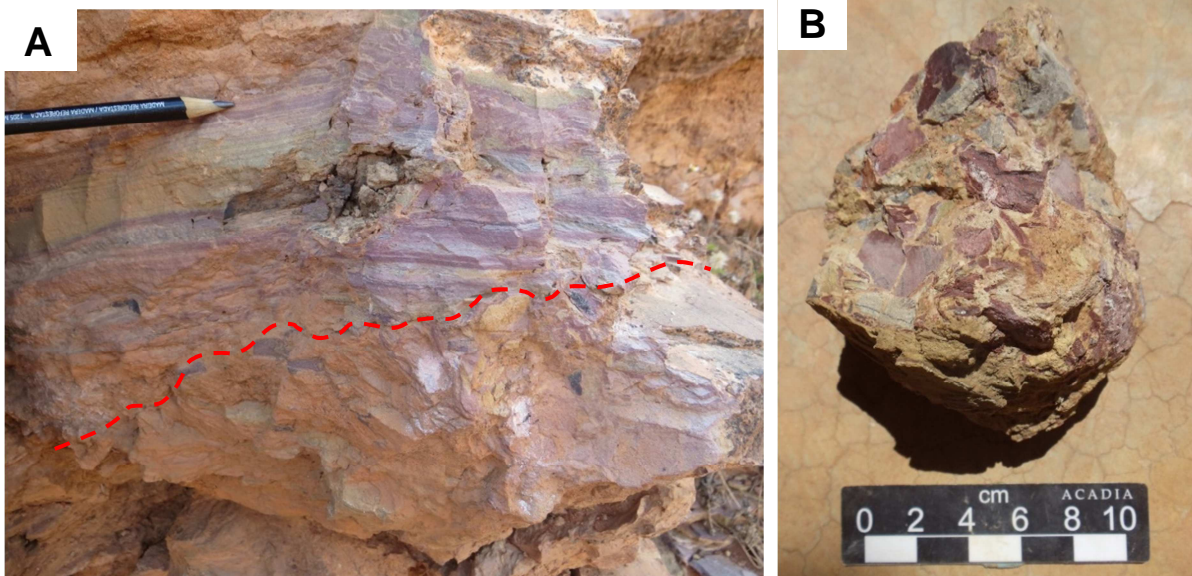
Figura 24 – Afloramento de brecha sinsedimentar intraformacional



Legenda: - Linha pontilhada vermelha indica a alternância entre o regime de baixa energia na base e os ciclos de tempestade no topo.

Fonte: A autora, 2015.

Figura 25 - Brecha sinsedimentar intraformacional



Legenda: A) Brecha sinsedimentar intraformacional na parte inferior do traçado vermelho intercalada com siltito de laminação paralela a ondulada na parte superior do traçado vermelho. B) Amostra MSC-021 de brecha sinsedimentar intraformacional monomítica.

Nota: Clastos unicamente de siltito oriundos da fácies retrabalhada em ciclos de alta energia no ambiente. É possível distinguir o acamamento primário preservado em alguns clastos.

Fonte: A autora, 2015.



Figura 26 – Brecha tectônica



Legenda: Afloramento de brecha tectônica na frente de lavra Coité.

Nota: Presença de vênulas de quartzo e clastos angulosos de diferentes composições.

Fonte: A autora, 2015.

Figura 27 – Zona discordante de brecha tectônica



Legenda - Zonas de retrabalhamento tectônico gerando as brechas.

Nota: Bancada da frente de lavra Coité.

Fonte: A autora, 2015.

#### 4.2.3 Calcário:

Os calcários estão intercalados na sequência fosfática, mas não apresentam teor em fósforo. No entanto, guardam características do ambiente marinho e diagenético, o que auxiliará na interpretação da sequência mineralizada.

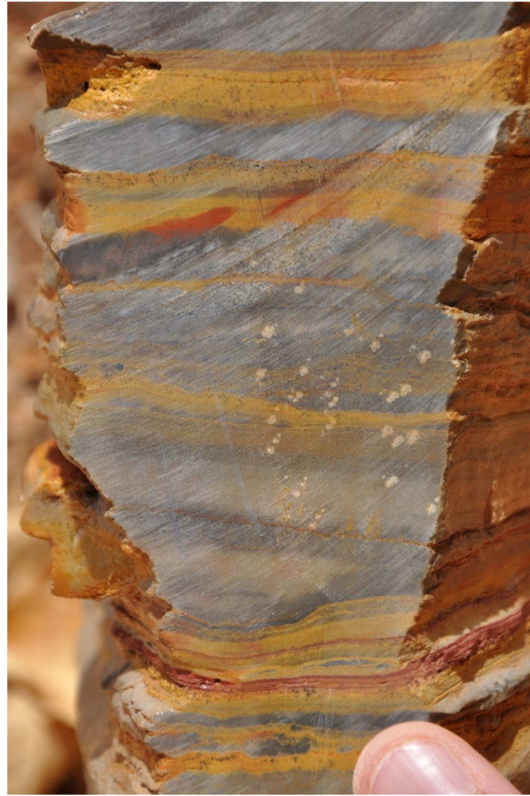
Ocorrem em camadas paralelas de poucos metros de espessura (1 a 5m) intercaladas com finas lâminas de argila de cor vermelha ou marrom com espessura milimétrica (Figura 28). As lâminas de argila apresentam laminação ondulada.

Mais raramente, ocorre calcário grão suportado, composto por intraclastos grosseiros (>2mm) de siltito e do próprio calcário (Figura 29), resultado de um intenso momento de tempestade que retrabalhou o calcário e as fácies sílticas adjacentes.

Os calcários estariam provavelmente associados ao ambiente de inframaré levemente mais profundo (DRUMMOND, 2014) e seriam o resultado da precipitação abiótica de carbonato de cálcio facilitado pela evaporação da água do mar supersaturada em  $\text{CaCO}_3$  (VIEIRA *et al.*, 2007).



Figura 28 – Calcário com lâminas de argila



Legenda: Fácies carbonática com laminação ondulada e intercalação de finas lâminas de argila.

Fonte: A autora, 2015.

Figura 29 – Calcário com intraclastos de siltito



Legenda: Amostra MSC-066.

Fonte: A autora, 2015.

A Parassequência 2 é o intervalo estratigráfico mais significativo para o depósito, pois nele estão os maiores teores de  $P_2O_5$ , os quais correspondem ao ambiente de inframaré com a deposição de siltito argiloso com laminação paralela e siltito arenoso com laminação ondulada, gradando para o topo com o siltito microbial e siltito arenoso rico em muscovita, intercalados com brechas sinsedimentares intraformacionais. Brechas tectônicas foram descritas cortando toda essa sequência.

Os maiores teores de  $P_2O_5$  foram encontrados nas rochas com maior porosidade dessa sequência, principalmente as brechas sinsedimentares e brechas tectônicas, que formam os níveis mineralizados, e são denominadas de fosforitos.

A mina, assim como toda a região, sofreu uma deformação dúctil representada por dobras suaves com vergência para leste, ou seja, para o Cráton São Francisco. As zonas métricas de brechas tectônicas que cortam a sequência são provavelmente resultado de tectônica dúctil-rúptil que afetou a mina, bem como a presença de veios de quartzo discordantes. Essas deformações devem provavelmente estar relacionadas à Orogenia Brasileira.

## 5 CARACTERIZAÇÃO DA MINERALIZAÇÃO

As rochas mineralizadas tiveram suas paragêneses e relações texturais estabelecidas com base na descrição de lâminas polidas em microscópio petrográfico e microscópio eletrônico de varredura.

As amostras analisadas são oriundas da Parassequência 2, a qual corresponde ao principal evento mineralizante, já que contém as rochas com os mais altos teores de  $P_2O_5$ . Nesta parassequência, calcários argilosos se intercalam com siltito arenoso com laminação ondulada e siltito argiloso com laminação paralela. Essas fácies de inframaré gradam em direção ao topo para o siltito microbial e siltito arenoso rico em muscovita do ambiente de intermaré. A todas as fácies estão associadas brechas sinsedimentares intraformacional e brechas tectônicas.

As brechas são os verdadeiros fosforitos do depósito, com teores médios em torno de 24%  $P_2O_5$ , o que tem um forte impacto na economicidade do depósito.

De modo geral, os teores dos siltitos no minério variam em torno de 6,5%  $P_2O_5$ , mas podem localmente apresentar concentrações de até 20%  $P_2O_5$ , como foi o caso de duas amostras coletadas da litofácies siltito argiloso e siltito arenoso com laminação ondulada.

As análises microscópicas foram feitas em 54 amostras, sendo 11 de brecha, 09 de siltito e 34 de carbonatos.

Como dado complementar para a definição da mineralogia sob microscópio eletrônico de varredura, foram utilizados os resultados de difração de Raio-X do trabalho de Drummond (2014), realizados em amostras oriundas das mesmas cavas aqui estudadas. Nesse sentido, a hidroxiapatita foi sugerida como mineral de minério em função dos picos composicionais de Ca e P aliado às análises de Raio-X.

## 5.1 Litofácies Siltito

A litofácies siltito será aqui caracterizada agregando todas as fácies do siltito, sendo elas microbial, siltito arenoso com laminação ondulada, siltito arenoso rico em muscovita e siltito argiloso com laminação paralela.

### Petrografia

De uma maneira geral a litofácies siltito apresenta matriz detrítica quartzo-feldspática micro a criptogranular, com pequenas variações de composição.

O mineral predominante é a hidroxiapatita, compondo entre 30 a 40% das lâminas. Ocorre na forma de grãos subarredondados de cor marrom, sem pleocroísmo e com baixa birrefringência. Normalmente esses grãos são os de maior granulometria (até 0,2mm), destacando-se da matriz quartzo-feldspática (Figura 30 e 31).

Os grãos de hidroxiapatita, por vezes, podem coalescer formando uma laminação, comum na litofácies siltito microbial (Figura 32).

A hidroxiapatita nas rochas estudadas representa a alteração da francolita, mineral fosfático autigênico precipitado nos interstícios do sedimento como primeira manifestação da fosfogênese (*pristine phosphorite* – JARVIS *et al.*, 1994; GLENN *et al.*, 1994).

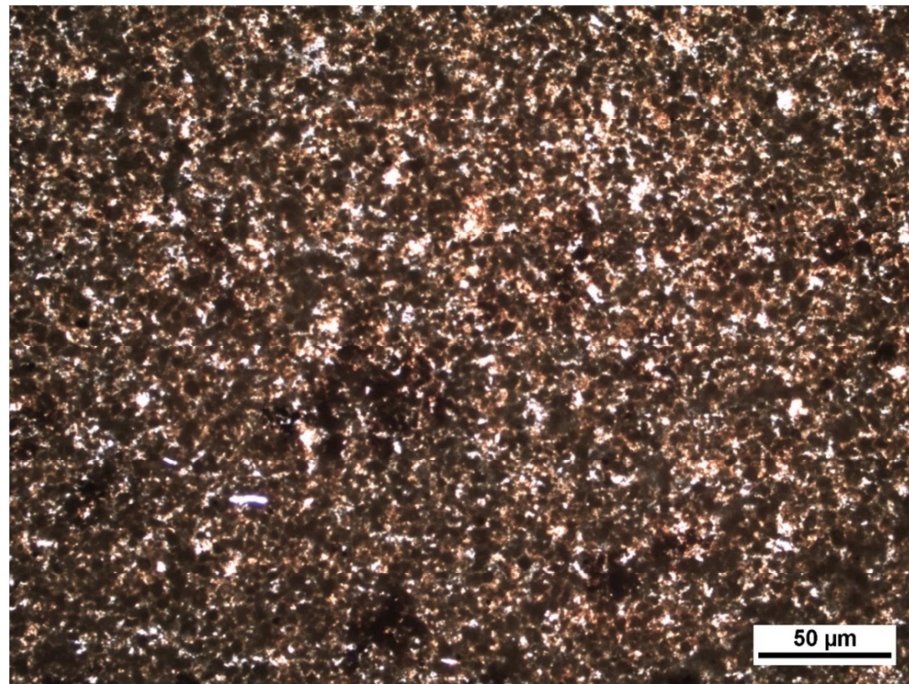
A presença de grãos e laminação de hidroxiapatita na litofácies do siltito microbial sugere a participação de microbialitos na liberação de íons fosfato nos poros do sedimento para a precipitação da francolita.

Pirita e oxi-hidróxidos de ferro ocorrem como grãos finos, submilimétricos, em forma de pontinhos com pigmentação vermelha, subarredondados e disseminados na matriz. O siltito arenoso com laminação paralela é o que apresenta a maior concentração, em torno de 10%. Nas demais fácies esses minerais ocorrem em torno de 5%. Esses minerais são autigênicos quando precipitados através do ciclo redutor de Fe ou através da sulfato redução na zona anóxica do sedimento. No



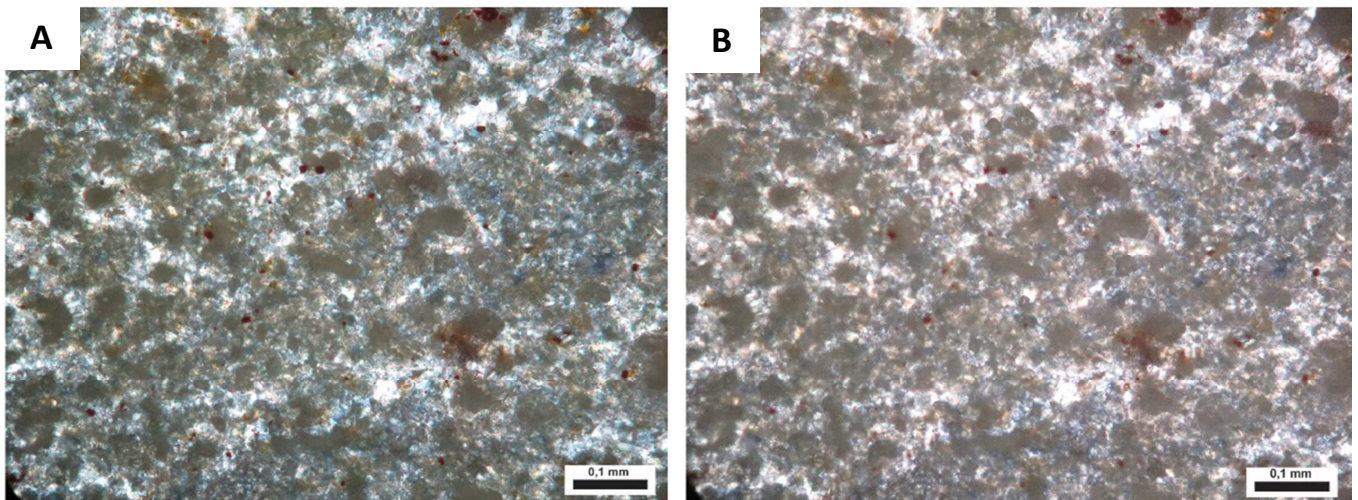
entanto, grãos detritais também podem ocorrer. Tais partículas detríticas podem trazer íons fosfáticos adsorvidos na superfície do grão, e ao atingir a zona anóxica os liberam nos interstícios do sedimento favorecendo a precipitação da francolita.

Figura 30 - Fotomicrografia da matriz do siltito arenoso



Legenda: Nicóis descruzados. Aumento de 5x  
Nota: Hidroxiapatita como grãos de cor marrom subarredondados.  
Fonte: A autora, 2015.

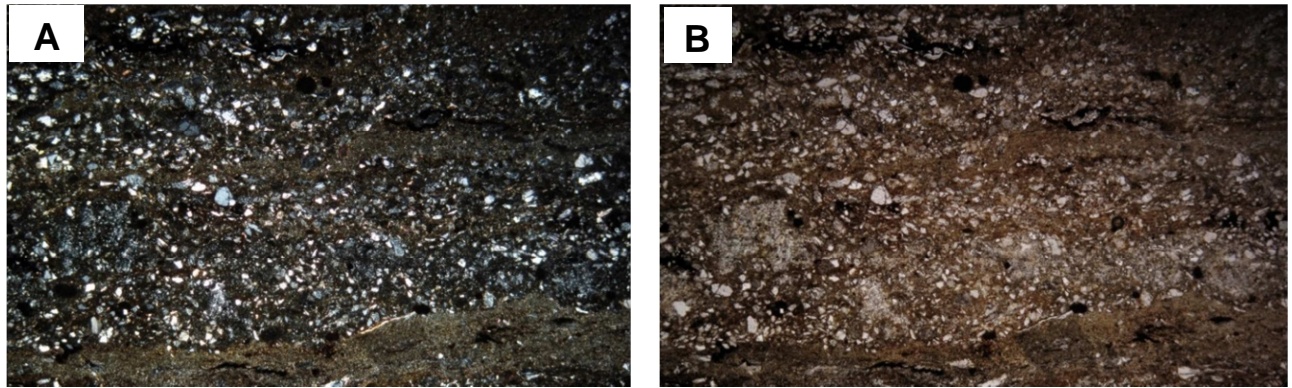
Figura 31 - Fotomicrografia da matriz do siltito argiloso



Legenda: A) Nicóis cruzados, aumento de 20x; B) Nicóis paralelos, aumento de 20x.  
Nota: Grãos de hidroxiapatita subarredondados.  
Fonte: A autora, 2015



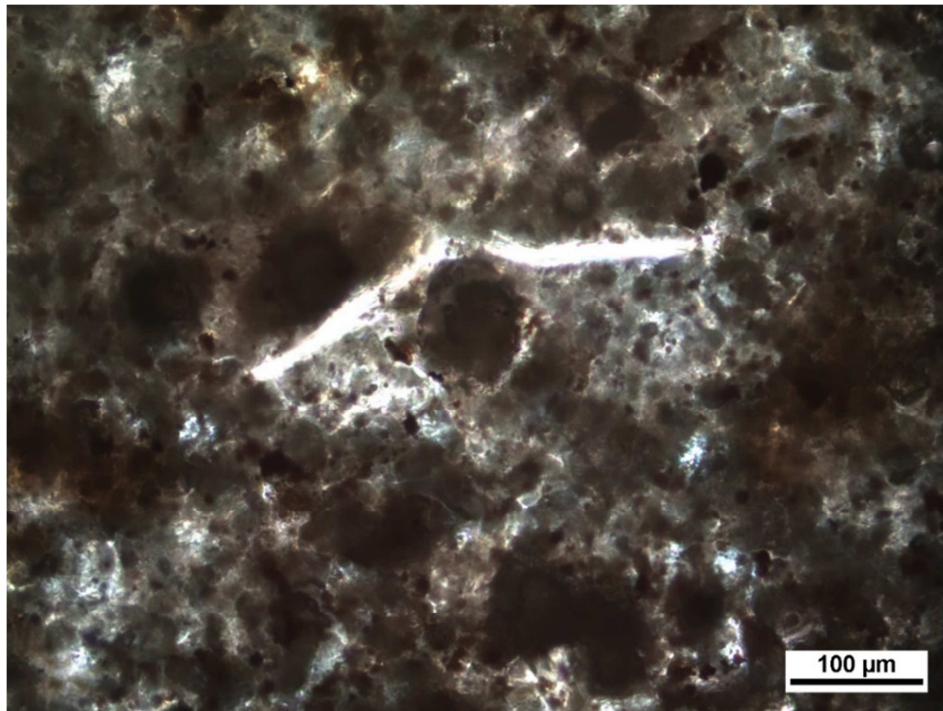
Figura 32 - Fotomicrografia da matriz do siltito microbial



Legenda: A) Nicóis cruzados, aumento de 5x; B) Nicóis paralelos, aumento de 5x.  
Nota: Níveis laminares de grãos de hidroxiapatita coalescidas.  
Fonte: A autora, 2015.

A muscovita ocorre na matriz como grão detrital em agulhas de até 0,4mm. Perfaz entre 15 a 20% da lâmina. Com o soterramento, em estágios avançados da diagênese, a compactação mecânica gerou a orientação da muscovita bem como o fraturamento de alguns grãos (Figura 33). A diagênese avançada gera também a desestabilização de algumas argilas, como por exemplo a passagem de esmectita para illita tendo a clorita como subproduto. Nesse caso, vale ressaltar que o tamanho do grão extremamente fino dificulta a identificação, podendo haver confusão entre illita e muscovita.

Figura 33 – Fotomicrografia do siltito arenoso em estágio avançado de diagênese



Legenda: Nicóis cruzados, aumento 40x

Nota: Diagênese avançada identificada pelo faturamento do grão de illita/muscovita.

Fonte: A autora, 2015.

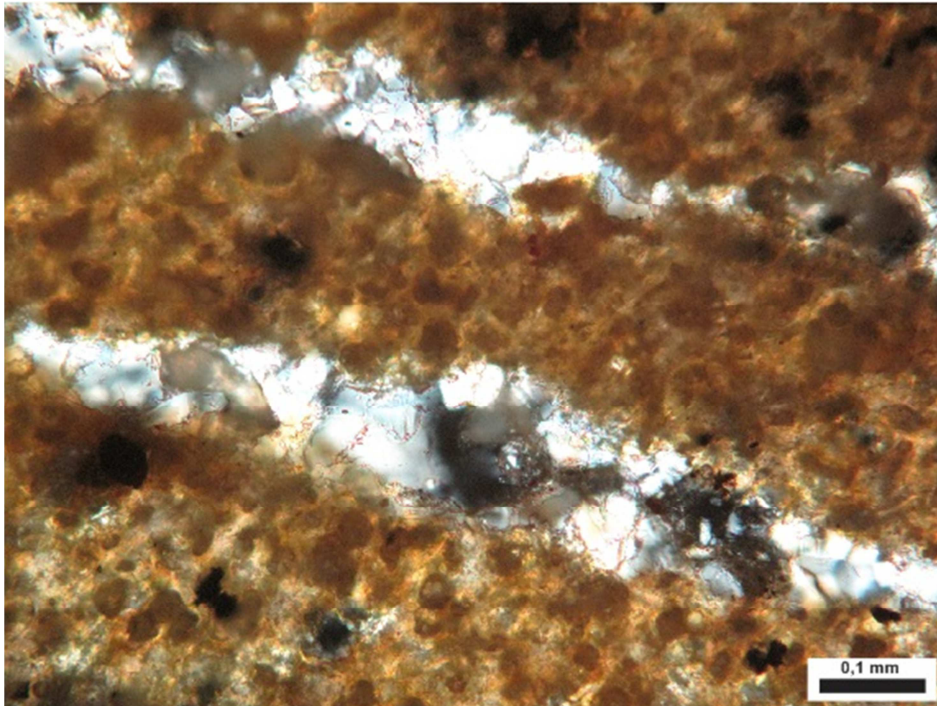
Quartzo (25 a 30%), feldspato (10%) e argilominerais (15%) são os outros minerais detritais da matriz que ocorrem em tamanho submilimétrico, sendo difícil a caracterização de esfericidade e contato entre os grãos. Por vezes é possível definir um subarredondamento.

O quartzo ocorre também preenchendo cavidades. Tais cavidades são microfraturas com poucos milímetros de espessura, paralelas ao acamamento e com bordas relativamente planas (Figura 34); como também porosidades desenvolvidas pela diagênese (Figura 35). Diferentemente das fraturas tabulares, esses poros possuem formas assimétricas, arredondadas. As microfraturas com paredes tabulares foram interpretadas como possível resultado do tectonismo que afetou a bacia, possivelmente associado ao ciclo Brasileiro e o desenvolvimento das faixas móveis.

Os grãos de quartzo que ocorrem nas cavidades apresentam diferentes hábitos cristalinos, e tais morfologias dos grãos podem sugerir diferentes processos de deformação. Extinção ondulante e bordas irregulares são duas características microestruturais observadas bastante comuns (Figura 35). Ocorrem também

cavidades com grãos alongados da borda para o centro associado a grãos microcristalinos, sugerindo um processo de recristalização, formando duas classes de grãos com uma distribuição de tamanhos discrepantes (Figura 35). Tal distribuição bimodal é desenvolvida sob condições de altas temperaturas (200-300°C, VERNON, 2004; apud CASTRO, 2007).

Figura 34 – Fotomicrografia do silito com microfratura preenchida por quartzo.



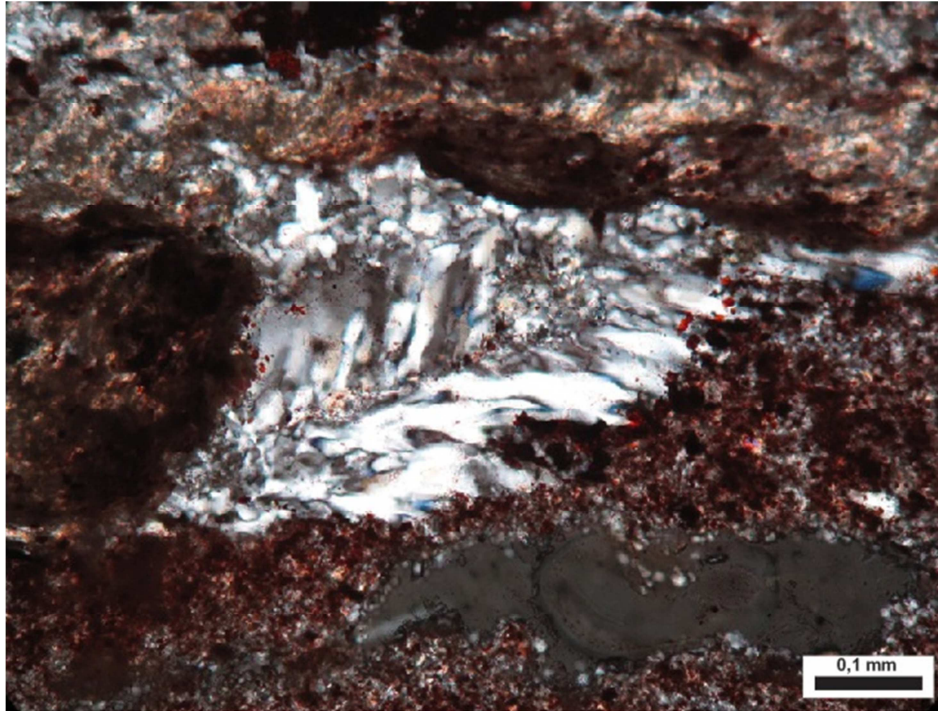
Legenda: Nicóis cruzados, aumento 20x

Nota: Microfratura preenchida por quartzo com extinção ondulante e bordas irregulares.

Fonte: A autora, 2015.



Figura 35 – Fotomicrografia do siltito com cavidade não tabular.



Legenda: Nicóis cruzados, aumento 20x.

Nota: Cavidade não tabular gerada provavelmente por estágios diagenéticos, preenchida por quartzo hidrotermal, tendo sofrido recristalização posterior em condições de alta temperatura.

Fonte: A autora, 2015

### Microscópio Eletrônico de Varredura

A relação entre os grãos e outros aspectos texturais das diferentes litofácies do perfil mineralizado só puderam ser percebidas através da análise no microscópio eletrônico de varredura (MEV), dada a granulometria extremamente fina. Essas observações foram cruciais para o entendimento e comparação entre os fosforitos e as rochas fosfatadas.

Nesse contexto, o mineral de minério no siltito da fácies microbial com 6,92% de  $P_2O_5$  (rocha fosfatada) e no siltito argiloso com laminação paralela da fácies de inframaré com 19,07% de  $P_2O_5$  (fosforito) apresentou formas de ocorrência bem características em cada litotipo.

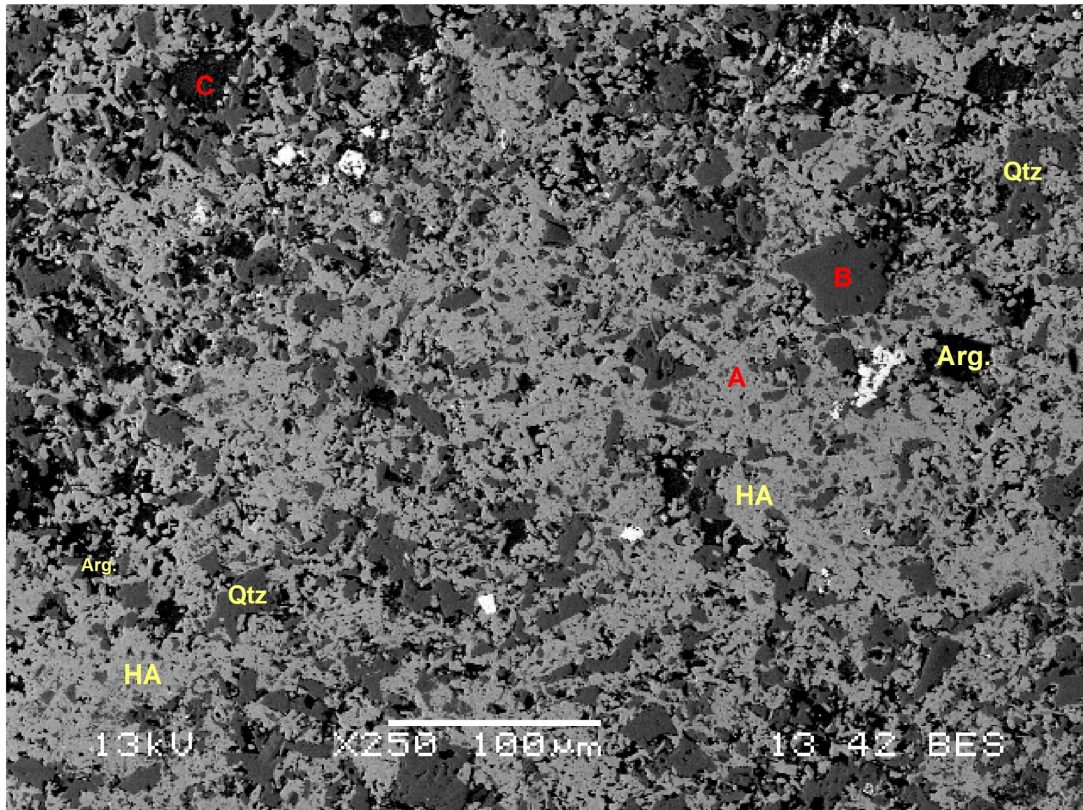
Os fosforitos apresentaram uma massa irregular (Figura 36) cujos espectrogramas mostraram picos de P e Ca (Figura 37A) associados a picos de Si (Figura 37B). Em menor proporção, porções com picos de Al, Si, Ca e por vezes K

integram essa massa irregular sugerindo ser argilomineral (Figura 37C). Os picos de P e Ca sugerem uma composição compatível com uma hidroxiapatita ( $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{OH})$ ), conforme análise de difração de raios-x de Drummond (2014) em amostras oriundas da mesma área, enquanto os picos de Si seria quartzo.

Já nos siltitos fosfatados, os pontos analisados com picos de P e Ca estão em grãos subarredondados e/ou alongados de até  $150\mu\text{m}$ , por vezes formando níveis orientados paralelamente (Figura 38 e Figura 39A). No entanto, a mesma associação com os picos de Si se mantém (Figura 38 e Figura 39B). A matriz do siltito nesse caso apresentou grãos com granulometria inferior a  $10\mu\text{m}$  com picos predominantemente de Si, Al, K, por vezes Mg (Figura 38 e Figura 39C), sugerindo uma matriz argilosa quartzo-feldspática com micas e argilominerais, possivelmente muscovita  $[\text{KAl}_2\text{Si}_3\text{AlO}_{10}(\text{OH},\text{F})_2]$ , caulinita  $[(\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4)]$  e esmectitas  $[(\text{Ca},\text{Na})_{0,7}(\text{Al},\text{Mg},\text{Fe})_4(\text{Si},\text{Al})_8\text{O}_{20}(\text{OH})_4]$ . Ocorrem também grãos isolados, subarredondados de até  $200\mu\text{m}$  com picos predominantemente de Si, porém com presença também de Al e K.

A textura da superfície dos grãos de hidroxiapatita é porosa (Figura 40) com massas irregulares de quartzo aparentemente substituindo o interior do grão. Alumínio também está presente nessa paragênese.

Figura 36 - Fotomicrografia de MEV da amostra MSC-014 de fosforito.

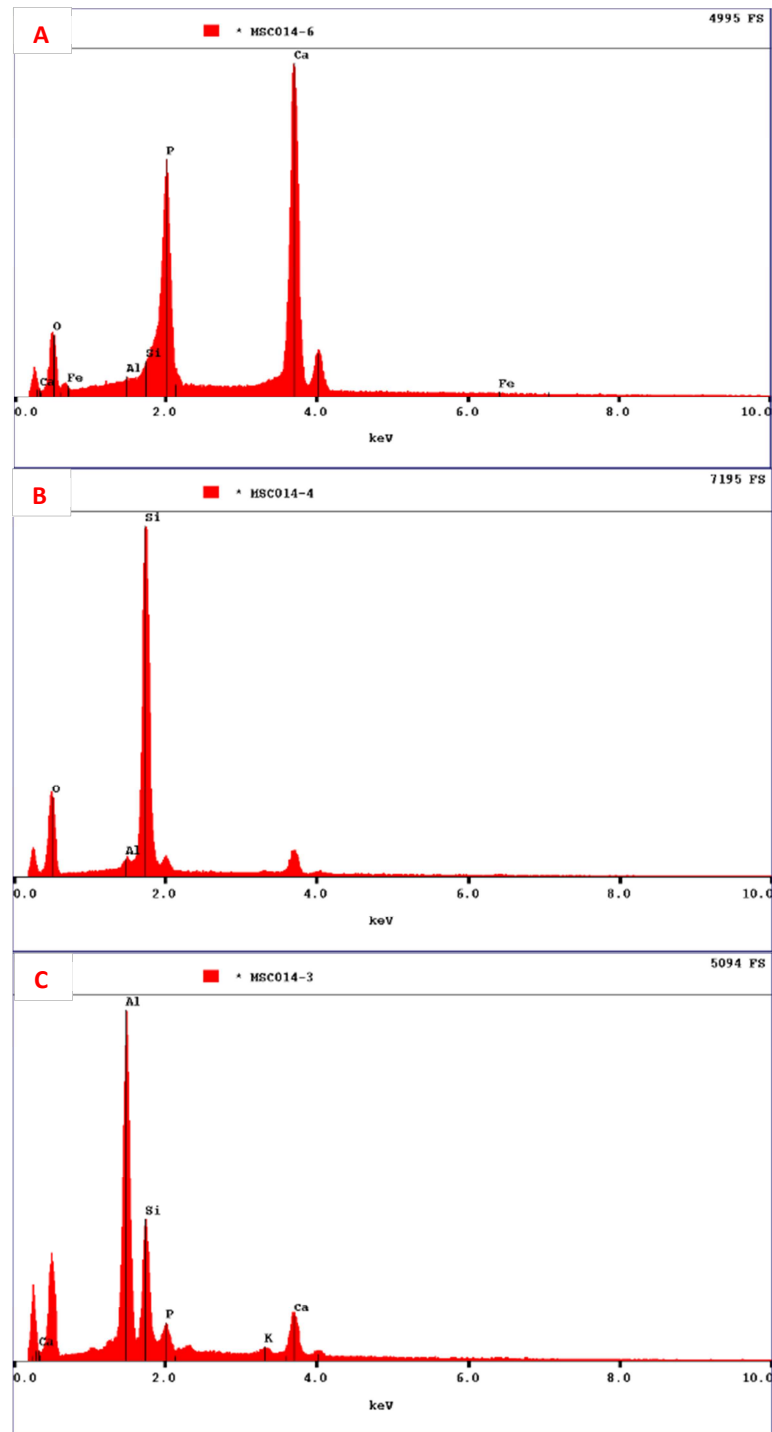


Legenda: Matriz do silito argiloso com 19,07% de  $P_2O_5$  com indicação dos pontos de análise por EDS (A, B e C) demonstrados na Figura 37.

Nota: Visão da matriz completamente preenchida por uma massa irregular com picos de Ca e P sugerindo hidroxiapatita (HA) e quartzo (Qtz), além de pirita e argilomineral (Arg.) em menor proporção.

Fonte: A autora, 2015.

Figura 37 - Espectrogramas analisado da amostra MSC-014.

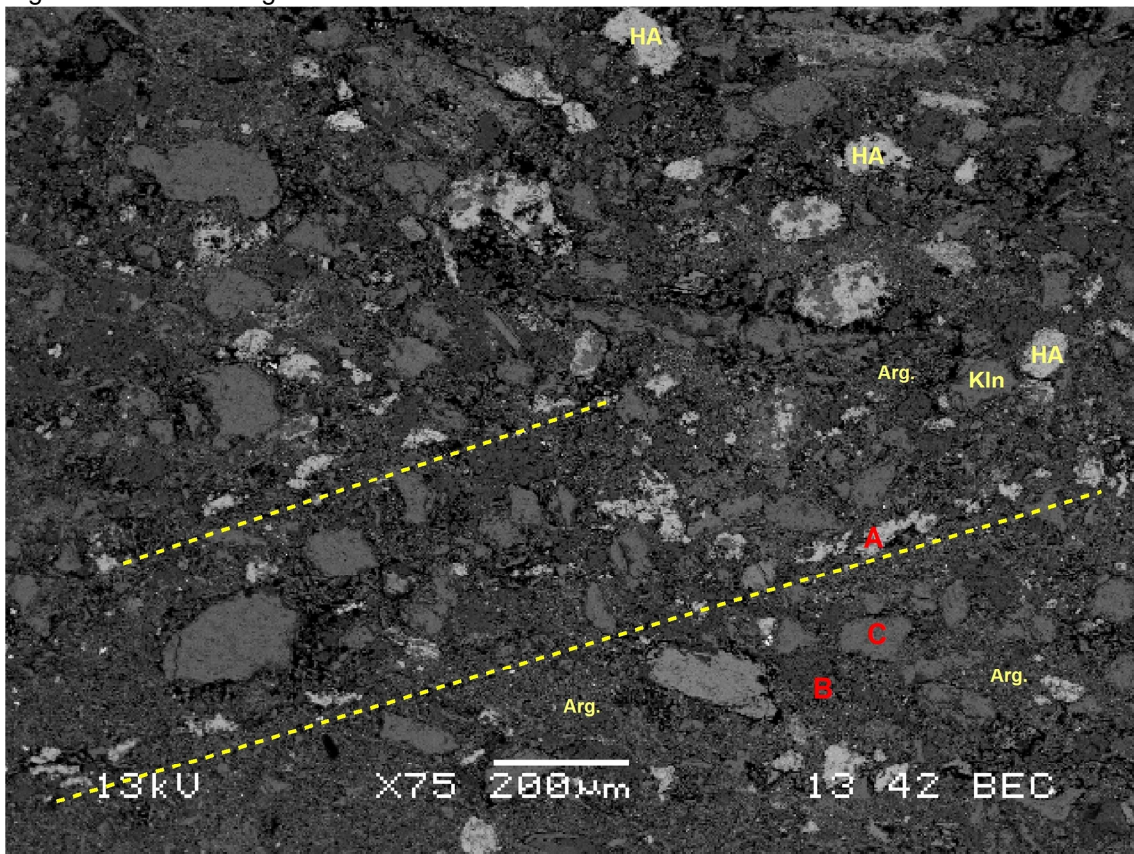


Legenda: (A) Picos de Ca e P, correlacionados com a análise de difração de raios-x de Drummond (2014) sugerem composição da Hidroxiapatita ( $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{OH})$ ); (B) Picos de Si sugerem ser quartzo; (C) Picos de Al, Si, Ca e K sugerem composição de argilomineral, como caulinita  $[(\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4)]$ , esmectita  $[(\text{Ca},\text{Na})_{0.7}(\text{Al},\text{Mg},\text{Fe})_4(\text{Si},\text{Al})_8\text{O}_{20}(\text{OH})_4]$  ou muscovita  $[\text{KAl}_2\text{Si}_3\text{AlO}_{10}(\text{OH},\text{F})_2]$ .

Fonte: A autora, 2015.



Figura 38 - Fotomicrografia de MEV da amostra MSC-023 de siltito microbial.



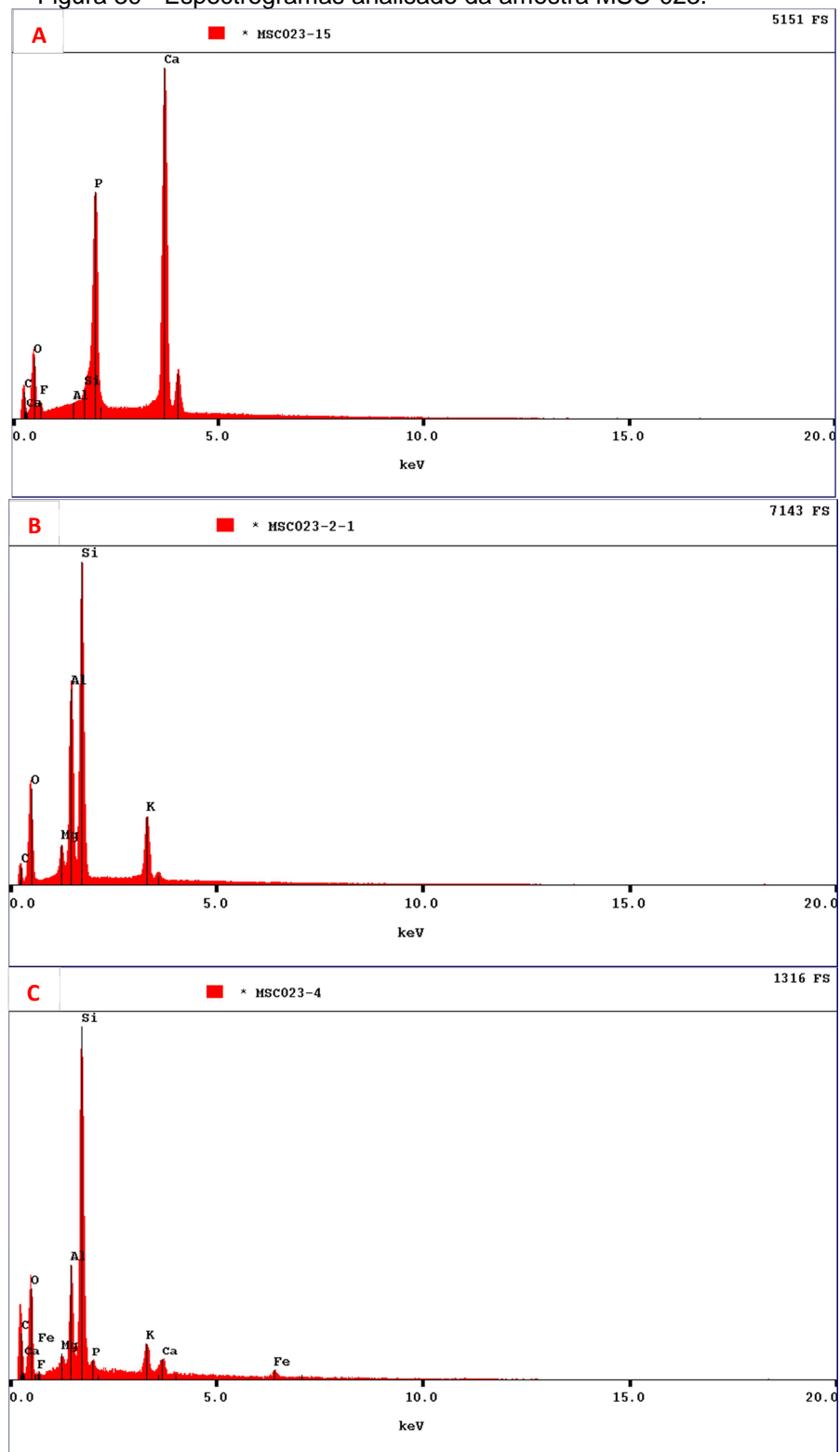
Legenda: Matriz do siltito microbial com 6,92% de  $P_2O_5$ , com indicação dos pontos de análise por EDS (A, B, C) indicados na Figura 39.

Nota: Hidroxiapatita (HA) ocorre pontualmente como grãos subarredondados bem como alongados e alinhados paralelamente (linha tracejada amarela sugerindo o alinhamento dos grãos). Argilominerías possivelmente muscovita e esmectita (Arg) além de grãos de caolinita (Kln) integram a matriz

Fonte: A autora, 2015.



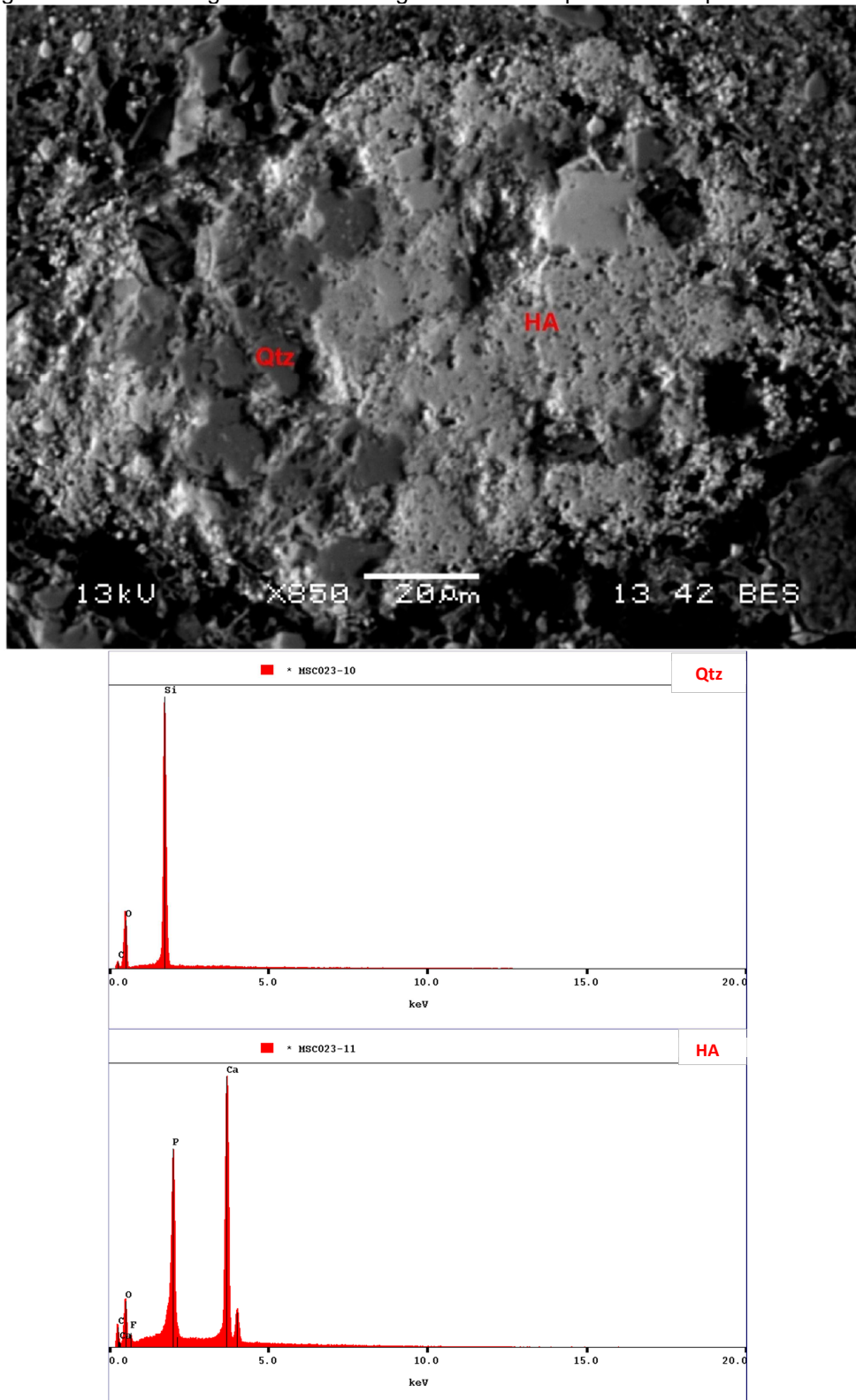
Figura 39 - Espectrogramas analisado da amostra MSC-023.



Legenda: (A) Picos de Ca e P, sugerem composição da Hidroxiapatita; (B) Picos de Si, Al, K e Mg sugerem composição de argilominerais como esmectita e muscovita na matriz; (C) Picos de, predominantemente, Si, Al e K, sugerem grãos de caulinita.

Fonte: A autora, 2015.

Figura 40 - Fotomicrografia de MEV do grão de hidroxiapatita com espectro associado.



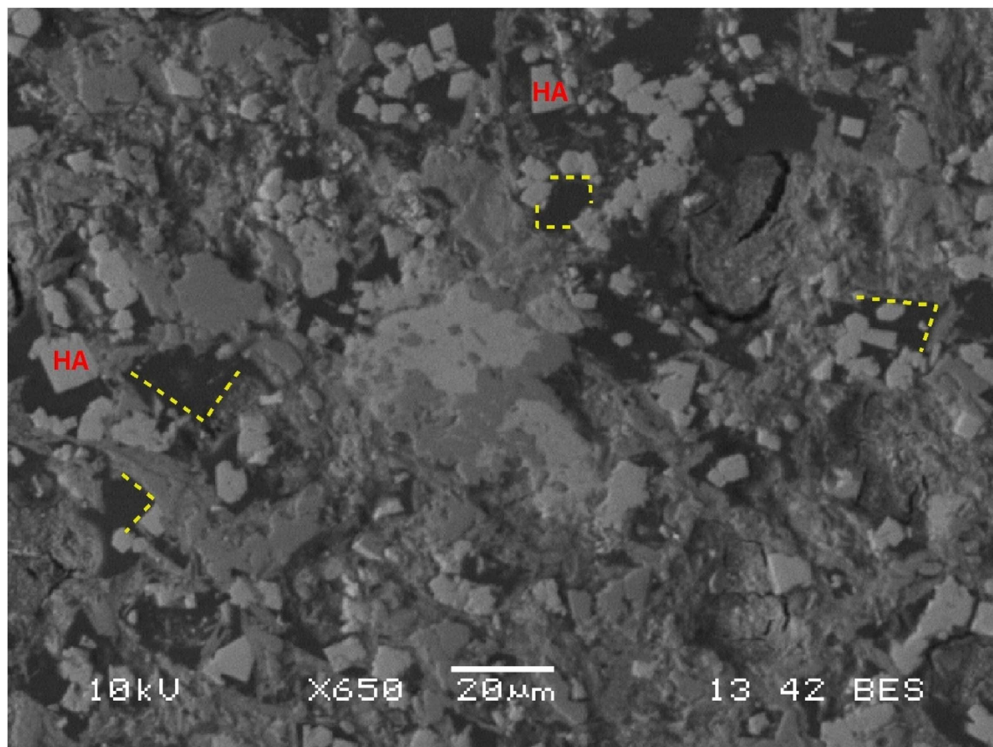
Legenda: Amostra MSC-023 de silito microbial fosfatado teor 6,92% de  $P_2O_5$ , com os respectivos espectros.

Nota: Grão de hidroxiapatita (HA) subarredondado com superfície porosa associado a massa de sílica (Qtz) com textura de substituição do quartzo no interior do grão.

Fonte: A autora, 2015.

Na figura 41 do siltito fosfatado, é possível observar cavidades com bordas retas ocupadas por grãos menores de hidroxiapatita bem formadas. Essa forma reliquiar do poro sugere, num primeiro momento, indício de dissolução de minerais menos estáveis como carbonatos e/ou argilominerais em estágios avançados da diagênese, e posteriormente, o preenchimento com hidroxiapatita. Tais cavidades podem sugerir caminhos preferenciais para os fluidos hidrotermais. Nessa mesma amostra, na figura 42 é possível perceber grão de hidroxiapatita com o hábito hexagonal, típico desse mineral, com inclusão de quartzo indicado pelas setas amarelas na figura. A paragênese entre esses dois minerais é uma constante, além da textura sugerir uma substituição do primeiro pelo segundo.

Figura 41 - Fotomicrografia de MEV da amostra MSC-017 de siltito fosfatado.

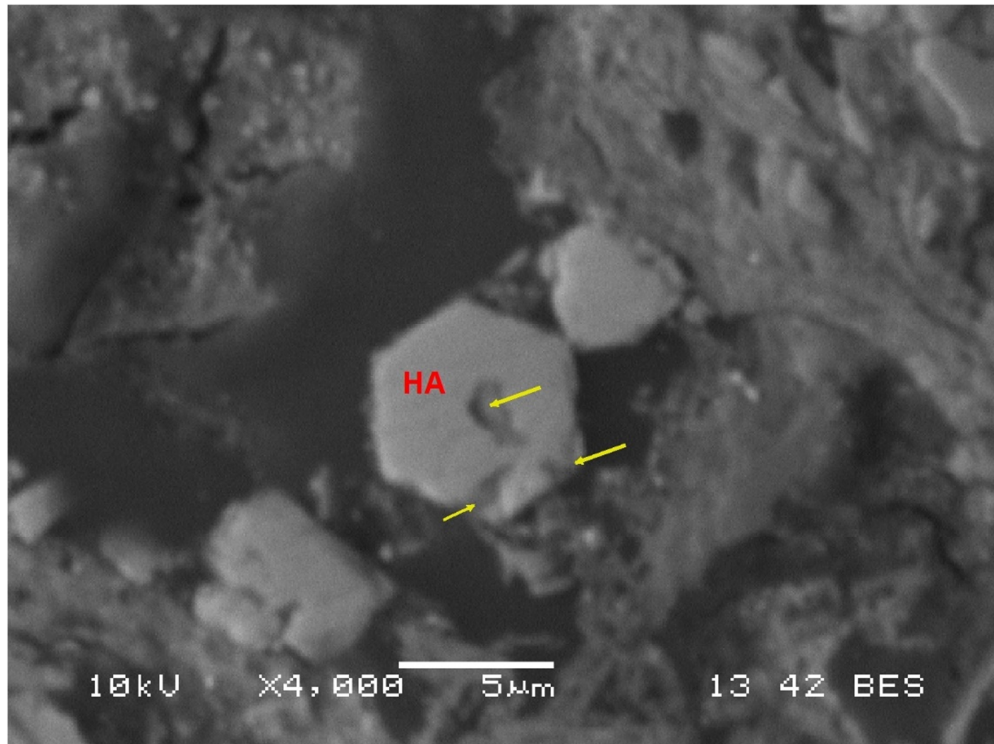


Legenda: Poros com paredes planares sugerindo dissolução de dolomita e cristalização de hidroxiapatita.

Nota: Amostra com teor de 7,50% de  $P_2O_5$ .

Fonte: A autora, 2015.

Figura 42 - Fotomicrografia de MEV de amostra MSC-017 de siltito fosfatado



Legenda: Grão de hidroxiapatita bem formado (HA), em paragênese com quartzo (setas amarelas), sugerindo uma substituição da hidroxiapatita por quartzo.

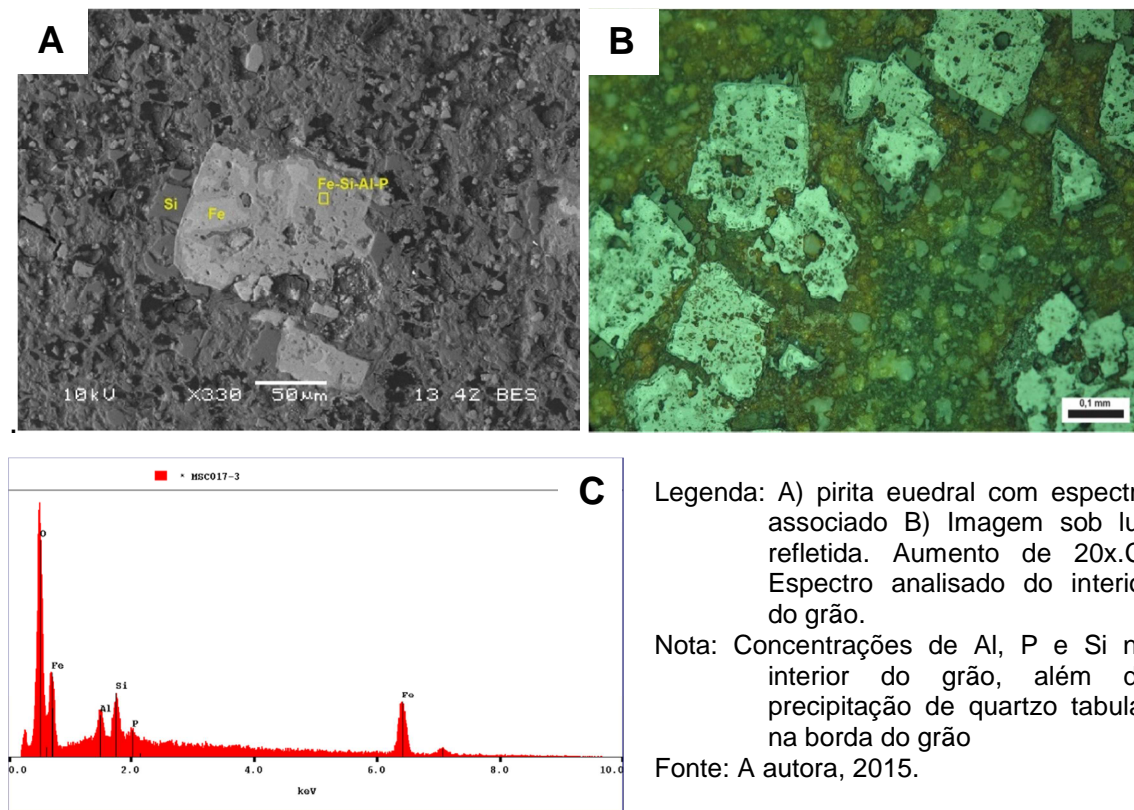
Fonte: A autora, 2015.

A pirita e oxi-hidróxidos de ferro podem ocorrer como grãos submilimétricos dispersos na matriz como pontinhos avermelhados, ou a pirita pode ocorrer como grãos maiores euedrais de até 0,2mm.

A pirita euedral, conforme ilustrado na Figura 43, mostra porções mais claras com picos exclusivamente de Fe, enquanto que no restante do grão, em paragênese com o Fe, estão Al, P e Si (Figura 43C), sugerindo uma composição próxima a da wavelita (fosfato de alumínio). A borda do grão é composta unicamente de sílica.

A ocorrência de pirita eudral sugere então um processo, possivelmente, concomitante ao da wavelita. O quartzo que engloba a pirita seria um evento imediatamente posterior.

Figura 43 – Fotomicrografia de MEV de grãos de pirita com espectro associado



É importante salientar a diferença textural do mineral de minério nas litofácies do siltito fosfatado e do siltito fosforito.

O primeiro caso, siltitos com teores em torno de 7%, a hidroxiapatita ocorre pontualmente, como grãos isolados. Esses grãos possuem formas diversas, desde subarredondados, alongados e até eudrais com hábito hexagonal. Acredita-se que os grãos subarredondados eram inicialmente grãos peloidais de francolita autigênica, alterados posteriormente por hidroxiapatita. Enquanto que os grãos hexagonais seriam neoformados através de fluidos que remobilizaram o fosfato primário reprecipitando em poros da rocha.

No fosforito, siltito com teor de 19,07% de  $P_2O_5$ , a hidroxiapatita ocorre como uma massa irregular, não sendo possível distinguir grãos isolados. Sugere-se que a

origem seja também a remobilização do fosfato primário através de fluidos, os quais encontraram mais porosidade nessas litofácies para se reprecipitar como uma massa irregular.

No entanto, em ambas as ocorrências, ela está em paragênese com o quartzo, onde interpreta-se que este esteja substituindo-a.

A wavelita foi sugerida pelos picos composicionais de Al e P encontrados localmente na litofácies siltito arenoso fosfatado. Ela está associada a pirita euedral, onde interpreta-se que seriam resultado de eventos concomitantes e tardios, pós-hidroxiapatita.

## 5.2 Litofácies Brecha

A litofácies brecha será aqui caracterizada agregando tanto a brecha sinsedimentar intraformacional como a brecha tectônica.

### Petrografia

A brecha é composta por uma matriz micro a criptogranular de cor cinza e marrom. A porção marrom corresponde a hidroxiapatita, no entanto, dificilmente é possível individualizar grãos. A forma de ocorrência são manchas irregulares pela matriz perfazendo entre 25 a 35% da lâmina.

Quartzo, feldspato e muscovita também compõem a matriz em grãos submilimétricos, perfazendo aproximadamente 30%, 12% e 15%, respectivamente.

Pirita ocorre como grãos euedrais, por vezes em trilha, em alteração para goethita com bordas corroídas, perfazendo até 10% de algumas amostras.

A brecha intraformacional sinsedimentar possui clastos unicamente de siltito de tamanhos centimétricos (Figura 44), enquanto que a brecha tectônica possui clastos variados, principalmente de quartzo e feldspato e de tamanhos milimétricos (Figura 45).



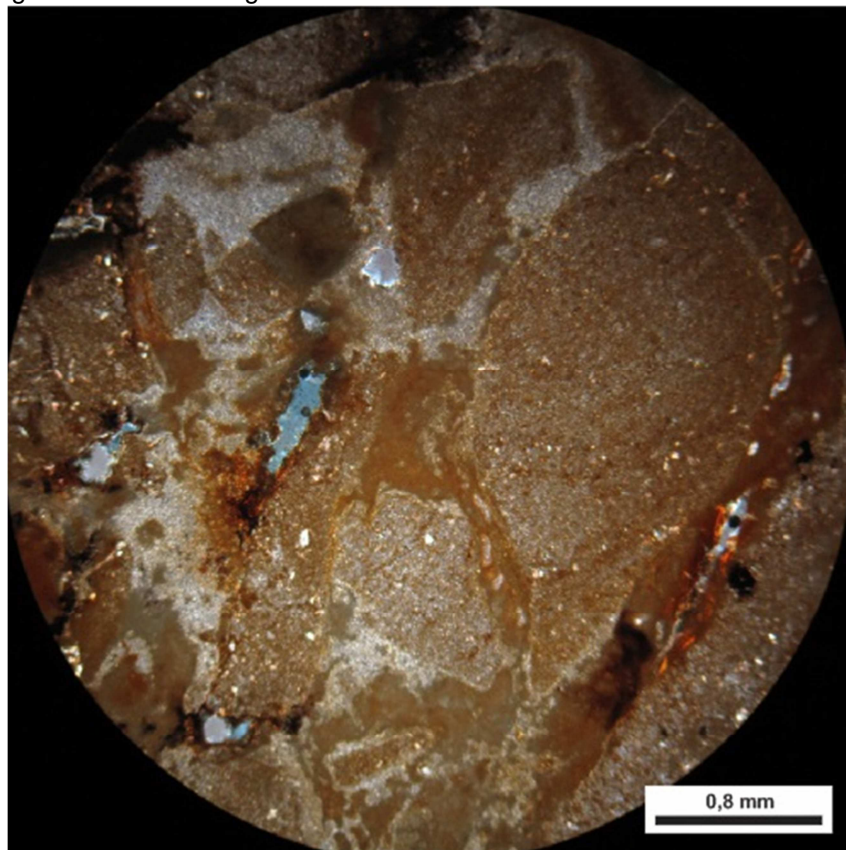
Macroscopicamente, a matriz da brecha tectônica é predominantemente de cor rosada, enquanto que a brecha sinsedimentar intraformacional possui matriz de cor bege/marrom. Sob microscópio, percebe-se que essa coloração rosada possivelmente é dada por óxido-hidróxidos de ferro com pigmentação vermelha que recobrem toda matriz da brecha, em forma de manchas irregulares ou pequenas pontuações submilimétricas (Figura 45), além de bordejar algumas fraturas.

Assim como nos siltitos, o quartzo também ocorre preenchendo fraturas e poros da rocha apresentando-se com diferentes cristalinidades, desde microcristalino a granular subarredondado (até 0,2 mm), como pode ser observado nas figuras 46 e 47, respectivamente.

São observados clastos detritais de quartzo circundados por mancha marrom que interpretou-se ser hidroxiapatita (Figura 48).

Wavelita ocorre preenchendo porosidades da rocha entre clastos, na forma de agulhas crescendo da borda para o centro da cavidade (Figura 49).

Figura 44 - Fotomicrografia da matriz da brecha intraformacional sinsedimentar.



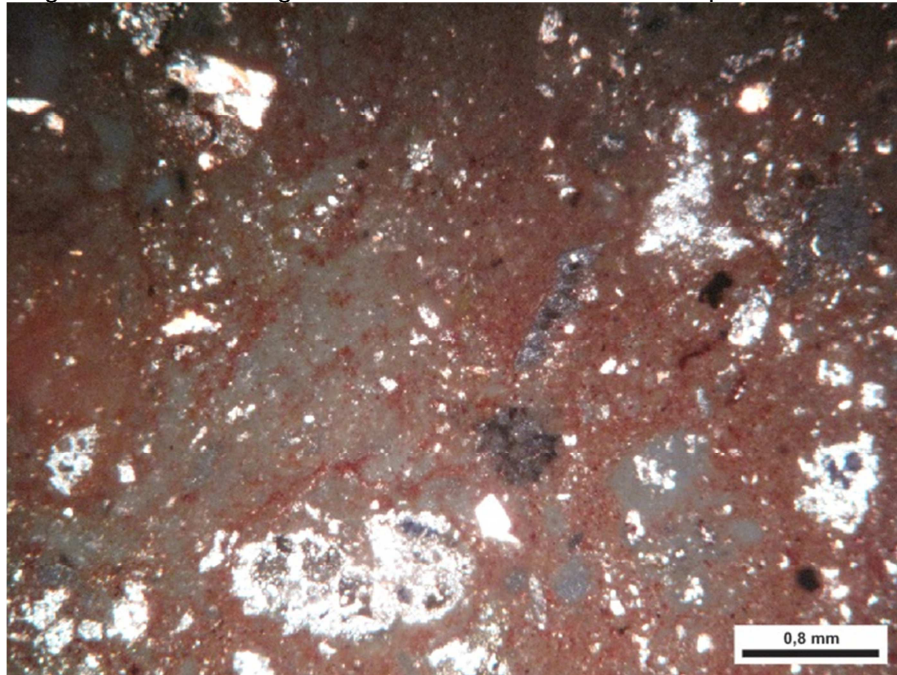
Legenda: Nicóis cruzados, aumento de 2,5x.

Nota: Clastos unicamente de siltito de até 2cm e matriz micro-criptogranular quartzo-feldspática. Amostra MSC-005 com 29,64% de  $P_2O_5$ .

Fonte: A autora, 2015.



Figura 45 - Fotomicrografia da matriz da brecha tectônica polimítica.

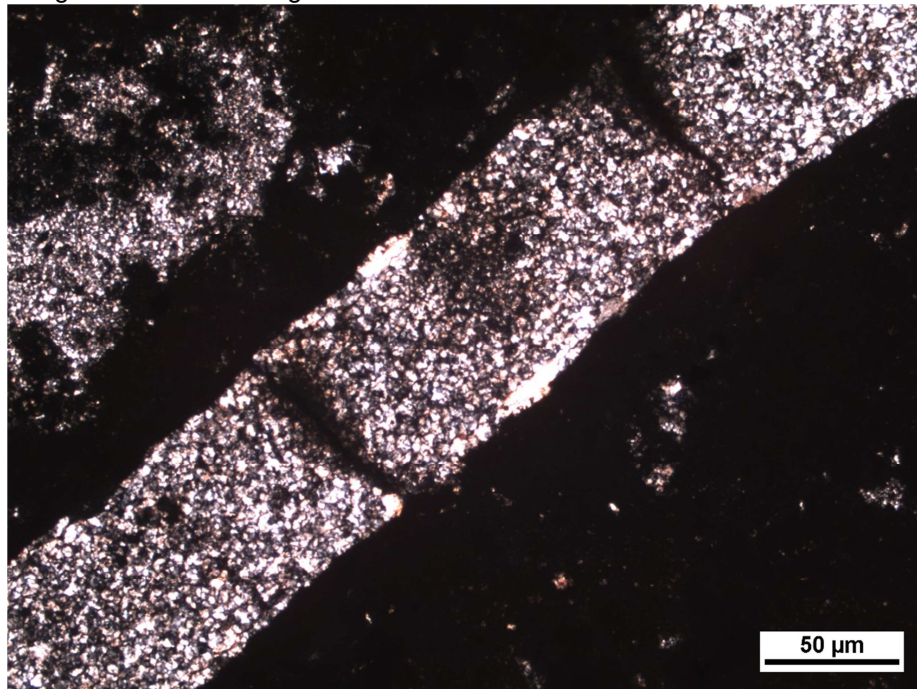


Legenda: Nicóis cruzados aumento de 2,5x

Nota: Clastos milimétricos e matriz micro-criptogranular com muito oxihidróxido de ferro. Amostra MSC-018 da frente de lava Coité, com 18,46% de  $P_2O_5$

Fonte: A autora, 2015.

Figura 46 - Fotomicrografia de fratura em brecha tectônica

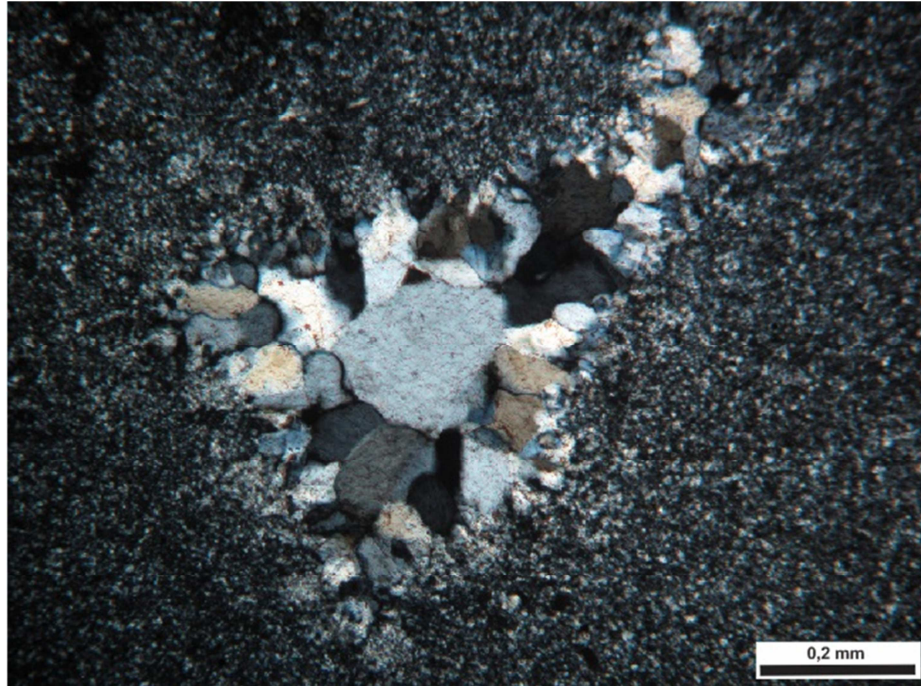


Legenda: Nicóis cruzados, aumento de 5x.

Nota: Quartzo microcristalino preenchendo fratura.

Fonte: A autora, 2015.

Figura 47 - Fotomicrografia da porosidade em brecha sinsedimentar intraformacional.

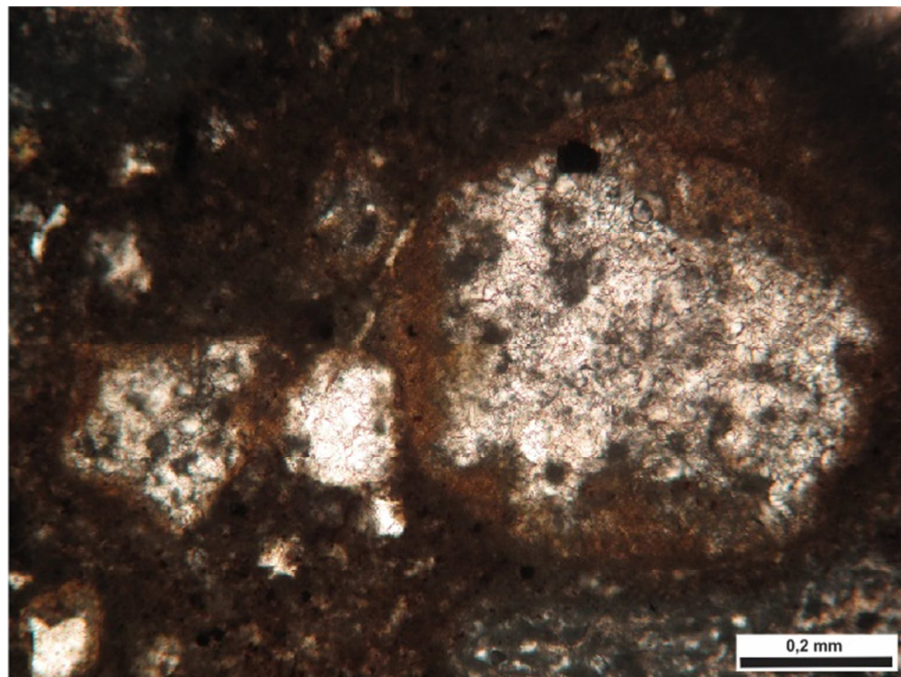


Legenda: Nicóis cruzados, aumento de 10x.

Nota: Quartzo granular subarredondado preenchendo porosidade.

Fonte: A autora, 2015

Figura 48 – Fotomicrografia de grão de quartzo detrital



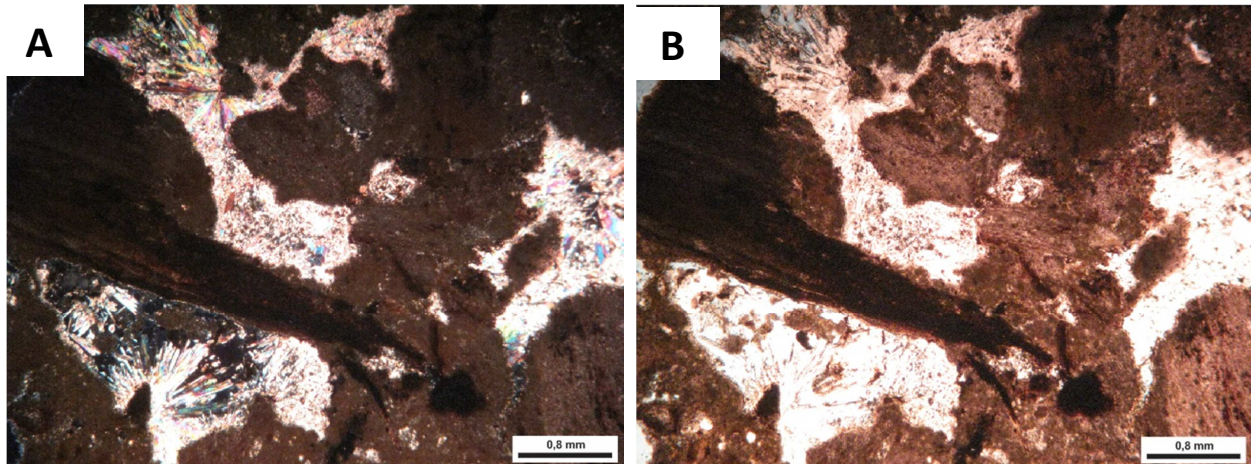
Legenda: Nicóis paralelos, aumento de 10x

Nota: Brecha tectônica com grão detrital de quartzo circundado por mancha marrom interpretada como hidroxiapatita.

Fonte: A autora, 2015.



Figura 49 - Fotomicrografia de wavelita em brecha sinsedimentar intraformacional.



Legenda: A) Nicóis cruzados B) Nicóis paralelos. Aumento de 2,5x.

Nota: Clastos de siltito com wavelita prismática neoformada nas cavidades entre os clastos na amostra MSC-026 com 24,21% de  $P_2O_5$ .

Fonte: A autora, 2015.

### Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV)

No MEV foi possível perceber que a matriz das brechas é composta pela hidroxiapatita sob a mesma forma de ocorrência que nos siltitos, como uma massa irregular sem a individualização de grãos.

A essa massa irregular estão associados picos de Si interpretado como quartzo, além de pequenas regiões com K, Al, Si, Mg, sugerindo composição de argilominerais (Figura 50 e Figura 51).

Os clastos da brecha sinsedimentar intraformacional, exclusivamente de siltito, também sugerem composição de argilominerais e micas, como caulinita, esmectitas e muscovita/ilita, com picos de K, Al, Si, Mg.

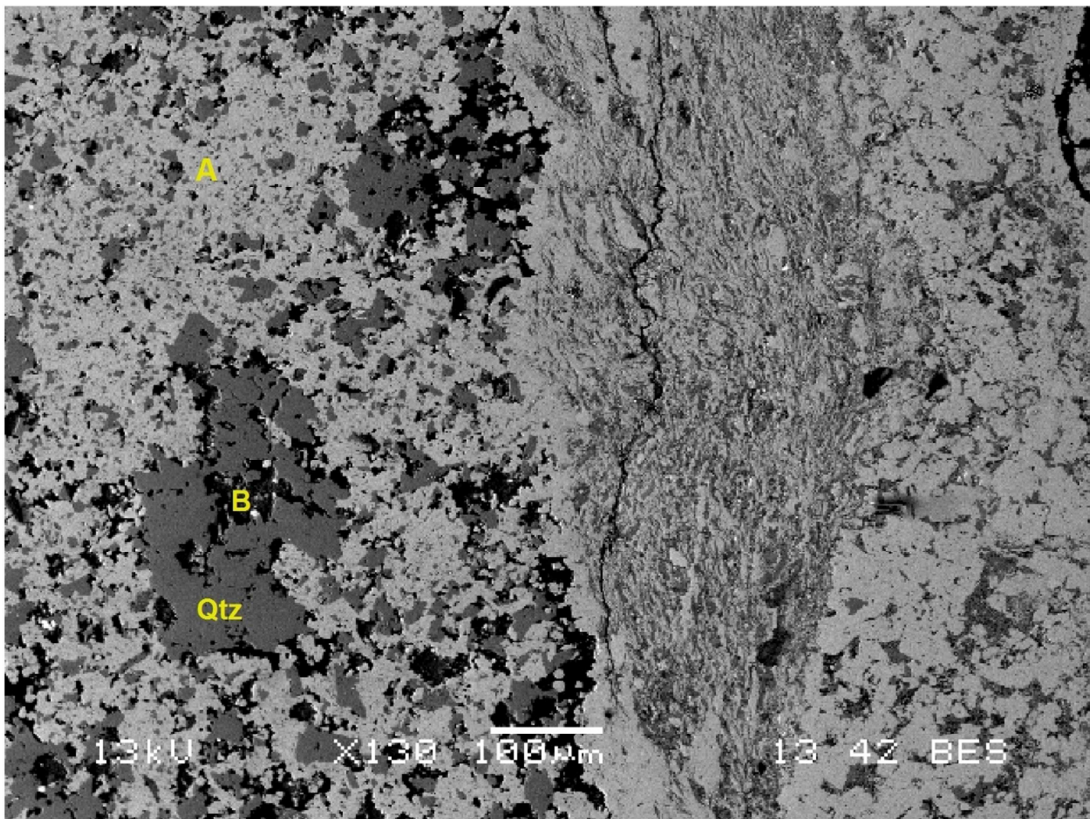
É possível perceber que a matriz das brechas é bastante porosa, e os picos de Si e das porções argilosas ocorrem associadas às cavidades (porções pretas na Figura 50). Isso pode sugerir que houve a desestabilização dos argilominerais com a substituição pela hidroxiapatita e quartzo.

Nos clastos, tanto de siltito (Figura 52) como de quartzo detrítico nas brechas tectônicas (Figura 53) também foi possível observar texturas de substituição pela hidroxiapatita. Na figura 52B, com o zoom da borda do clasto, essa substituição da

hidroxiapatita parece ser oriunda da matriz para dentro do clasto. Na figura 53, o quartzo detrítico encontra-se envelopado pela hidroxiapatita.

A microscopia eletrônica foi providencial para a caracterização da forma de ocorrência do minério. Características texturais e mineralógicas descritas sob microscópio petrográfico ganharam outra conotação sob o MEV. Como pode ser observada na Figura 54, a matriz da brecha de coloração cinza e marrom, aparentemente de composição quartzo-feldspática, sob o MEV percebe-se que é predominantemente fosfática.

Figura 50 - Fotomicrografia de MEV da amostra MSC-021

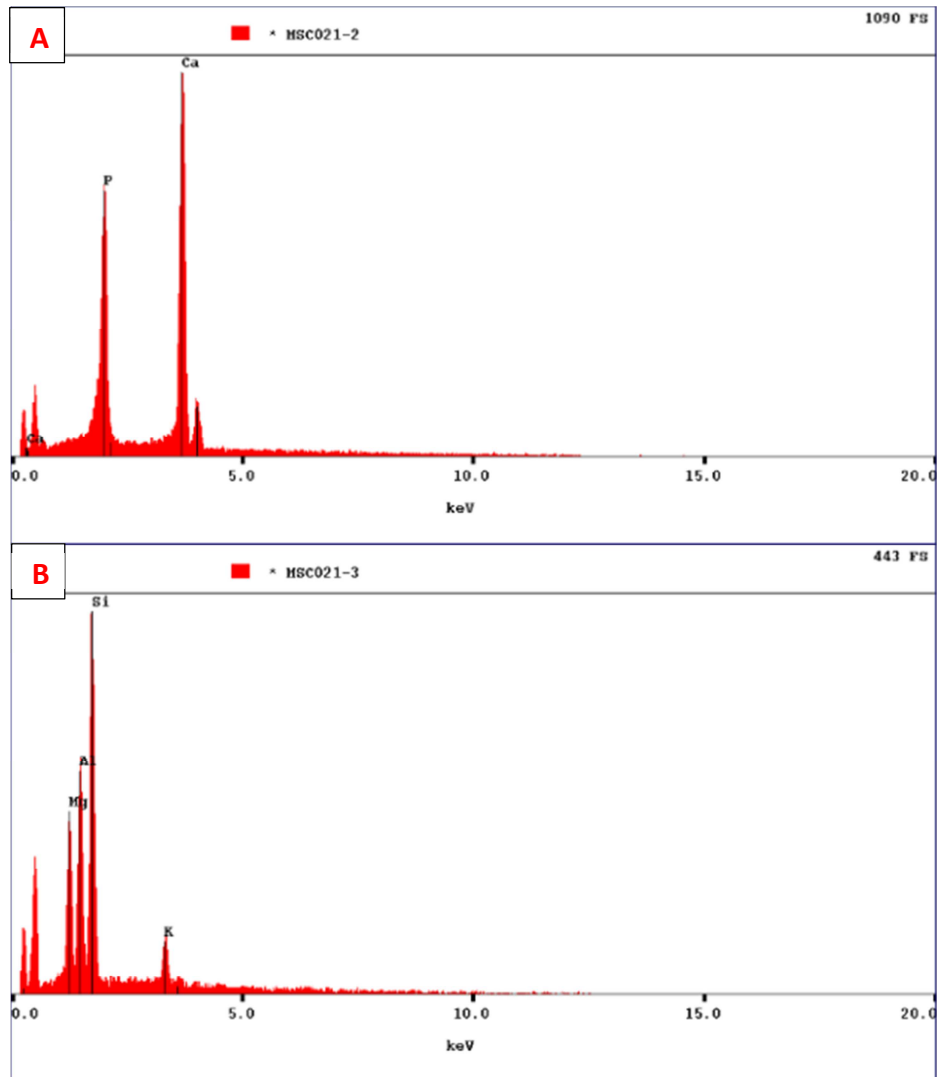


Legenda: Matriz da brecha com indicação dos pontos de análise por EDS (A e B) demonstrados na Figura 51.

Nota: Em "A" hidroxiapatita recobrindo toda a matriz, com quartzo (Qtz) e porções de argilominerais (B) associado a cavidades.

Fonte: A autora, 2015.

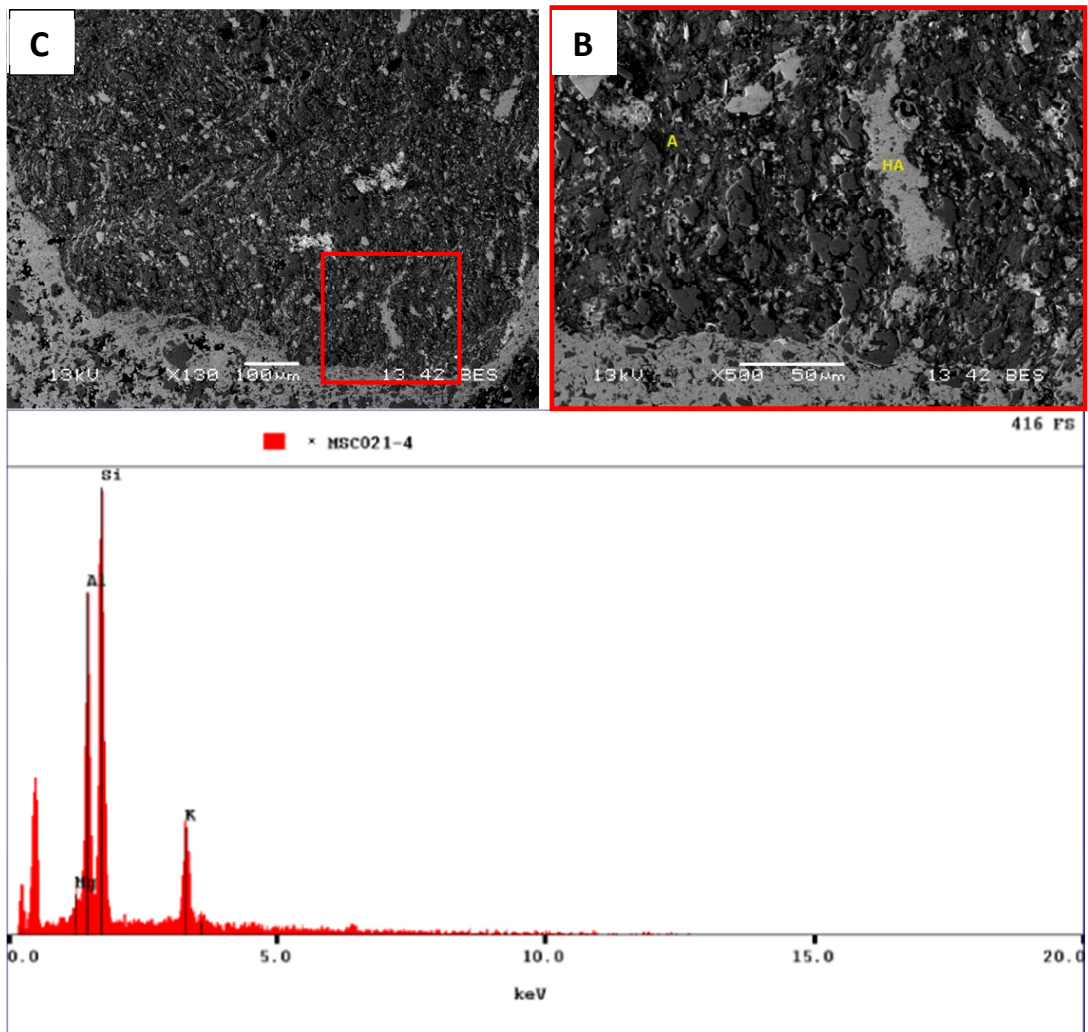
Figura 51 - Espectrogramas analisados da amostra MSC-021



Legenda: (A) Picos de Ca e P sugerem composição da Hidroxiapatita ( $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{OH})$ ); (B) Picos de Al, Mg, Si e K sugerem composição de argilomineral, como caulinita  $[(\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4)]$ , esmectita  $[(\text{Ca},\text{Na})_{0.7}(\text{Al},\text{Mg},\text{Fe})_4(\text{Si},\text{Al})_8\text{O}_{20}(\text{OH})_4]$  ou muscovita  $[\text{KAl}_2\text{Si}_3\text{AlO}_{10}(\text{OH},\text{F})_2]$ .

Fonte: A autora, 2015.

Figura 52 - Fotomicrografia de MEV de clasto na brecha sinsedimentar intraformacional



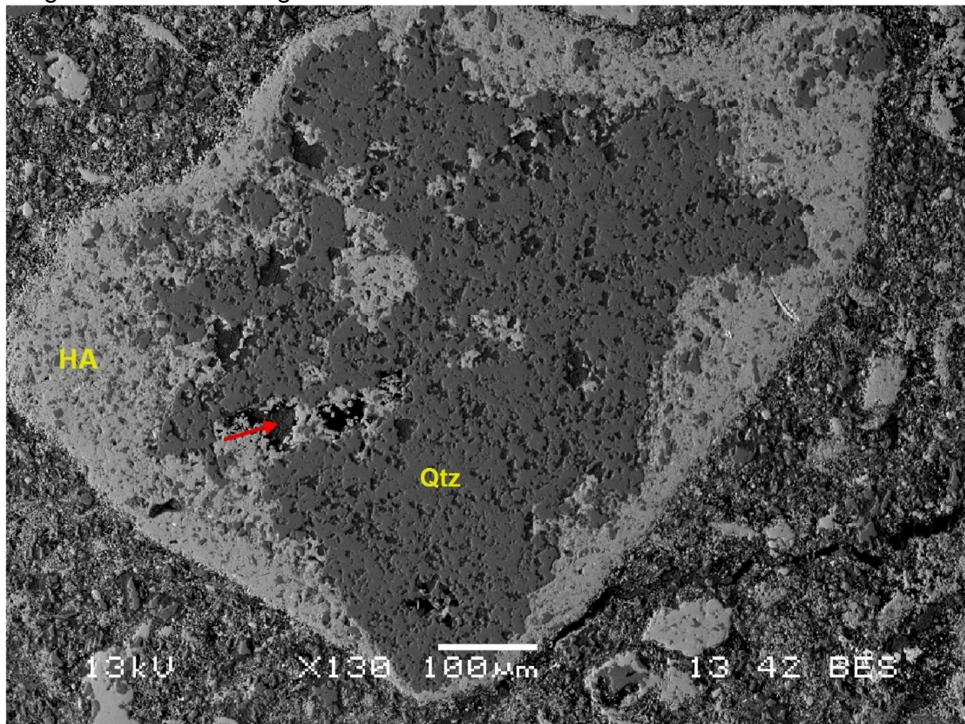
Legenda: A) Visão ampla do clasto de siltito; B) Visada aproximada da borda do clasto; C) Composição do clasto predominantemente de argilominerais.

Nota: Em "A" é possível observar internamente no clasto uma estruturação primária reliquiar da rocha. E com o zoom em "B" o processo de substituição da matriz argilosa do clasto por hidroxiapatita (HA), aparentemente vindo da matriz para dentro do clasto.

Fonte: A autora, 2015.

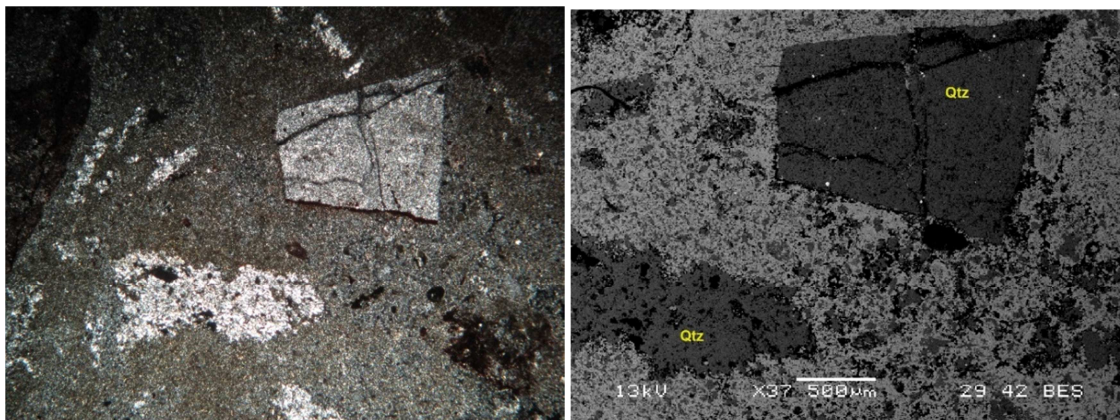


Figura 53 - Fotomicrografia de MEV da amostra MSC-018 de brecha tectônica.



Legenda: HA = hidroxiapatita; Qtz = quartzo. Seta vermelha indicando núcleos argilosos de composição Al-Si-Ca-P.  
 Nota: Clasto detrítico de quartzo com textura de substituição de hidroxiapatita (HA) na borda e núcleos argilosos associados.  
 Fonte: A autora, 2015.

Figura 54 - - Fotomicrografias da brecha tectônica.



Legenda: A) luz transmitida com matriz micro a criptogranular de cor cinza e marrom com clastos de quartzo. Nicóis cruzados, aumento de 10x B) sob MEV com matriz predominantemente fosfática (cor clara), além de quartzo e argilominerais pontualmente.

Fonte: A autora, 2015.

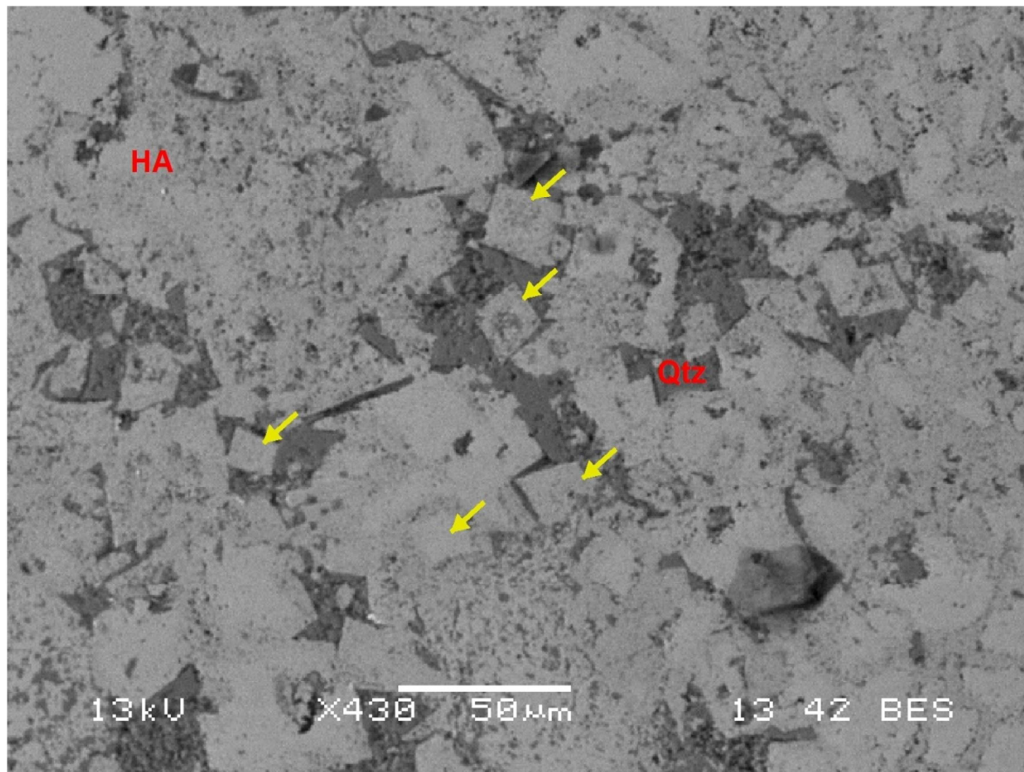
Processos de diagênese incluem expulsão gradativa de água dos poros e transformações químicas pela interação dos fluidos intersticiais, fluidos meteóricos e marinhos. Nesse sentido, a dolomitização é um processo bastante comum com a progressão da diagênese, seja rasa ou em estágios de soterramento. Nas rochas do depósito, tanto as litofácies siliciclásticas como as carbonáticas experimentaram processos de dolomitização.

Uma das fontes dessa dolomita poderia ser a água do mar, considerando o modelo de zona de mistura marinho-meteórico em estágios de diagênese rasa (TUCKER 2001), onde tem-se a água doce intersticial interagindo com a água do mar, essa contendo variadas proporções de Mg (5:1 é a razão normal de  $Mg^{+2}/Ca^{+2}$  na água marinha). Com a queda relativa do nível do mar, expondo as fácies de intermaré e sob processos de evaporação, levaria a um aumento relativo do Mg em relação ao cálcio, favorecendo a precipitação da dolomita.

Já em estágio de diagênese avançada, a fonte da dolomita poderia ser a desidratação por compactação de lamas e expulsão de fluidos ricos em  $Mg^{+2}$  da água dos poros durante a transformação dos minerais de argila (conversão da esmectita para ilita) com o aumento da profundidade e temperatura (TUCKER & WRIGHT, 1990). No entanto, os cristais de dolomita formados nessa fase possuem cristalinidade grossa. Nesse sentido, acredita-se que a dolomitização observada nas brechas tenha sido em estágio inicial da diagênese.

Tal processo de dolomitização pode ser observado através de pseudomorfos de dolomita na matriz da brecha sinsedimentar intraformacional que fora posteriormente substituída por hidroxiapatita, indicado por setas amarelas na Figura 55.

Figura 55 - Fotomicrografia de MEV com processo de dolomitização.



Legenda: Setas amarelas indicando polimorfos de dolomita. HA = hidroxiapatita; Qtz = quartzo.

Nota: Tal textura sugere uma fase inicial em ambiente de diagênese meteórica com posterior substituição completa da matriz por hidroxiapatita (HA).

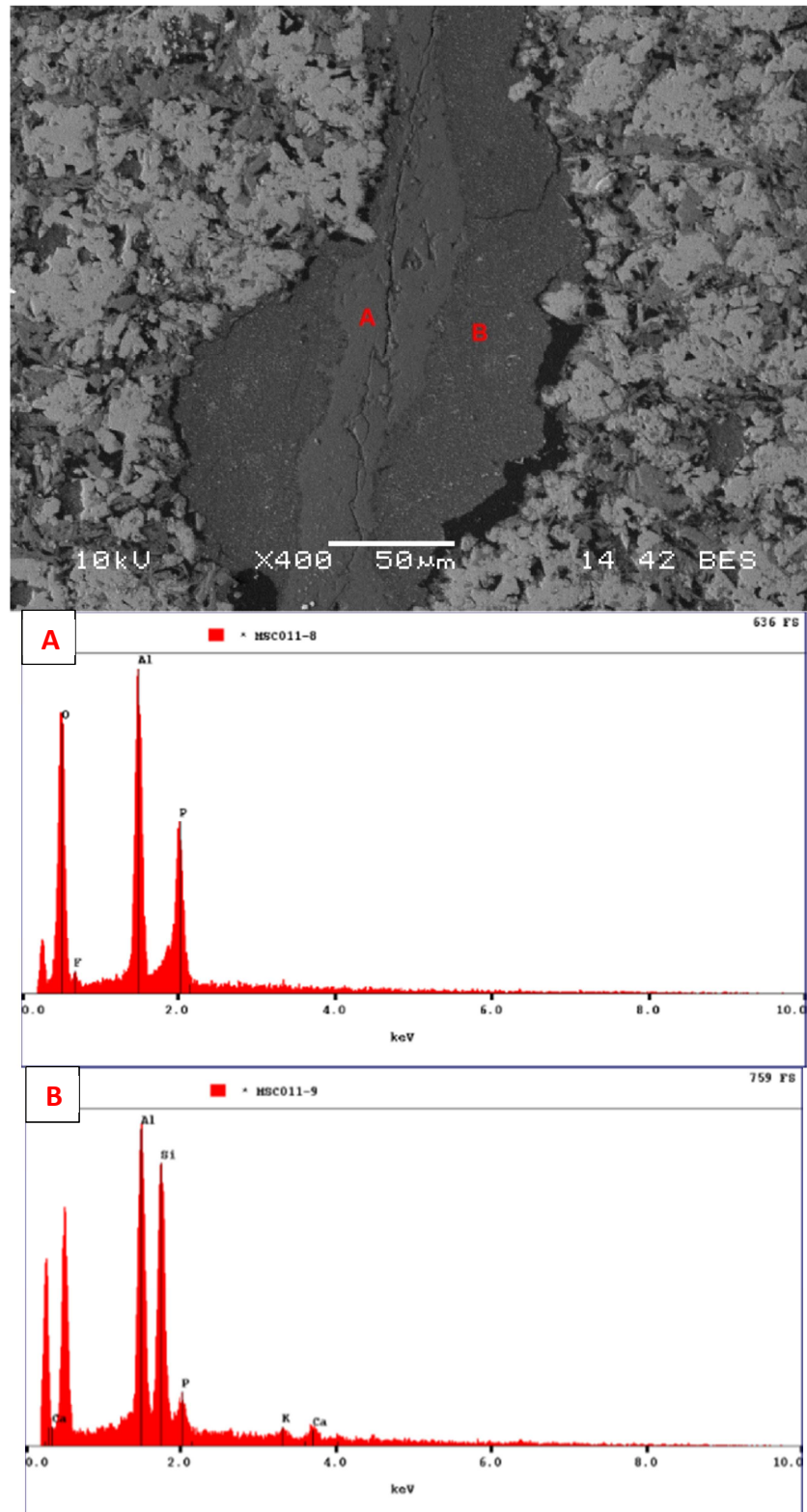
Fonte: A autora, 2015.

Fraturas com zonas de alteração da borda para o centro, morfologia típica de alteração hidrotermal (VELDE, 1995; apud COSTA, 2006), foi observada com preenchimento de wavelita e dikita (Figura 56). As zonas de alteração formam halos que se distribuem simetricamente do centro da fratura rumo à periferia seguindo o gradiente de temperatura ou o potencial químico do fluido em contato com a rocha, de modo a se estabelecer o equilíbrio químico.

A análise espectral para a borda da fratura indicou picos principalmente de Si e Al. Análises de RX de Drummond (2014) apontaram a presença de dikita no mesmo contexto de borda de fratura. Sendo a dikita um polimorfo da caulinita de alta temperatura, reforça a hipótese da interação das fácies argilosas com fluidos hidrotermais. A wavelita ocorrendo em fraturas que cortam toda a rocha sugere um evento posterior ao processo de substituição da hidroxiapatita na matriz e nos clastos da brecha.



Figura 56 - Fotomicrografia de MEV de preenchimento da fratura.



Legenda – A = wavelita; B = dikita

Nota: Tal textura sugere uma fase hidrotermal tardia, pós hidroxiapatita.

Fonte: A autora, 2015.

Uma vez depositados, os grãos sedimentares estão sujeitos a alterações durante o soterramento à medida que a água dos poros é retirada. Minerais são dissolvidos e seus elementos químicos são incorporados a soluções a partir das quais novos minerais poderão se precipitar como cimento. Nesse sentido, levando em consideração o grande volume de água que os argilominerais possuem em sua estrutura, tem-se que os mesmos podem ter exercido um grande papel na mudança da composição dos fluidos à medida que estes são expulsos através da compactação mecânica.

A paragênese  $Ca + P + Si + Al + K \pm Mg$  é uma constante em todas as litofácies, sugerindo a saída das argilas  $(Si+Al+K\pm Mg\pm Ca)$  com entrada de hidroxiapatita  $(Ca+P)$  e quartzo  $(Si)$ .

A conversão de esmectita para illita com o soterramento, numa faixa de temperatura entre 70 a 190°C, tem como subproduto  $H_2O$ ,  $SiO_2$ ,  $Mg^{+2}$  e  $Fe^{+2}$ ; assim como os feldspatos detríticos quando dissolvidos liberam sílica e alumínio para o sistema.

A matéria orgânica, quando presente, também está sujeita a transformações químicas podendo provocar abaixamento do pH e com isso dissolução de sílica, francolita e outros minerais, além da formação de pirita pela liberação de  $HS^-$  por sulfato redução.

A sílica, que ocorre em diferentes associações e cristalinidades nas rochas estudadas, pode estar relacionada tanto a estágios finais diagenéticos como a atividade hidrotermal, estando representada pelo enriquecimento em sílica nas rochas de mais altos teores de  $P_2O_5$ , nos veios, e nos locais mais alterados/porosos das rochas. Pode tanto ser originária da reorganização de argilominerais como da dissolução das fácies de chert autigênico intercalado aos siltitos da inframaré. Além da condição dos oceanos no Pré-Cambriano serem supersaturados em sílica, enriquecendo os fluidos intersticiais com esse elemento.

Sugere-se que o evento orogenético Brasileiro tenha funcionado como o elemento propulsor para a circulação de fluidos quentes, os quais através de gradientes de pressão e morfologia da bacia percolaram pelas fácies mais porosas e permeáveis, tendo sua química controlada pela interação das litofácies encaixantes.

Mudanças principalmente no pH do sistema podem ter favorecido a dissolução da francolita liberando íons fosfato para o fluido, com sua posterior reprecipitação como hidroxiapatita substituindo matriz e clastos das brechas.

Proporções de  $\text{HPO}_4^{-3}$  das fácies insaturadas em hidroxiapatita remanescentes podem ter gerado condições para a precipitação da wavelita em estágios tardios de alteração hidrotermal.

### 5.3 Litofácies carbonatos

Os carbonatos fazem parte da sequência fosfática, estando intercalado com os siltitos nas fácies de inframaré, embora não apresentem teores de  $\text{P}_2\text{O}_5$ .

As alterações das rochas carbonáticas são importantes controladores na geração e preenchimento de espaço poroso, e tais mudanças compreendem processos diagenéticos e hidrotermais. Diagênese ocorre desde ambientes marinhos e meteóricos próximos à superfície até ambientes de soterramento profundo. Enquanto que o hidrotermalismo envolve alterações na rocha geradas pela passagem de fluidos com temperatura maior que a de formação da rocha. Ocorre em condições de soterramento profundo e inclui a participação de falhas e fraturas para a migração do fluido.

Pela análise petrográfica aliado ao método de catodoluminescência foi possível identificar diferentes estágios diagenéticos e alterações hidrotermais.

#### Petrografia

As rochas carbonáticas analisadas são classificadas como *mudstone* dolomítico, compostas por uma matriz micrítica (Figura 57). Trata-se de lama carbonática precipitada quimicamente pela evaporação da água do mar supersaturada em  $\text{CaCO}_3$ .

É observado processo de dolomitização da matriz onde características petrográficas dos cristais de dolomita sugerem a dolomitização em ambiente meteórico, de acordo com o modelo de zona de mistura marinho-meteórico (WARREN, 2000). Os grãos são romboedros finos, entre 0,025mm a 0,050mm. Possuem núcleos escuros e bordas claras, característicos da mistura entre águas salina e doce (Figura 58A). Por vezes a dolomitização resultou na completa



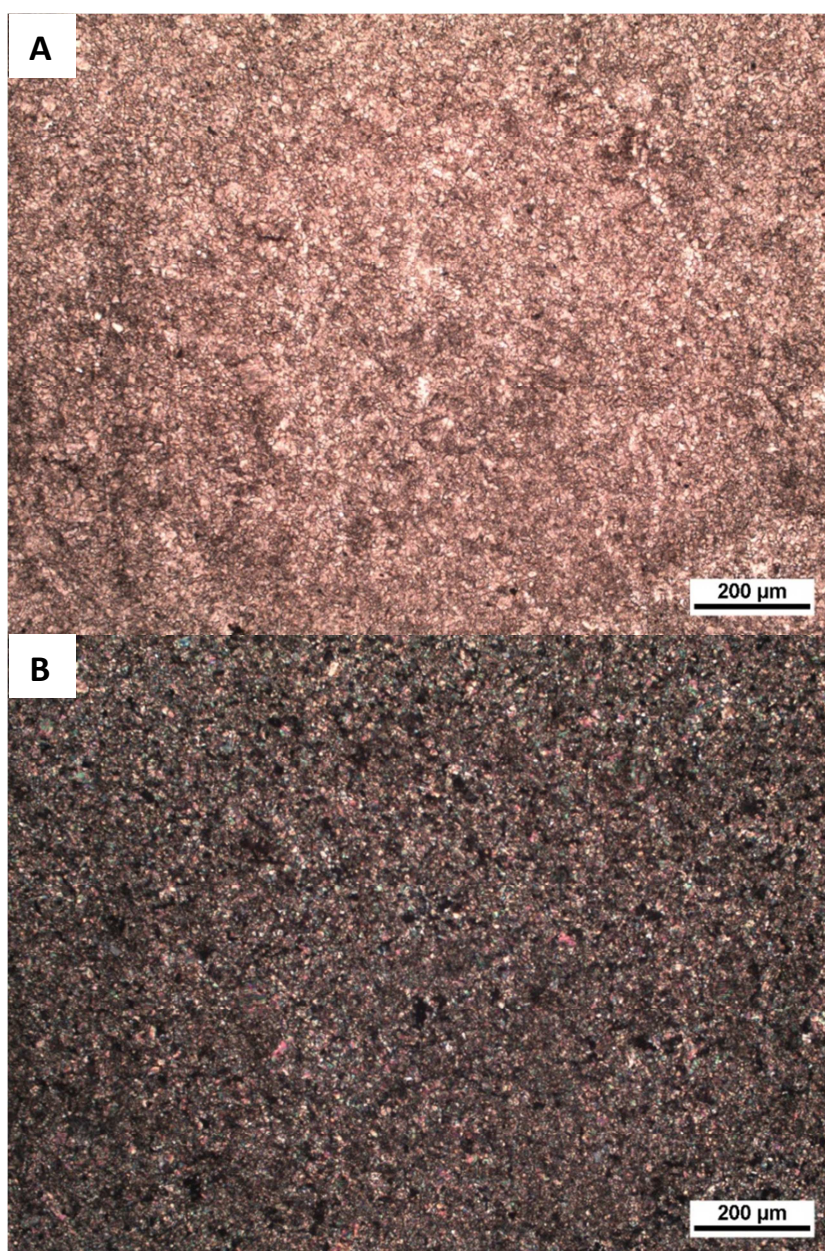
recristalização da matriz. O modelo da zona de mistura depende de um movimento efetivo dos fluidos, o que deverá ser determinado pelo clima e paleogeografia.

Sob análise de catodoluminescência os cristais de dolomita desse ambiente diagenético apresentaram forte luminescência laranja e vermelho (Figura 58B). De acordo com Boggs (2006) essa luminescência produzida é típica de ativação de Mn.

A zona de mistura também é caracterizada por intensa dissolução (TUCKER & WRIGHT, 1990). Nas amostras analisadas criou-se uma porosidade vugular não seletiva que foi posteriormente preenchida por calcita blocosa, já possivelmente em nível marinho freático. Os grãos de calcita desse ambiente são claros, grossos (entre 0,2 a 0,4mm) e apresentam forte luminescência laranja (Figura 59). Assim como a dolomitização, representa o resultado de ativação de Mn.

Tanto a dolomitização quanto o cimento blocoso ocorreram antes da compactação, sendo o cimento blocoso possivelmente posterior a dolomitização, uma vez que foram vistos indícios de dedolomitização do cimento.

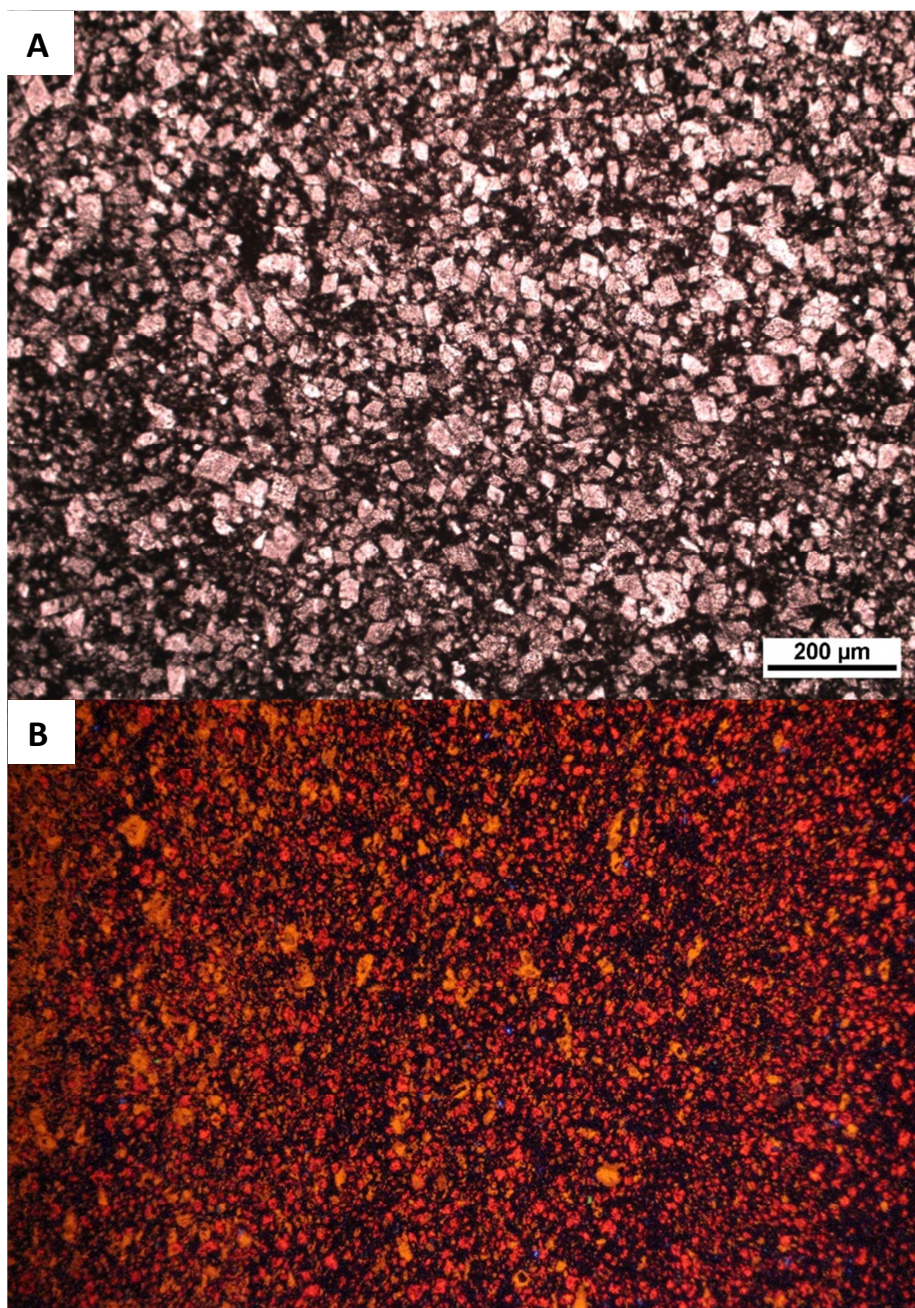
Figura 57 - Fotomicrografia da matriz micrítica.



Legenda: A) Nicóis paralelos; B) Nicóis cruzados. Aumento de 10x.  
Fonte: A autora, 2015.



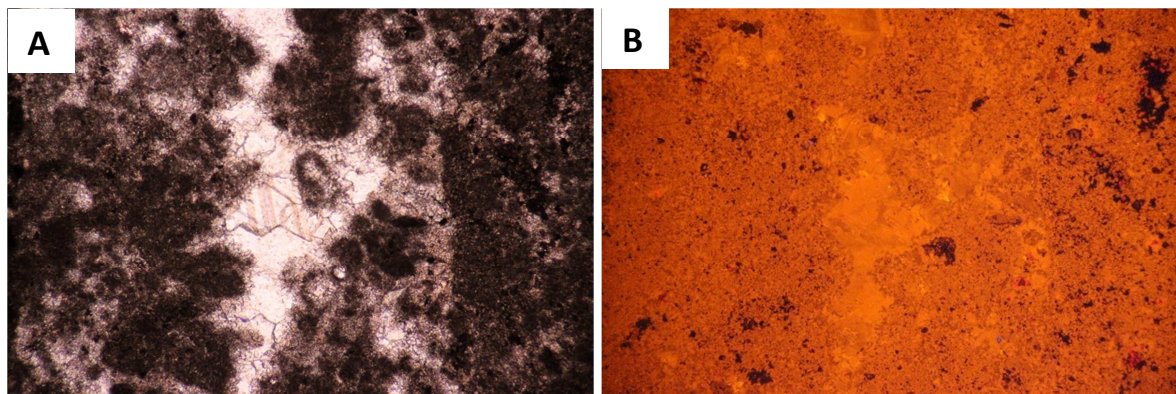
Figura 58 – Fotomicrografia do processo de dolomitização da matriz.



Legenda: A) Nicóis paralelos, B) Fotomicrografia de catodoluminescência.  
Nota: Grãos de dolomita romboédricos, finos, com núcleos escuros e bordas claras indica diagênese de ambiente meteórico, modelo zona de mistura marinho-meteórico e a forte luminescência laranja-vermelha indicativa de ativação de Mn.

Fonte: A autora, 2015.

Figura 59 – Fotomicrografia da cimentação de calcita blocosa.



Legenda: A) Nicóis paralelos; B) Fotomicrografia de catodoluminescência mostrando a forte luminescência dessa fase de cimento.

Fonte: A autora, 2015.

Outras duas fases de cimentos foram identificadas, ambas caracterizadas pela dolomita barroca (*saddle dolomite*). Uma das fases da dolomita barroca são cristais zonados, granulação grossa (entre 0,15 a 0,2mm), grãos com aspecto turvo e hábito em ponta de lança, subédrico. Normalmente o maior eixo do grão está voltado para o interior do poro. Possui fraca luminescência, quase ausente, sugerindo uma precipitação a partir de fluidos ferrosos, uma vez que a presença de íons  $Fe^{+2}$  são inibidores da luminescência (Figura 60).

A outra fase de cimento da dolomita barroca são cristais não zonados, com forte extinção ondulante, granulação grossa (entre 0,2 e 0,5mm), cristais mais límpidos e alguns grãos com hábito ligeiramente curvos, caracterizando um mosaico xenotópico. Sob análise de catodoluminescência apresentou forte luminescência com zoneamento concêntrico de tons de vermelho (Figura 61). A luminescência é causada pela ativação de Mn e a alternância entre tons de vermelho mais claro e mais escuro refletem flutuações nas concentrações de  $Mn^{+2}$  e/ou  $Fe^{+2}$  nos fluidos circulantes (BOGGS, 2006).

Relações entre essas fases sugere que a dolomita barroca zonada em ponta de lança e baixa luminescência tenha sido uma fase de cimentação anterior que a dolomita barroca não zonada, hábito curvo e forte luminescência.

A porosidade secundária que possibilitou o preenchimento pela dolomita barroca pode ter sido formada pela ação de fluidos subsuperficiais quimicamente agressivos gerados pela fermentação da matéria orgânica (metanogênese) das



fácies do siltito microbial em função da exaustão do sulfato em profundidade (MAZZULO, 2004; apud DIAZ, 2010).

Dolomita de cristais grossos (*saddle dolomite* ou dolomita barroca) são interpretadas como sendo formada sob soterramento profundo ou condições hidrotermais de alta temperatura (WARREN, 2000). São comumente associadas a hidrocarbonetos, o que sugere que sua formação ocorreu dentro da janela de óleo, que tipicamente é marcada por temperaturas entre 60-150°C (TUCKER & WRIGHT, 1990).

A compactação gerada na fase de soterramento profundo também pode ser responsável pela formação de filmes de dissolução. Esses filmes possuem forma anastomosada e estão preenchidos ora por clorita e outras argilas insolúveis (Figura 62), ora por quartzo microcristalino e pirita euédrica (Figura 63).

A clorita ocorre com textura fibrosa e cor verde sob nicóis paralelos (Figura 62). Ela pode ser formada em condições de alta temperatura como produto de transformação de argilominerais detríticos (FISHER, 1998; HAUFF, 1981. HILLER, 1993; apud COSTA, 2006), nesse caso, possivelmente Fe e Mg liberados por processos de dissolução foram consumidos pela fase aquosa do fluido na formação da clorita.

A pirita ocorre tanto preenchendo o filme de dissolução como sobrecrecida na matriz. São cristais euédricos submilimétricos (Figura 63)

Relações de contato sugerem que a fase de cimentação da dolomita barroca pré-data a abertura e preenchimento dos filmes de dissolução (Figura 62).

Através dessa mesma relação de contato, percebe-se que um evento de fraturamento hidráulico preenchido por quartzo é pós-dolomita barroca porém anterior a abertura e preenchimento dos filmes de dissolução (Figura 63).

Fluidos hidrotermais sob pressão podem ter sido os responsáveis pela abertura dos filmes de dissolução bem como ter causado o faturamento hidráulico. Nesse caso, clorita, pirita e quartzo microcristalino que preenchem os filmes de dissolução estariam associados a um fluido tardio, enquanto que a dolomita barroca seria uma fase inicial seguida do faturamento hidráulico com a silicificação que preenche tais fraturas.

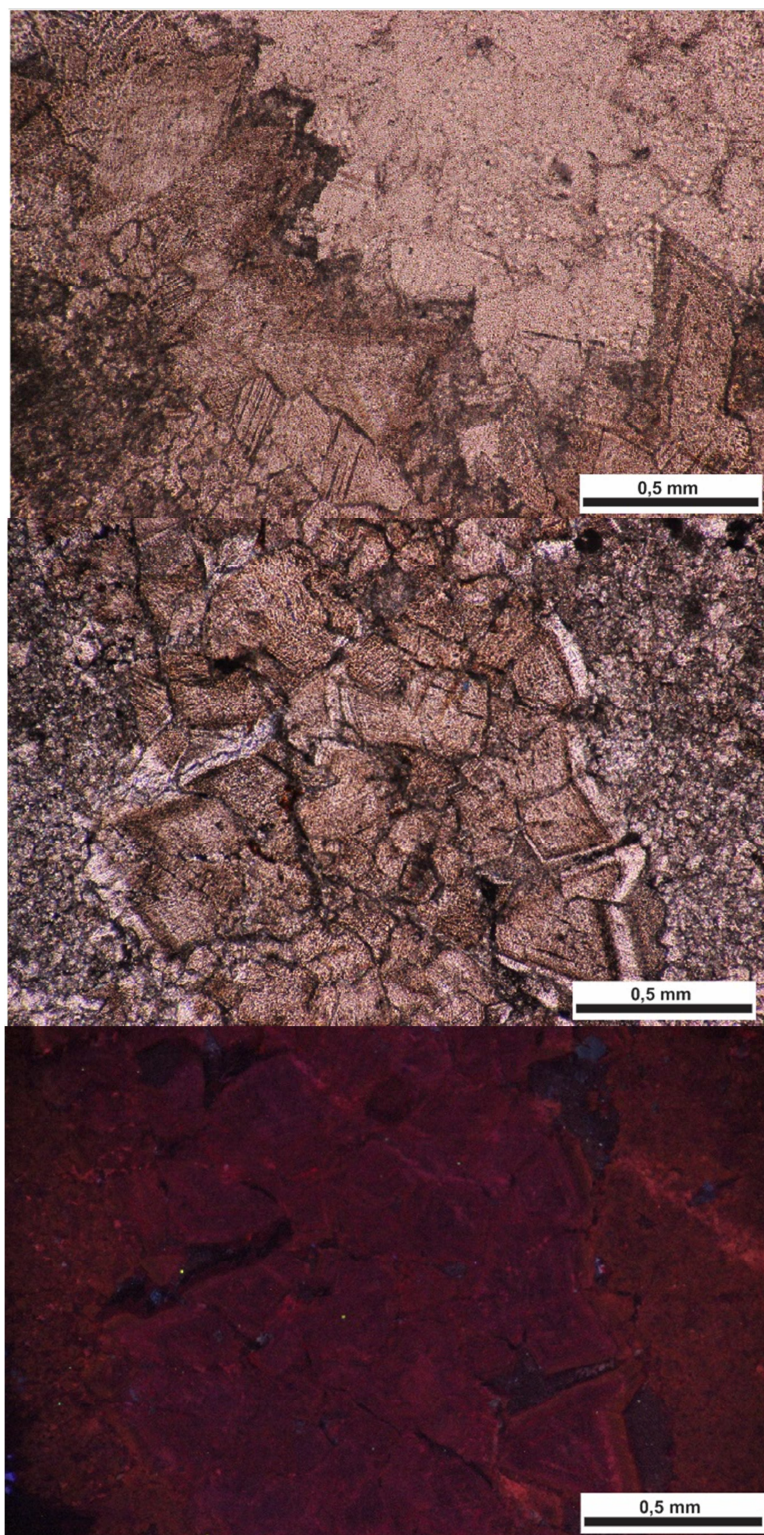
Associa-se compressões tectônicas do evento orogênico Brasileiro como o motor térmico que estabeleceu um sistema de fluidos através de discontinuidades e zonas de maior permeabilidade.



Além da silicificação em fraturas foi observado grãos de quartzo associados a dolomita barroca, aparentemente substituindo-a. Alguns grãos possuem formas alongadas e contatos planares, estes normalmente em contato com a dolomita, outros possuem formas irregulares com bordas retas a subarredondadas, estes normalmente no interior do poro (Figura 64). Possuem forte extinção ondulada.

Essa silicificação poderia estar relacionada a uma fase de hidrotermalismo tardia com temperatura decrescente, onde a solubilidade da calcita e dolomita teria aumentado, enquanto a do quartzo teria diminuído.

Figura 60 – Fotomicrografia da dolomita barroca zonada e baixa luminescência



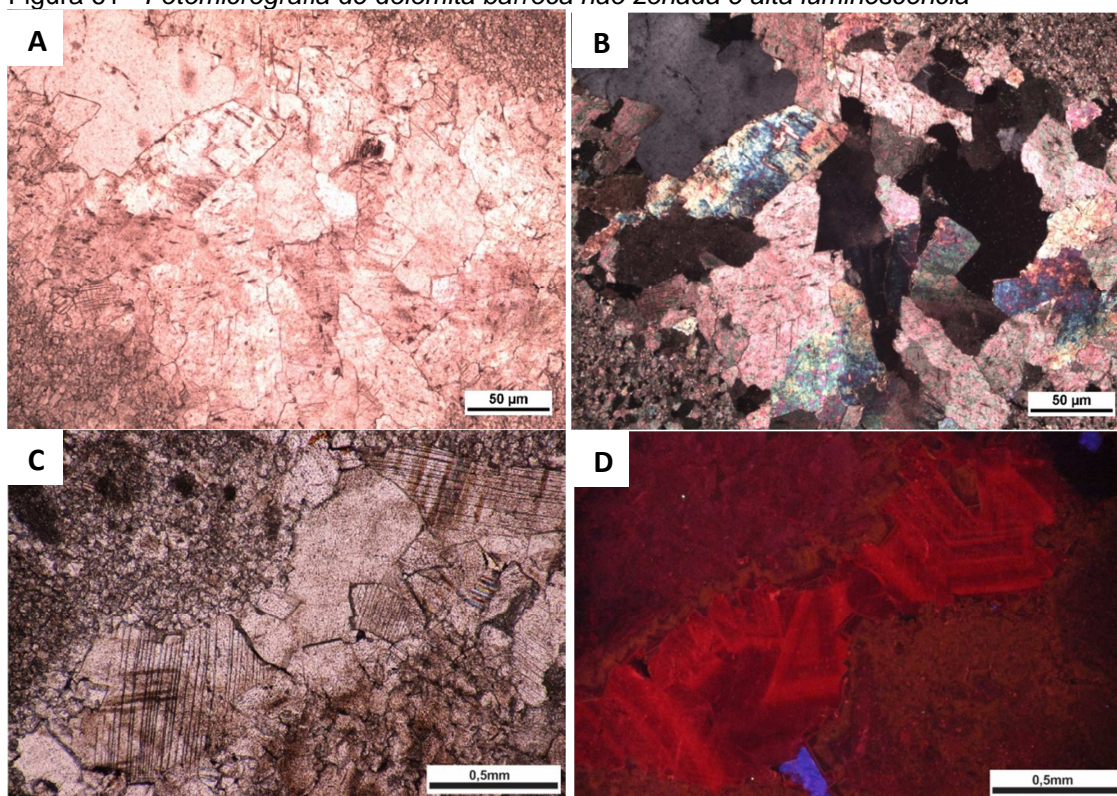
Legenda: A e B) com nicóis paralelos, aumento de 10x. C)  
Fotomicrografia de catodoluminescência.

Nota: Dolomita barroca com cristal zonado e hábito ponta de  
lança com baixa luminescência dessa geração de cimento.

Fonte: A autora, 2015.



Figura 61 - Fotomicrografia de dolomita barroca não zonada e alta luminescência



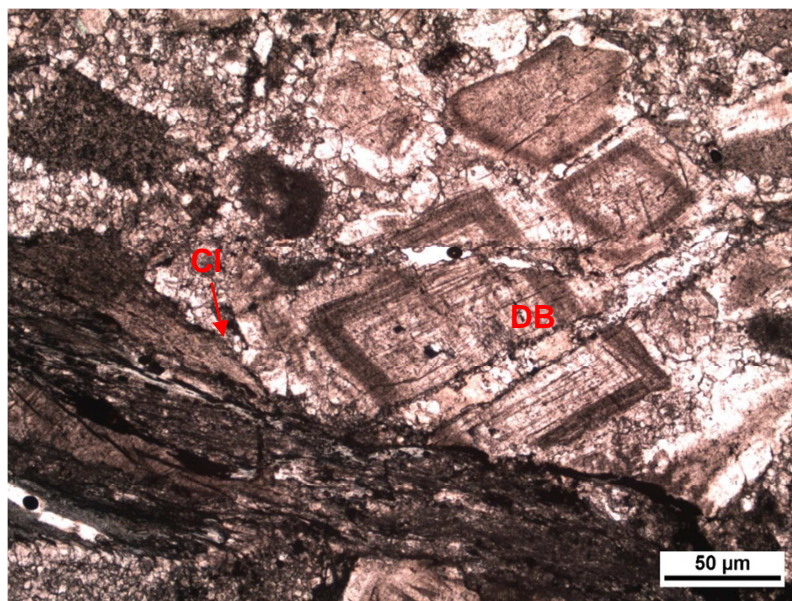
Legenda: A e C) Nicóis paralelos, aumento de 5x; B) Nicóis cruzados, aumento de 5x; D) Fotomicrografia de catodoluminescência.

Nota: Cimento de dolomita barroca com hábito ligeiramente curvo de alguns cristais mostrando a forte extinção ondulante; além de forte luminescência de zoneamento concêntrico, sugerindo flutuações na composição de Fe e Mn nos fluidos precipitantes.

Fonte: A autora, 2015.



Figura 62 - Fotomicrografia de dolomita barroca e filmes de dissolução

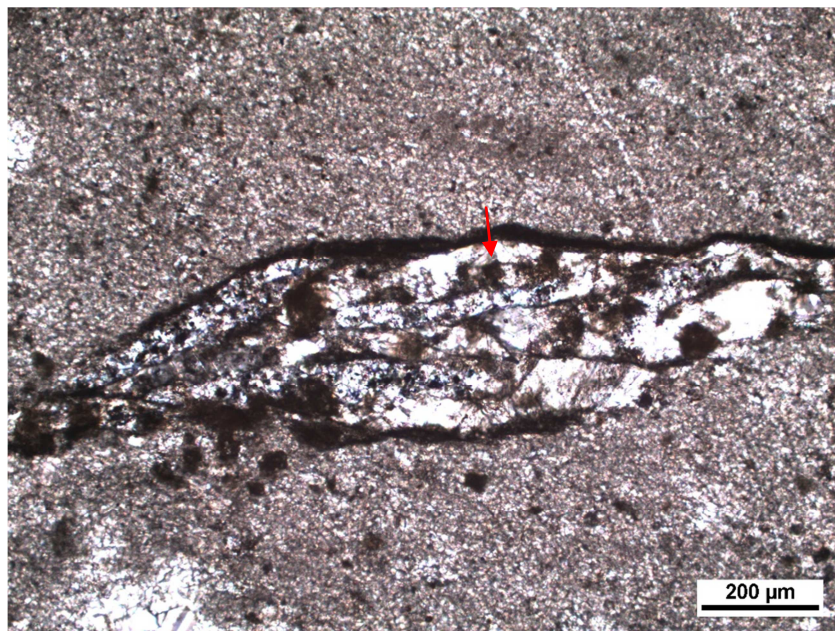


Legenda: Nicóis paralelos. Aumento de 5x. DB = dolomita barroca; CI = clorita.

Nota: relação temporal entre dolomita barroca sendo cortada por vênula de quartzo e posterior formação de filme de dissolução preenchido por clorita (CI).

Fonte: A autora, 2015.

Figura 63 Fotomicrografia de filme de dissolução.



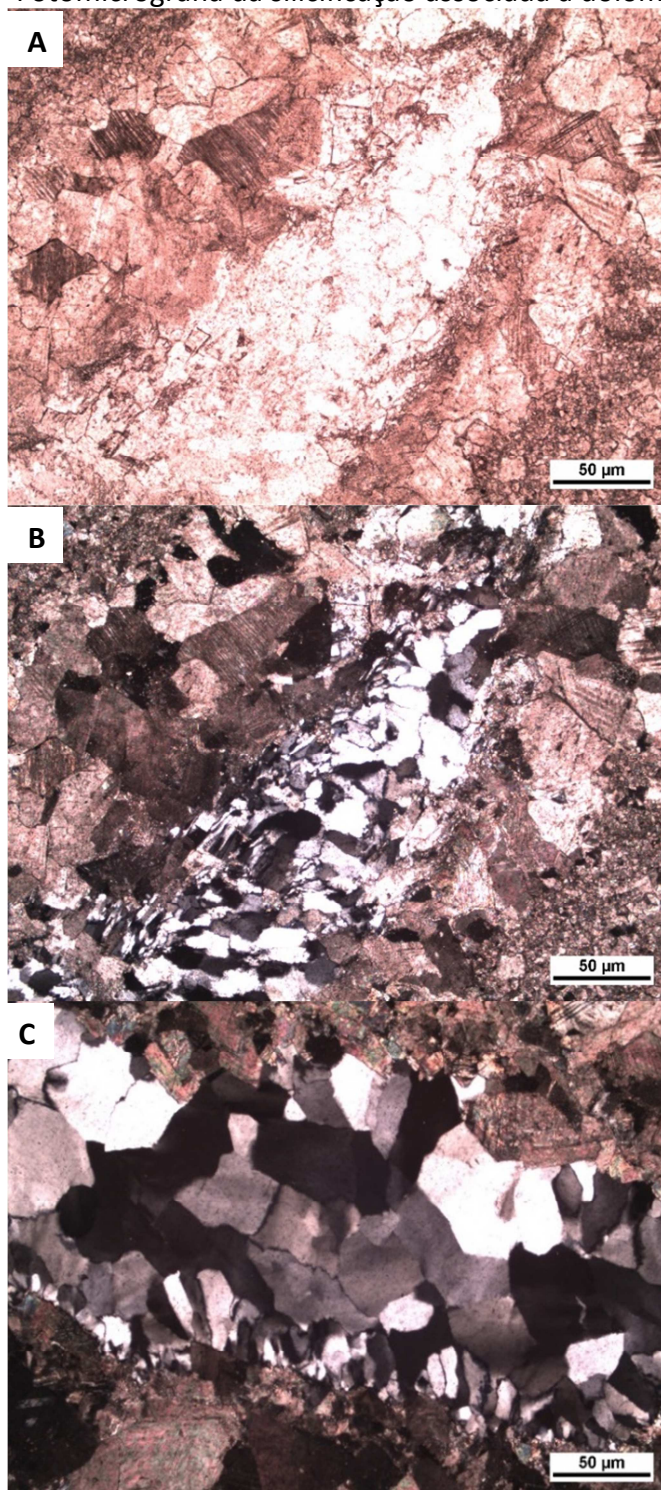
Legenda: Nicóis cruzados. Seta vermelha indicando pirita euédrica.

Nota: Preenchimento do filme de dissolução por quartzo microcristalino e pirita euédrica. Esta última também sobrecrescida na matriz.

Fonte: A autora, 2015.



Figura 64 – Fotomicrografia da silicificação associada a dolomita barroca.



Legenda: A) e B) Mesma visada, aumento de 5x. Sendo A) Nicóis paralelos e B) Nicóis cruzados; C) Nicóis cruzados, aumento de 5x.

Nota: Ocorrem grãos alongados com bordas planares e grãos irregulares subarredondados. Possuem forte extinção ondulante.

Fonte: A autora, 2015.



## 5.4 Sucessão Mineral

Baseado nas observações macroscópicas e microscópicas foi possível elaborar uma tabela (Figura 65) com a sucessão mineral do depósito de Campos Belos, considerando as ocorrências minerais nas diferentes fases de diagênese e hidrotermalismo.

Acredita-se que a sequência fosfática recebeu grande contribuição eólica de minerais detríticos, quartzo, feldspato, micas, argilominerais e oxi-hidróxido de ferro, pela ausência de grãos terrígenos grosseiros e a esfericidade de grãos. Tais sedimentos são responsáveis por boa parte do transporte de íons fosfáticos para a bacia, que após transformações bioquímicas geram a precipitação da francolita no sedimento.

Níveis de chert intercalado ao siltitos de inframaré sugerem uma precipitação em períodos de baixa ou negativa taxa de sedimentação, formando autigênicos *hardgrounds*, dada as altas concentrações de sílica nos mares Pré-Cambrianos.

Os carbonatos estão associados a sedimentos de inframaré e seriam resultado da precipitação abiótica de carbonato de cálcio facilitado pela evaporação da água do mar supersaturada em  $\text{CaCO}_3$  (VIEIRA *et al.*, 2007).

Um estágio inicial de diagênese foi interpretado como ambiente marinho-meteorico em zona de mistura, gerando a dolomitização com cristais finos de dolomita euédrica, com bordas claras e núcleos turvos.

As fácies siliciclásticas também experimentaram processo de dolomitização da diagênese inicial, observada através de pseudomorfos de dolomita sob MEV, substituídos por hidroxiapatita. Nessa fase, minerais de argila se desestabilizam para formar compostos estáveis sob aquelas condições, por exemplo a conversão de esmectita para illita. Tais conversões se estendem ao ambiente de soterramento em diagênese avançada, gerando clorita sob altas temperaturas.

Ainda em diagênese rasa, mas provavelmente já em nível marinho freático, a dissolução criou uma porosidade vugular, preenchida por calcita blocosa.

Em ambiente de soterramento profundo a dissolução avança e os elementos químicos dos minerais dissolvidos são incorporados a soluções.

Dolomita barroca de cristais grossos formando um mosaico xenotópico com extinção ondulante, usualmente associada a geração de hidrocarbonetos, sugere

uma precipitação sob condições hidrotermais, uma vez que a janela do óleo é tipicamente marcada por temperaturas entre 60-150°C. Acredita-se que o tectonismo da orogênese Brasileira tenha sido o responsável pela percolação de fluidos quentes.

Mudanças principalmente no pH do sistema pode ter favorecido a dissolução da francolita das fácies primárias, liberando íons fosfato para o fluido, com sua posterior reprecipitação como hidroxiapatita substituindo matriz e clastos das brechas.

Não foi possível traçar uma relação temporal entre a dolomita barroca e a hidroxiapatita. No entanto, acredita-se que a dolomita barroca tenha sido anterior, e com isso diminuiu o Mg disponível no fluido e permitiu a precipitação da hidroxiapatita, uma vez que a presença de Mg inibe sua precipitação (JARVIS *et al.*, 1994).

A sílica pode estar relacionada tanto a estágios finais diagenéticos como a atividade hidrotermal. Ocorre em diferentes cristalinidades nas rochas estudadas e intimamente relacionada com a hidroxiapatita. Por vezes foi possível perceber feições de substituição em grãos de hidroxiapatita, sugerindo então que a sílica seja posterior. No entanto, não é possível precisar se a silicificação da matriz das rochas é um evento concomitante com a hidroxiapatita.

Fraturas preenchidas por quartzo foram interpretadas como resultado de uma fase rúptil da orogenia Brasileira. Quartzo com extinção ondulante e diferentes cristalinidades foi associado à deformação provocada pelo tectonismo. Sendo assim, um sistema dominado pelo fluido e controlado por fraturas e descontinuidades que se estendem em profundidade seriam as responsáveis pela percolação dos fluidos mineralizantes.

Filmes de dissolução ocorrem preenchidos por pirita euedral e clorita. A clorita ocorre com textura fibrosa e cor verde e pode ser formada em condições de alta temperatura como produto de transformação de argilominerais detríticos. Relações de contato sugerem que os filmes de dissolução sejam posteriores a dolomita barroca, portanto uma fase tardia do hidrotermalismo, juntamente com a clorita e pirita euedral.

Fraturas com zonas de alteração, preenchidas na borda por dikita e no interior com wavelita, sugerem também uma fase tardia de hidrotermalismo. Uma vez que a dikita é um polimorfo da caulinita de alta temperatura, fica reforçada a hipótese da

participação das fácies argilosas nos fluidos hidrotermais. Proporções de  $\text{HPO}_4^{-3}$  das fácies insaturadas em hidroxiapatita remanescentes podem ter gerado condições para a precipitação da wavelita.

Pirita euedral também foi observada em paragênese com Al e P, sugerindo composição da wavelita. Quartzo precipitado de forma tabular na borda da pirita sugere um evento de silicificação tardio.

Figura 65 Tabela de sucessão mineral

	Deposição detríticos	Ambiente marinho	Autigênicos	Diagênese rasa (meteórico/marinho)	Diagênese de soterramento	Hidrotermalismo
Quartzo	██████████					
Feldspato	██████████					
Muscovita	██████████					
Caolinita	██████████					
Esmectita	██████████					
Illita				.....██████████		
Clorita					.....██████████	
Pirita/oxi-hidróxido de Fe	██████████		.....			
Chert			██████████			
Francolita			██████████			
Micrita		██████████	.....			
Dolomitização (grãos finos euédricos)				██████████		
Calcita blocosa				.....██████████		
Dolomita barroca					.....██████████	
Hidroxiapatita					██████████	
Silicificação na matriz					.....██████████	
Silicificação nas fraturas						██████████
Silicificação nos filmes de dissolução						██████████
Pirita euedral						██████████
Wavellita						██████████
Dikita						██████████
Silificação na borda da pirita e no interior dos carbonatos						.....██████████

Fonte: A autora, 2015..

## 6 ISÓTOPOS DE CARBONO E OXIGÊNIO

Os dados isotópicos de oxigênio podem indicar mudanças na temperatura e composição oceânica, enquanto que as variações nas razões isotópicas de carbono podem estar ligadas a mudanças na produtividade orgânica.

O objetivo da análise isotópica de carbono e oxigênio foi determinar o ambiente em que se gerou os carbonatos, pois para os carbonatos intermediários corresponde dizer que é o ambiente de formação dos fosforitos. As assinaturas isotópicas dos carbonatos da base e do topo ajudariam no entendimento da história de evolução paleoambiental.

Os carbonatos foram previamente identificados de acordo com a posição estratigráfica, usando-se como base características macroscópicas típicas de cada intervalo aliada a estratigrafia estabelecida por Drummond (2014). Foram separados em carbonatos da base, intermediário e do topo. Trinta e quatro amostras de carbonatos tiveram suas composições isotópicas analisadas.

O carbonato da base estaria abaixo da inconformidade recentemente interpretada por alguns autores baseado em datações Pb-Pb de  $740 \text{ Ma} \pm 22\text{Ma}$  (BABINSKI *et al.*, 2007). Sendo 610 Ma a idade máxima de deposição obtida para a Formação Sete Lagoas a partir de U-Pb em zircões detríticos (RODRIGUES, 2008), interpreta-se que há uma incompatibilidade temporal entre base e topo da Formação Sete Lagoas, levando os autores a sugerirem uma inconformidade. Em campo esses carbonatos apresentam-se bastante deformados, cortado por vênulas de calcita e dobrados.

O carbonato intermediário está intercalado com as fácies sílticas de inframaré. Os carbonatos do topo da sequência são maciços, sem estruturação. Drummond (2014) também sugere uma inconformidade separando-os da sequência fosfática abaixo, com significativa perda do registro geológico, em função da divergência com as litofácies com estratificação cruzada “hummocky” a que eles estão sobrepostos.

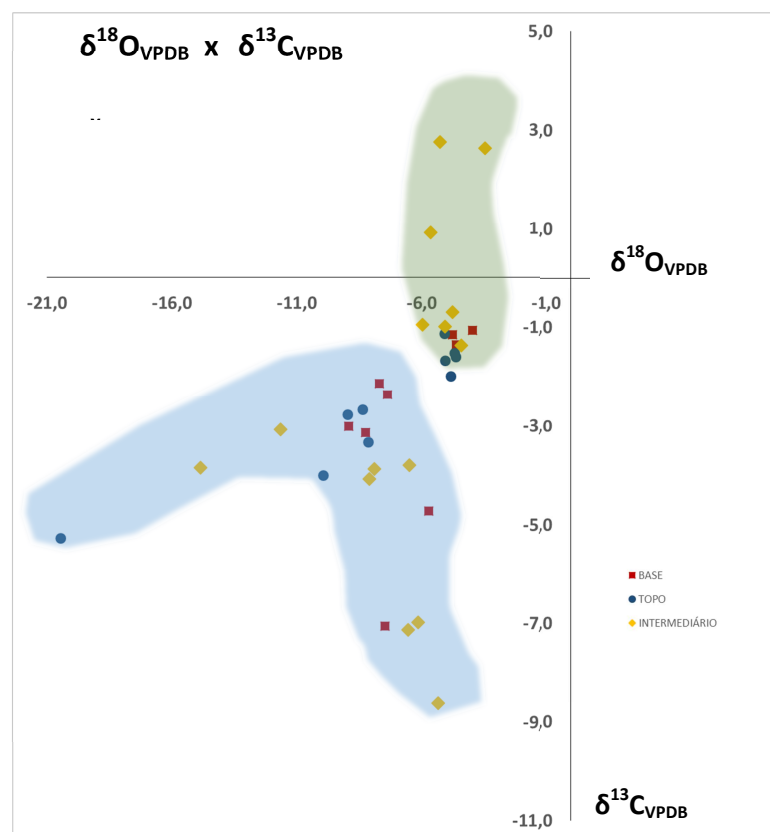
Os resultados obtidos (Anexo 1) não os distinguiu com ranges de assinaturas específicas para os da base, intermediário e topo. Isso, no entanto já pôde ser constatado com a descrição petrográfica, onde todos os níveis apresentaram feições diagenéticas desde ambiente marinho a soterramento profundo e hidrotermal.



Os resultados apresentaram uma grande dispersão. Foram predominantemente negativos, tanto para valores de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$  como para  $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ .

De acordo com a análise de distribuição no gráfico pelas faixas de resultado e a analogia com outros estudos de dolomitos do Paleozoico e Pré-Cambriano, foram individualizados dois grupos: Grupo 1 com 15 amostras, sendo 5 do topo, 7 do nível intermediário e 3 da base, apresentaram valores de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$  entre -1,98‰ e +2,75‰, enquanto que para o  $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$  apresentaram valores entre -5,96‰ e -3,48‰. E o Grupo 2 com 19 amostras, sendo 5 do topo, 8 do nível intermediário e 6 da base apresentaram valores de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$  entre -8,62‰ e -2,13‰, enquanto que os valores de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$  estão entre -20,48‰ e -5,36‰. Os resultados estão apresentados na figura 65.

Figura 65 – Gráfico de dispersão  $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} \times \delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$  em dolomitos



Legenda: em vermelho dolomitos da base da sequência fosfática do depósito de Campos Belos, em azul dolomitos do topo da sequência e em amarelo dolomitos intermediários.

Fonte: A autora, 2015

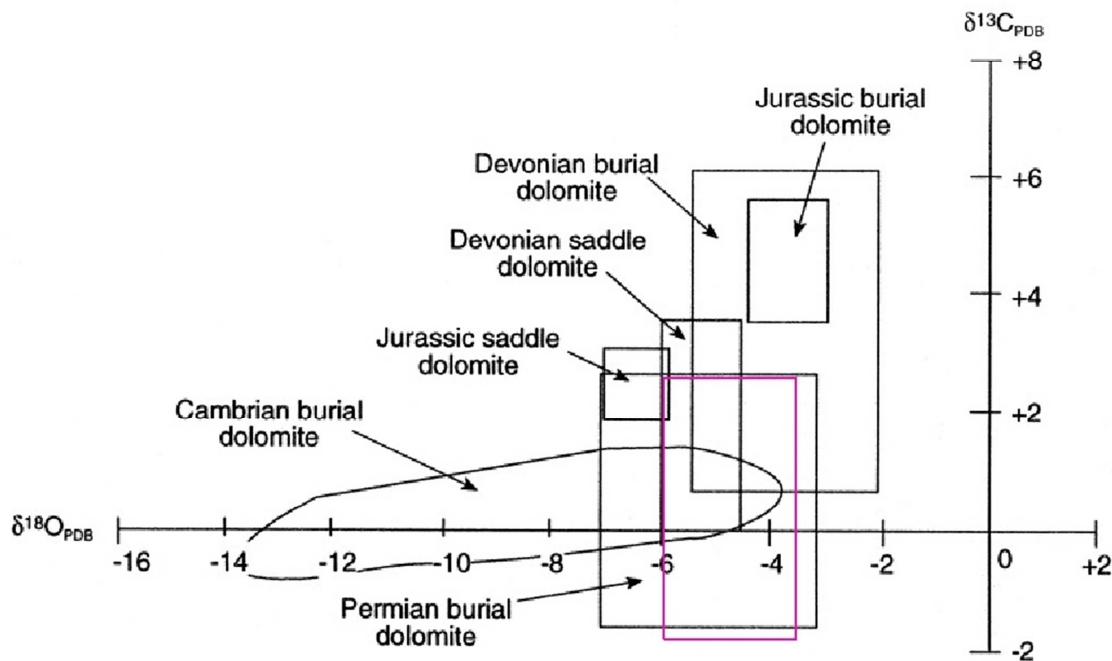
Os carbonatos estão sujeitos a modificações diagenéticas tão logo são formados. Cimentação, dissolução e reprecipitação são alguns dos fatores que podem influenciar na composição isotópica. Nesse caso, os sinais isotópicos primários podem ser alterados; os cimentos e processos diagenéticos sofridos ficarão registrados e a nova assinatura será baseada na interação fluido/rocha e pela mistura de fluidos, sendo eles, meteóricos, água do mar e dos poros.

Ao microscópico, foi possível distinguir a intensa dolomitização das rochas. Uma vez que a precipitação da dolomita se dá na presença de água, a composição isotópica do oxigênio é determinada pela temperatura de formação e composição do fluido dolomitizante. Enquanto que a do carbono é determinada pela composição do carbonato precursor. Isso porque normalmente o fluido do poro tem baixo conteúdo de carbono, retendo-se então o valor do  $\delta^{13}\text{C}$  precursor (for example, WARREN 2000).

Os valores isotópicos obtidos para o “Grupo 1” são comparáveis a modelos isotópicos de soterramento e dolomito barroco do Paleozóico (WARREN, 2000) (Figura 66). Os valores negativos para  $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$  (entre -3,48‰ e -5,96‰) registram o soterramento e precipitação em altas temperaturas (>80°C) (WARREN 2000, CHOQUETTE & JAMES, 1990). Dentre essas amostras, os três valores positivos encontrados para  $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$  provavelmente refletem a precipitação em fluidos quentes onde a fermentação da matéria orgânica produziu metano ( $\text{CH}_4$ ).  $\text{CH}_4$  é enriquecido em  $\text{C}^{12}$ , o que vai fazer com que o  $\text{C}^{13}$  predomine no  $\text{CO}_2$  remanescente no poro, deixando o  $\delta^{13}\text{C}$  positivo (MCARTHUR *et al.*, 1986; apud SANCHES, 2012). Esse processo gera condições de precipitação de dolomita barroca, pois está relacionado com o aumento do pH e concentração de  $\text{CO}_3^{-2}$ .

Acredita-se que os fluidos hidrotermais que geraram condições de precipitação da dolomita barroca apagaram a composição isotópica primária das fases carbonática anteriores.

Figura 66 - Composição isotópica das rochas do “Grupo 1”



Legenda: Retângulo rosa representando as rochas do Grupo 1 aqui estudadas.

Nota: Diagrama comparativo com resultados de estudos anteriores em dolomitos modernos e antigos. Essa comparação indica que os dolomitos do depósito fosfático de Campos Belos têm valores isotópicos similares a dolomitos de soterramento e hidrotermais.

Fonte: Modificado de Warren (2000).

Os valores isotópicos obtidos para o “Grupo 2” são bastante dispersos e não são compatíveis com os modelos isotópicos propostos para os diferentes ambientes de precipitação de dolomito (evaporítico, meteórico, soterramento etc). Os resultados foram mais depletados em  $O^{18}$  e  $C^{13}$ , com valores entre -20,48‰ e -5,36‰ para  $\delta^{18}O_{PDB}$  e entre -8,62‰ e -2,13‰ para  $\delta^{13}C_{PDB}$ .

Petrograficamente foi observado dolomitização e recristalização com cristais finos de dolomita euédrica, bordas planares claras e núcleos “sujos”, interpretados conforme o modelo de zona de mistura. As dolomitas da zona de mistura podem apresentar uma grande variação no valor de  $\delta^{18}O$ , pois podem refletir a precipitação das águas mais doces ou mais marinhas.

Nesse sentido, interpreta-se que o processo de dolomitização da zona de mistura sofrido pelas rochas do depósito registraram uma assinatura mais marinha, aproximando-se da composição original isotópica da água.

Embora uma precisa composição isotópica da água do mar no Neoproterozoico não seja bem definida, várias curvas globais mostrando a variação temporal da composição isotópica do carbono foram feitas por diferentes autores na tentativa de representar a água do mar no Neoproterozóico (por ex. HALVERSON *et al.*, 2005). Esses resultados evidenciam anomalias negativas, normalmente associadas às glaciações (Figura 67).

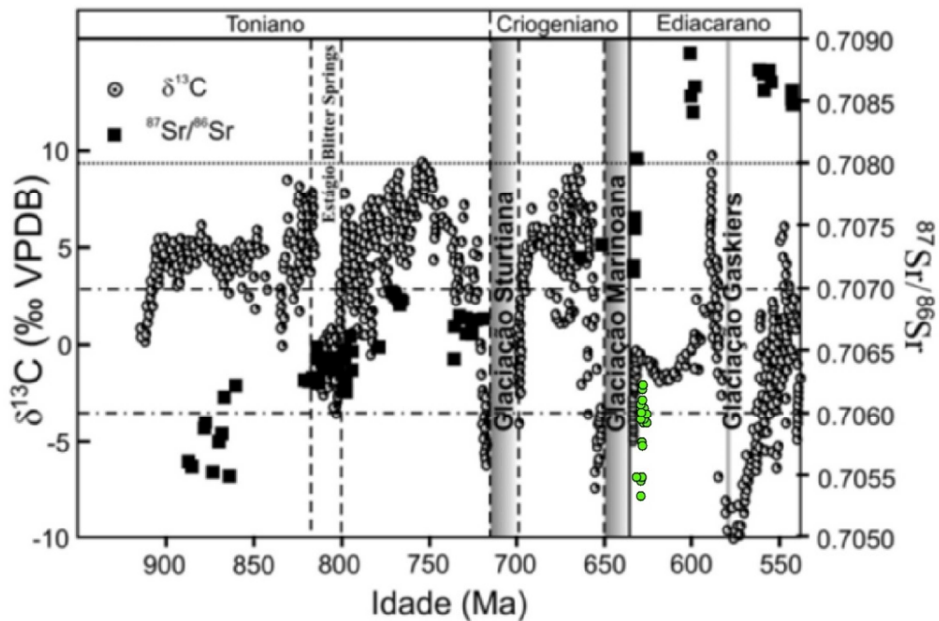
O range dos resultados de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$  obtidos no “Grupo 2”, situados entre -8,62‰ e -2,13‰, são coerentes com os resultados pós Glaciação *Marinoan*, no final do *Cryogeniano* e início do *Ediacariano*. Apenas quatro valores extremamente negativos saíram dessa curva, o que pode ser influência de processos diagenéticos que apagaram os sinais primários.

Em depósitos que sucedem a glaciação *Marinoan*, a curva de  $\delta^{13}\text{C}$  inicia com valores entre -4‰ e -2‰ e quase sempre apresenta uma tendência ligeiramente negativa em direção ao topo dos dolomitos (JAMES *et al.*, 2001; HOFFMAN & SCHRAG., 2002; apud VIEIRA, 2007).

Além disso, a deglaciação pode ter gerado grandes volumes de água doce na bacia, causando um enriquecimento em  $\text{O}^{16}$  nas águas marinhas tornando negativo o sinal isotópico de O.

Na figura 67 podem-se observar os valores obtidos na curva de variação isotópica de C para o Neoproterozoico.

Figura 67 - Calibração possível para a variação de  $\delta^{13}\text{C}$ , durante o Neoproterozoico



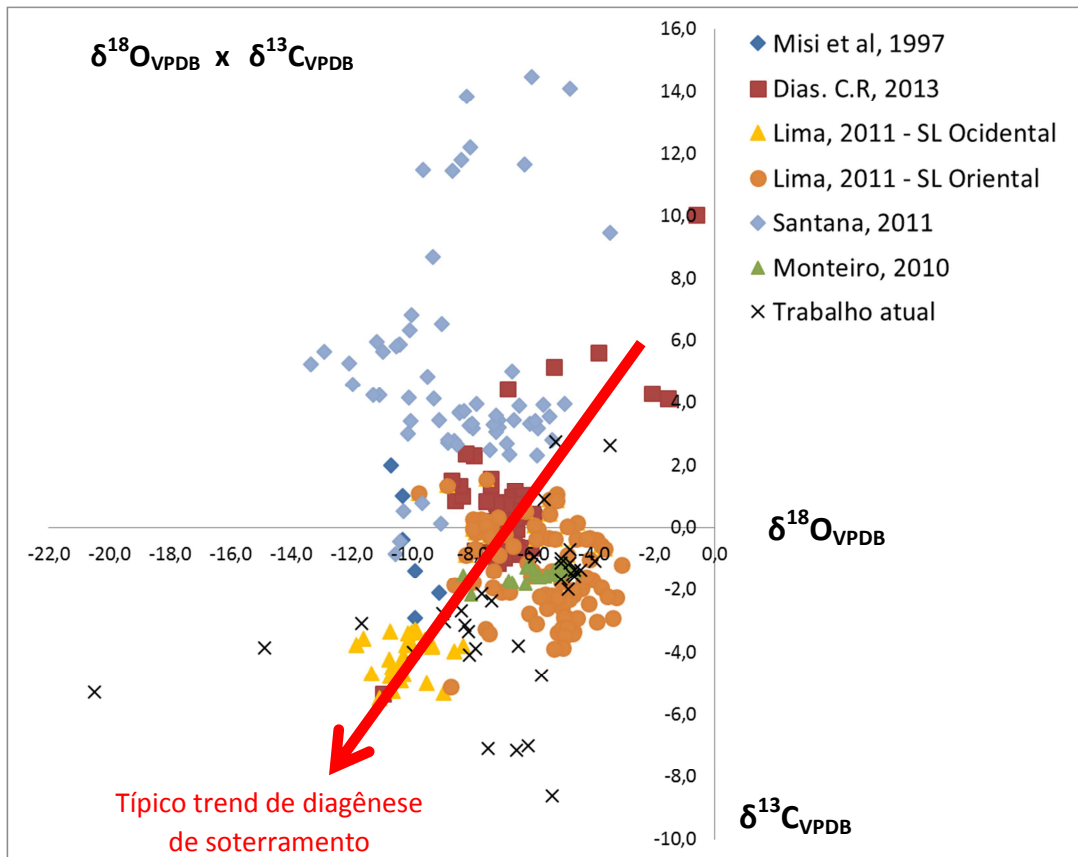
Legenda: Em verde os valores obtidos para as rochas do Grupo 2  
 Fonte: Modificado de Halverson et al. (2005)

De modo geral, os trabalhos sobre isótopos de C e O encontrados na bibliografia para a Formação Sete Lagoas, estão quase que unanimemente fazendo referências a fortes anomalias negativas na base da sequência e adquirindo valores positivos em direção ao topo da Formação Sete Lagoas.

No entanto, percebe-se na figura 68, que muitos valores podem ser associados aos valores dos modelos isotópicos de soterramento e hidrotermal. Isso sugere que esses dados não poderiam ser usados em correlações estratigráficas, como normalmente é feito, pois tais sinais foram obliterados por diagênese e/ou alterações hidrotermais.



Figura 68 - Gráfico de dispersão  $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} \times \delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$  de dados compilados



Legenda: Seta vermelha indica o *trend* típico de diagênese de soterramento.

Nota: Compilação de trabalhos anteriores para a Formação Sete Lagoas em diferentes localidades, juntamente com dados deste trabalho.

Fonte: Modificado de Misi *et al*, 1997; Lima, 2011; Santana, 2011; Dias, 2013; Monteiro, 2010.

## CONSIDERAÇÕES FINAIS

### Ambiente sedimentar

O depósito de Campos Belos faz parte do contexto de sedimentação do Grupo Bambuí, na Formação Sete Lagoas. Ocorrências de fosfato nessa Formação já são documentadas desde a década de setenta, distribuindo-se ao longo da borda oeste do Cráton de São Francisco (DARDENNE *et al.*, 1986), do sul do Tocantins ao centro-leste de Goiás.

A Formação Sete Lagoas corresponde ao início da inundação marinha pós-glacial sobre o Cráton de São Francisco durante o Neoproterozoico (DARDENNE *et al.*, 1986; VIEIRA, 2007; SIAL *et al.*, 2009; ALKMIN & MARTINS-NETO, 2012), tendo o início da sua história deposicional associada a uma extensa plataforma epicontinental que evoluiu para um bacia de ante-país (MARTINS & LEMOS, 2007; ZÁLAN E ROMEIRO-SILVA, 2007 apud CAXITO *et al.*, 2012).

No depósito de Campos Belos, a sequência enriquecida em fósforo é composta por rochas pelíticas e carbonáticas distribuídas em 4 parassequências agradacionais (DRUMMOND, 2014), durante uma transgressão marinha de escala global.

A zona mineralizada encontra-se no topo da parassequência 2, no intervalo composto por intercalações de fácies carbonáticas com siltito arenoso com laminação ondulada e siltito argiloso com laminação paralela do ambiente de inframaré, que gradam em direção ao topo para siltito arenoso rico em muscovita e siltito com laminação microbial do ambiente de intermaré. As parassequências tornam-se menos carbonáticas e mais siliciclásticas para o topo, o que sugere um acréscimo de aridez com aumento de influxo de sedimentos no decorrer do tempo. Estruturas de ressecamento sugerem momentos de exposição subaérea.

Acredita-se que um controle paleoclimático, com maior aridez para o fornecimento de sedimentos clásticos, pode ser o motivo para as ocorrências fosfáticas nesse nível estratigráfico, uma vez que uma das fontes de fósforo aos oceanos é através de íons adsorvidos nas partículas de oxi-hidróxido de ferro.

A todas as litofácies estão associadas brechas sinsedimentares, resultado de momentos de tempestade que retrabalharam tanto os depósitos de intermaré como os de inframaré. As brechas sinsedimentares são monomíticas, com clastos centimétricos unicamente de siltito.

Dados estratigráficos e sedimentológicos sugerem que a acumulação dos fosforitos ocorreu em ambiente de perimará (DRUMMOND, 2014; VIEIRA, 2007) entende que a Formação Sete Lagoas registra uma fonte de sedimentos clásticos eólicos em plataforma em rampa influenciada por tempestades, onde a rampa interna comporta os sedimentos de perimará. Dados sísmicos obtidos por Romeiro-Silva & Zálan (2005) in Caxito *et al.*, 2012 sustentam a ideia pela ausência de quebra de plataforma.

## Gênese do fosforito

A laminação microbial no siltito sugere a presença de colônias filamentosas de cianobactérias no ambiente de intermaré. Aliado a ação de bactérias sulfurosas quimiossintetizantes (HIATT *et al.*, 2015) foram os responsáveis pelo processo de fosfogênese gerando o fosforito primário (*pristine phosphorite*). Estudos de fosforitos Fanerozóicos e Pré-Cambrianos concluem que a respiração anaeróbica da matéria orgânica sedimentar é o principal processo de saturação de P nos interstícios do sedimento (entre outros JARVIS *et al.*, 1994; GLENN *et al.*, 1994; PUFAHL, 2010). Dentre esses processos microbiais, as bactérias oxidantes de sulfeto e redutoras de sulfato são as mais importantes, como por exemplo *Beggiatoa* e *Thiomargarita*, as quais concentram grandes quantidades de polifosfato em suas células. Quando a água circundante se torna sulfúrica e elas não conseguem mais oxidar o sulfeto, elas hidrolisam o polifosfato para obter energia (HIATT *et al.*, 2015). O fosfato, subproduto desse processo, é liberado na água e pode se combinar com o cálcio e formar um carbonato-fluorapatita metaestável altamente substituído (HIATT *et al.* 2015). A presença de pirita e oxi-hidróxido de ferro nas rochas do depósito sugerem uma zona anóxica de atuação desses microorganismos, contribuindo então no processo de fosfogênese.

A presença de brechas sinsedimentares indicam momentos de alta energia que retrabalham os sedimentos anteriormente depositados. Progressivos eventos de tempestades podem amalgamar camadas e gerar níveis fosfáticos granulares de maior concentração que as fácies laminares microbiais. A maioria dos depósitos fosfáticos econômicos do mundo caracteriza-se por fosforitos granulares (*granular phosphorite*) gerados por retrabalhamentos das fácies fosfáticas primárias (*pristine phosphorite*) (GLENN et al., 1994; FÖLLMI, 1996, PUFHAL, 2010).

Além das brechas sinsedimentares, foram observadas também brechas polimíticas com clastos milimétricos a poucos centímetros. Essas brechas ocorrem discordantemente ao pacote, cortando todas as litofácies. Pela morfologia dos corpos e características dos clastos, foi sugerido à essas brechas uma origem tectônica, associado possivelmente ao evento orogênico Brasileiro.

Os dois tipos de brecha são os verdadeiros fosforitos do depósito, com teores médios em torno de 24% de  $P_2O_5$ , o que torna o depósito economicamente interessante. Já nos siltitos, os teores anômalos variam em torno de 6,5% de  $P_2O_5$ , mas podem localmente apresentar concentrações de até 20% de  $P_2O_5$ .

Para a gênese dessa concentração econômica, sugere-se, além do retrabalhamento sinsedimentar, a ação tectônica da orogênese Brasileira como motor térmico propulsor para a percolação de fluidos e remobilização do fósforo, através de reativação de falhas profundas e zonas de maior permeabilidade.

O minério fosfático de Rocinha-Lagamar, hospedado no Grupo Vazante, tem seu controle dado pela conjugação de dobras em *chevron* e falhas com rompimentos de camadas associadas ao tectonismo Brasileiro (DARDENNE, 1986). Apesar da interpretação de um ambiente sedimentar de margem passiva profunda, diferentemente das águas rasas aqui estudadas, foram datados por Sanches (2012) apresentando idade  $^{87}Sr/^{86}Sr$  em torno de 630Ma, correlacionável à idade U-Pb de 610Ma obtida por Rodrigues (2008) para a Formação Sete Lagoas.

Dessa forma, interpreta-se que, orogenia Brasileira, atuando em diferentes intensidades dependendo da posição na bacia, pode ter sido o responsável pela remobilização do fósforo a partir das fácies primárias.

## Caracterização da mineralização

O principal mineral de minério fosfático foi interpretado como hidroxiapatita conforme indica os picos de Ca e P nos espectrogramas de EDS obtidos nas análises de MEV, aliado a dados de difração de Raio-X obtidos por Drummond (2014) em amostras oriundas das mesmas cavas aqui estudadas.

Nos fosforitos a hidroxiapatita ocorre como uma massa irregular, onde não é possível identificar grãos individuais, recobrando toda a matriz da rocha. A essa massa estão associados picos de Si, e em menor proporção porções argilosas com composição de  $Al+Si+Ca+K\pm Mg$ , interpretados como esmectita, caulinita e muscovita/illita.

Já nos siltitos não enriquecidos, com teores em torno de 6,5% de  $P_2O_5$ , a hidroxiapatita ocorre como grãos isolados, alguns subarredondados outros hexagonais, hábito típico do mineral.

Acredita-se que os grãos subarredondados eram inicialmente grãos peloidais de francolita autigênica, alterados posteriormente para hidroxiapatita. Enquanto que os grãos hexagonais seriam neoformados através de fluidos que remobilizaram o fosfato primário reprecipitando-o na porosidade da rocha. No entanto, a porosidade e permeabilidade dessas rochas não foi suficiente para gerar concentrações típica de um fosforito. Essa situação teria sido favorecida nas brechas, dado sua alta porosidade.

Sob microscópio eletrônico, foi possível perceber na matriz das brechas que a sílica e as porções argilosas ocorrem associadas às cavidades. Isso pode sugerir que houve a desestabilização dos argilominerais com a substituição pela hidroxiapatita e quartzo. No entanto, não é possível precisar temporalmente se a sílica ocorre no mesmo pulso hidrotermal que a hidroxiapatita ou posterior, apesar de haver algumas evidências que sugerem a substituição da hidroxiapatita pela sílica, caracterizando um evento posterior. No entanto, o principal evento de silicificação pode ter sido concomitante a deposição da hidroxiapatita.

A pluralidade de eventos silicosos se confirma através de diferentes cristalinidades do quartzo nas fraturas. Grãos de quartzo ocorrem com extinção ondulante e os diferentes hábitos cristalinos podem sugerir diferentes



recristalizações por processos de deformação. A sílica pode ser originária da reorganização de argilominerais como da dissolução das fácies de chert autigênico intercalado aos siltitos da inframaré. Além da condição dos oceanos no Pré-Cambriano serem supersaturados em sílica, enriquecendo os fluidos intersticiais com esse elemento.

Faturas discordantes apresentando zonas de alteração com dikita na borda e wavellita no centro foram interpretadas como evento hidrotermal tardio. Sendo a dikita um polimorfo da caulinita de alta temperatura, reforça a hipótese da interação das fácies argilosas com fluidos hidrotermais. A formação da wavellita pode ter sido originada de proporções de  $\text{HPO}_4^{-3}$  das fácies insaturadas em hidroxiapatita remanescentes.

Dolomita barroca, de cristais grossos, foi observada como cimento nos carbonatos. Essas dolomitas são comumente associadas a hidrocarbonetos, o que sugere que sua formação ocorreu dentro da janela de óleo, que tipicamente é marcada por temperaturas entre 60-150°C (TUCKER & WRIGHT, 1990).

Clorita e pirita euedral ocorrem preenchendo filmes de dissolução nos carbonatos. Tais filmes de dissolução cortam a dolomita barroca, sugerindo um evento tardio. A clorita pode ser formada em condições de alta temperatura como produto de transformação de argilominerais detríticos (HAUFF, 1981; HILLER, 1993; FISHER, 1998; apud COSTA, 2006), enquanto que transformações químicas na matéria orgânica presente pode provocar o abaixamento do pH favorecendo a formação da pirita.

Fluidos hidrotermais de alta temperatura aliados a rebaixamento de pH criam grande potencial de dissolução e por isso são muito efetivos na geração de porosidade secundária.

As rochas do depósito fosfático de Campos Belos experimentaram complexos estágios de evolução, incluindo diferentes estágios diagenéticos até, finalmente, as alterações hidrotermais responsáveis pela concentração econômica do minério.

O minério das fácies primárias (*pristine phosphorite*) comumente precipitado como francolita ocorre no depósito como hidroxiapatita através de uma massa irregular preenchendo litofácies de maior permeabilidade e porosidade. Ocorre insistentemente associado à sílica, porém não sendo possível definir fases de precipitação.

Sugere-se que o evento orogenético Brasileiro tenha funcionado como o elemento propulsor para a circulação de fluidos quentes, os quais através de gradientes de pressão e morfologia da bacia percolaram por zonas permeáveis.

A paragênese  $Ca + P + Si + Al + K \pm Mg$  é uma constante em todas as litofácies, sugerindo a saída das argilas ( $Si+Al+K\pm Mg\pm Ca$ ) com entrada de hidroxiapatita ( $Ca+P$ ) e quartzo ( $Si$ ).

Mudanças ao longo do tempo que levaram a uma maior oxigenação atmosférica exercem uma fundamental importância na distribuição dos depósitos fosfáticos no período geológico. O registro de apenas um único evento fosfogenético ocorrido inteiramente no Pré-Cambriano, em torno de 2,2-1,8, reforça essa diferença.

Uma vez que os oceanos se tornam inteiramente oxigenados (~580Ma), o mecanismo de bombeamento Fe-rodex está apto a ocorrer em toda a extensão da plataforma, e não apenas em ambientes próximos a costa, como estava restrito no Pré-Cambriano. Aliado a isso, a evolução biológica com uma maior ação microbiana e o desenvolvimento de organismos com conchas fosfáticas permitiram maiores níveis de P no sedimento, e assim surgem os primeiros depósitos gigantes de fosforito.

Nesse contexto, a jazida de Campos Belos possui grande importância para o entendimento da fosfogênese primária, pois está na janela de transição entre o Neoproterozóico e o Cambriano, imediatamente antes do grande evento de Oxigenação (NOE) e da Explosão Cambriana.

Aliado a isso, tem-se o evento tectônico Brasileiro atuando na sedimentação primária e possibilitado a remobilização do fosfato para fácies porosas, reconcentrando-o com viabilidade econômica.

Propõe-se estudos de microtermometria de inclusões fluidas para melhor caracterizar as condições físico-químicas vigentes durante a mineralização, e assim determinar com precisão a participação dos fluidos hidrotermais do tectonismo associado.

## REFERÊNCIAS

- ABRAM, M.B.; BAHIANSE, I.C.; PORTO, C.G.; BRITO, R.S.C. (Org.). *Projeto Fosfato Brasil: Parte I*. Informe de Recursos Minerais, Série Insumos Minerais para Agricultura, n. 13. Salvador: Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais, 2011.
- ACKROYD, B.; NICHOLLS, B.; GUSMÁN, C.; DELBONI, H.Jr. *Mineral Resource Estimate NI-43-101: Updated Technical Report Itafós Arraias SSP Project*. Tocantins: Mbac Fertilizantes, 2013. 162 p. Relatório técnico. Disponível em: <<http://www.mbacfert.com>>. Acesso em maio 2014.
- ALMEIDA, F.F.M. O Cráton São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v.7, n.4, p.349-364, 1977.
- ALKMIM.F.F; MARTINS-NETO, M.A. Proterozoic first-order sedimentary sequences of the São Francisco craton, eastern Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, v. 33, p. 127-139, 2012.
- ALVARENGA, C.J.S.; DARDENNE, M.A.; BOTELHO, N.F., MACAHDO M.A., Lima O.N.B.; ALMEIDA, T. *Relatório Final das Folhas SD.23-V-C-III – Monte Alegre de Goiás; SD.23-V-C-V – Cavalcante; SD.23-V-C-VI – Nova Roma*. Convênio UnB/FINATEC/CPRM. Brasília, 2006.
- ARNING, E.T.; LÜCKGE, A.; BREUER, C.; GUSSONE, N.; BIRGEL, D.; PECKMANN, J. Genesis of phosphorite crusts off Peru. *Marine geology*, v. 262, p.68-81, 2009.
- BALANÇO MINERAL BRASILEIRO. Brasília: Departamento Nacional de Produção Mineral, 1978-2001.
- BABINSKI, M.; VIEIRA, L.C.; TRINDADE, R.I.F. Direct dating of the Sete Lagoas cap carbonate (Bambui Group, Brazil) and implications for the Neoproterozoic glacial events. *Terra Nova*, v. 19, n. 6, p. 401–406, Dez. 2007.
- BENITEZ-NELSON, C.R. The biogeochemical cycling of phosphorus in marine systems. *Earth-Science Reviews*, v. 51, p. 109-135, may 2000.
- BOGGS, S. *Application of cathodoluminescence imaging to the study of sedimentary rocks*. Cambridge: Cambridge University, 2006.
- BOTELHO, N.F.; ALVARENGA, C.J.S. de; MENESES, P.R.; D'EL-REY SILVA, L.J.H. Suite Aurumina: Uma suite de granitos paleoproterozoicos, peraluminosos e sin-tectônicos na Faixa Brasília. In: SBG, Simposio de Geologia do Centro-Oeste, Brasília, 1999. Anais, p. 17.
- CASTRO, C.P. *Microestruturas e texturas de equilíbrio em quartzo recristalizado*. 2007. 143 f. Dissertação (Mestrado em Evolução Crustal e Recursos Minerais).

Departamento de geologia da Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, Minas Gerais, 2007.

CAXITO, F.A.; HALVERSON, G.P.; UHLEIN, A.; STEVENSON, R.; GONÇALVES DIAS, T.; ULHEIN, G.J. Marinoan glaciation in east central Brazil. *Precambrian Research*, v. 200-203, p. 38–58, jan. 2012.

COSTA, M.N.de S. *Diagênese e alteração hidrotermal em rochas sedimentares da Formação Corumbataí, Permiano Superior, Mina Granusso, Cordeirópolis/SP*. 2006. 166 f. Tese (Doutorado em Geologia) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, 2006.

Choquette, P.W., Hiatt, E.E., 2008 Shallow-burial dolomite cement: A major component of many ancient sucrosic dolomites: *Sedimentology*, v. 55, no. 2, 423-460.

CHOQUETTE, P.W; JAMES, N.P. Limestones – the burial diagenetic environment. In: McILREATH, I.A.; MORROW, D.W. (Ed). *Diagenesis*, St. John's Newfoundland: Geoscience Canada, Reprint Series, Geological Association of Canada, v. 4, p. 75–112, 1990.

COMPTON, J.; MALLINSON, D.; GLEEN, C.R.; FILIPPELLI, G.; FÖLLMI, K.B.; SHIELDS, G.; ZANIN, Y. Variations in the global phosphorus cycle. In: GLENN, C.; PRÉVOT-LUCAS, L.; LUCAS, J. (Ed). *Marine Authigenesis: from global to microbial*. Tulsa, Oklahoma: SEPM Spec. Publ, n. 66, p. 21-34, 2000.

COSTA, M.T.; BRANCO, J.J.R. *Roteiro Geológico Belo Horizonte-Brasília*. Publ. Instituto de Pesquisas Radioativas. Universidade de Minas Gerais, Belo Horizonte, n.15, p. 9-25, 1961.

DA ROCHA ARAUJO, P.R.; FLICOTEAUX, R.; PARRON, C.; TROMPETTE, R. Phosphorites of Rocinha Mine – Patos de Minas (Minas Gerais, Brazil): Genesis and evolution of a middle Proterozoic deposit tectonized by the Brasiliano Orogeny. *Economic Geology*, v.87, p. 332-351, 1992.

DARDENNE, M.A. Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil Central. In: Congresso Brasileiro de Geologia 30, Recife, 1978. Anais, SBG, v.2, p. 507-610.

DARDENNE, M.A.; WALDE, D.H.G. A estratigrafia dos Grupos Bambuí e Macaúbas no Brasil central. In: SBG-MG, Simpósio de Geologia de Minas Gerais 1, Diamantina, 1979, Atas, p. 43–53.

DARDENNE, M.A. The Brasília Fold Belt. In: CORDANI, U.G.; MILANI, E.J.; THOMAZ, A.; FILHO & CAMPOS, D.A. (Ed.). *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro: 31st International Geological Congress, p. 231-263, 2000.

DARDENNE, M.A.; SCHOBENHAUS, C. *Metalogênese do Brasil*. 1.ed. Brasília: Editora Universidade de Brasília, 2001.

DARDENNE, M.A.; TROMPETTE, R.; MAGALHÃES, L.F.; SOARES, L. Proterozoic and Cambrian phosphorites - regional review: Brazil. In: COOK, P.J.; SHERGOLD, J.H. (Ed). *Phosphate Deposits of the World*. Cambridge: Cambridge University Press, 1986. V. 1, cap.10, p.116-131.

DELISLE, R.A. *Phosphatic peritidal limestone of the Neoproterozoic Salitre Formation, Brazil, and Precambrian economic phosphorite*. 2015. 141 f. Master thesis - Acadia University, Canada, 2015.

DELLA FAVERA, J.C. *Fundamentos da estratigrafia moderna*. 1.ed. Rio de Janeiro: EdUERJ, 2001.

DIAZ, M.L.R. *Estudo diagenético aplicado ao Membro Maruim, da Formação Riachuelo, na parte terrestre da sub-bacia de Sergipe, Brasil*. 2011. Tese (Doutorado em Análise de Bacias e Faixas Móveis) – Faculdade de Geologia, Universidade do estado do Rio de Janeiro, 2011.

DRUMMOND, J.B.R. *Sedimentology and stratigraphy of Neoproterozoic peritidal phosphorite, Sete Lagoas Formation, Brazil: implications for the evolution of the Precambrian phosphorus cycle*. 2014. 171 f. Master thesis - Acadia University, Canada, 2014.

DRUMMOND, J.B.R.; PUFAHL, P.K.; PORTO, C.G.; CARVALHO, M. Neoproterozoic peritidal phosphorite from the Sete Lagoas Formation, Brazil, and the Precambrian P cycle. *Sedimentology*, v. 62, jul. 2015.

EGYDIO-SILVA, M.; KARMAMM, I.; TROMPETTE, R. Análise estrutural do Grupo Rio Pardo – Sudeste do Estado da Bahia. *Revista do Instituto de Geociências USP: Geol. USP, Sér. Cient.*, São Paulo, v. 11, n. 3, p. 23-41, dezembro 2011.

FILIPPELLI, G.M. The global phosphorus cycle: past, present and future. *Elements*, v.4, p. 89-95, abril 2008.

FÖLLMI, K.B. The phosphorus cycle, phosphogenesis and marine phosphate-rich deposits. *Earth-Science Reviews*, v. 40, p. 55–12, 1996.

GLENN, C.R.; FÖLLMI, K.B.; RIGGS, S.R.; BATURIN, G.N.; GRIMM, K.A.; TRAPPE, J.; ABED, A.M.; GALLI-OLIVIER, C.; GARRISON, R.E.; ILYIN, A.V.; ROHRLICH, V.; SADAQAH, R.M.Y.; SCHIDLOWSKI, M.; SHELDON, R.E.; SIEGMUND, H. Phosphorus and phosphorites: sedimentology and environments of formation. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, v. 87, n. 3, p. 747–788, 1994.

HEGGIE, D.T.; SKYRING, G.W.; O'BRIEN, G.W.; REIMERS, C.; HERCZEG, A.; MORIARTY, D.J.W.; BURNETT, W.C.; MILNES, A.R. Organic carbon cycling and modern phosphorite formation on the East Australian continental margin: an overview. In: NOTHOLT, A.J.G.; JARVIS, I. (Eds). *Phosphorite Research and Development*. London: Geological Society Special Publication, 1990. V. 52, p. 87–117.



HIATT, E.E.; BUDD, D.A. Sedimentary phosphate formation in warm shallow waters: new insights into the paleoceanography of the Permian Phosphoria Sea from analysis of phosphate oxygen isotopes. *Sedimentary Geology*, v. 145, p. 119-133, June 2001.

Hiatt, E.E. and Pufahl, P.K., 2014, Cathodoluminescence petrography of carbonate rocks: application to understanding diagenesis, reservoir quality, and pore system evolution: in Coulson, I. (ed.) Cathodoluminescence and its application to geoscience: Mineralogical Association of Canada, Short Course Series Volume 45, p. 75-96.

Hiatt, E.E., Pufahl, P.K., Edwards, C.T., 2015, Sedimentary phosphate and associated fossil bacteria in a Paleoproterozoic tidal flat in the 1.85 Ga Michigamme Formation, Michigan, USA: *Sedimentary Geology*, v. 319, p. 24-39, DOI: 10.1016/j.sedgeo.2015.01.006.

JARVIS, I.; BURNETT, W.C.; NATHAN, Y.; ALMBAYDIN, F.S.M.; ATTIA, A.K.M., CASTRO, L.N.; FLICOTEAUX, R.; HILMY, M.E.; HUSAIN, V.; QUTAWNAH, A.A.; SERJANI, A.; ZANIN, Y. Phosphorite geochemistry: state-of-the-art and environmental concerns. *Eclogae Geologicae Helveticae*, v. 87, n. 3, p. 643–70, 1994.

LIMA, O.N.B.; UHLEIN, A.; BRITTO, W. de. Estratigrafia do Grupo Bambuí na Serra da Saudade e geologia do depósito fosfático de Cedro do Abaete, Minas Gerais. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 37, n. 4, p. 204-215, 2007.

LIMA, O.N.B. *Estratigrafia isotópica e evolução sedimentar do Grupo Bambuí na borda ocidental do Cráton do São Francisco: implicação tectônica e paleo-ambiental*. 2011. 114 f. Tese (Doutorado em Geologia) – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 2011.

MISI, A.; KYLE, R. Upper Proterozoic carbonate stratigraphy, diagenesis and stromatolitic phosphorite formation, Irecê Basin, Brazil. *Journal of Sedimentary Research*, v A64, n. 2, p. 299-310, April 1994.

MONTEIRO, C.F. Fosforitos do Grupo Bambuí na região de Campos Belos (GO)/Arraias (TO), na borda oeste do Cráton São Francisco. 2009. 114 f. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 2009.

NELSON, G.J.; PUFAHL, P.K.; HIATT, E.E. Paleocyanographic constraints on Precambrian phosphorite accumulation, Baraga Group, Michigan, USA. *Sedimentary Geology*, v. 226, p. 9–21, 2010.

PAYTAN, A.; McLAUGHLIN, K. The Oceanic Phosphorus Cycle. *Chemical Reviews*, Washington, DC, v. 107, n. 2, p. 563-576, Jan. 2007.

PIMENTEL, M.M.; FUCK, R.A.; BOTELHO, N.F. Granites and the geodynamic history of the Neoproterozoic Brasília belt, Central Brazil: a review. *Lithos*, v. 46, p.463-483, 1999.

PUFAHL, P.K. Bioelemental sediments. In: JAMES, N.P.; DALRYMPLE, R.W. (Ed). *Facies Models 4*. 4th edn. St. John's, Canada: Geological Association of Canada, 2010. Cap.19, p. 477-504.

PUFAHL, P.K.; HIATT, E.E. Oxygenation of the Earth's atmosphere–ocean system: a review of physical and chemical sedimentologic responses. *Marine and Petroleum Geology*, v. 32, p. 1–20, 2012.

PUFAHL, P.K.; GRIMM, K.A.; ABED, A.M.; SADAQAH, R.M. Upper Cretaceous (Campanian) phosphorites in Jordan: implications for the formation of a south Tethyan phosphorite giant. *Sedimentary Geology*, v. 161, p. 175–205, jan. 2003.

RANGEL, C.V.G.T. *Estudo paleoambiental dos carbonatos do Albiano superior na bacia de Sergipe: uma abordagem microfaciológica*. 2002. 120 f. Dissertação (Mestrado em Análise de Bacias e Faixas Móveis) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2002.

REIS, C. *Geologia, Sistemas deposicionais e estratigrafia isotópica do Grupo Bambuí na região de Santa Maria da Vitória, BA*. 2013. 97 f. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 2013.

RODRIGUES, J.B. *Proveniência de sedimentos dos grupos Canastra, Ibia, Vazante e Bambuí – um estudo de zircões detríticos e Idades Modelo Sm-Nd*. 2008. 128 f. Tese (Doutorado em Geologia) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 2008.

SANCHES, A.L.; MISI, A.; KAUFMAN, A.J.; AZMY, K. As sucessões carbonáticas neoproterozóicas do Cráton do São Francisco e os depósitos de fosfato: correlações e fosfogênese. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v 37, n. 4, p. 182-194, 2007.

SANCHES, A.L. *Fosforitos Neoproterozóicos dos grupos Vazante (MG) e Una (BA): origem, idades e correlações*. 2012. 158 f. Tese (Doutorado em Geologia) – Faculdade de Geologia, Universidade Federal da Bahia, 2012.

SIAL, A.N.; DARDENNE, M.A.; MISI, A.; PEDREIRA, A.J.; GAUCHER, C.; FERREIRA, V.P.; SILVA FILHO, M.A.; UHLEIN, A.; PEDROSA-SOARES, A.C.; SANTOS, R.V.; EGYDIO-SILVA, M.; BABINSKI, M.; ALVARENGA, C.J.S.; FAIRCHILD, T.R.; PIMENTEL, M.M. The São Francisco Palaeocontinent. *Developments in Precambrian Geology*, v. 16, p. 31–69, 2009.

TONIETTO, S.N. *Diagênese e hidrotermalismo em rochas carbonática proterozóicas: Grupos Bambuí e Vazante, Bacia do São Francisco*. 2010. 196 f. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 2010.

TUCKER, M.E.; WRIGHT, V.P. *Carbonate Sedimentology*. Oxford: Blackwell Science Ltd, 1990.

TUCKER, M.E. *Sedimentary Petrology: an introduction to the origin of sedimentary rocks*. 3.ed. Oxford: Blackwell, 2001.

VIEIRA, L.C.; ALMEIDA, R.P.; TRINDADE, R.I.F.; NOGUEIRA, A.C.R.; JANIKIAN, L. A Formação Sete Lagoas em sua área-tipo: fácies, estratigrafia e sistemas deposicionais. *Revista Brasileira de Geociências, São Paulo*, v. 37, n.4, p.168-181, 2007.

VIEIRA, L.C. *A Formação Sete Lagoas (Grupo Bambuí) e as variações paleoambientais no final do Proterozóico*. 2007. 198 f. Tese (Doutorado em Geofísica) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2007.

VIEIRA, L.C.; TRINDADE, R.I.F.; NOGUEIRA, A.C.R.; ADER, M. Identification of a Sturtian cap carbonate in Neoproterozoic Sete Lagoas Carbonate Platform, Bambuí Group, Brazil. *C.R. Geoscience*, v 339, p. 240-258.

WARREN, J. Dolomite: occurrence, evolution and economically important association. *Earth–Science Reviews*, v. 52, n. 1-3, p. 1-81, July 2000.