

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ INSTITUTO DE GEOCIENCIAS PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E GEOQUIMICA

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 594

EFEITOS HIDROTERMAIS EM ROCHAS CARBONÁTICAS- SILICICLÁSTICAS DA FORMAÇÃO ITAITUBA, PENSILVANIANO DA BACIA DO AMAZONAS, REGIÃO DE URUARÁ (PA)

Dissertação apresentada por:

ISABELE BARROS SOUZA Orientador: Prof. Dr. Joelson Lima Soares (UFPA)

> BELÉM-PARÁ 2020

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP) de acordo com ISBD Sistema de Bibliotecas da Universidade Federal do Pará

Gerada automaticamente pelo módulo Ficat, mediante os dados fornecidos pelo(a) autor(a)

S719e Souza, Isabele Barros de

Efeitos hidrotermais em rochas carbonáticas-siliciclásticas da Formação Itaituba, Pensilvaniano da Bacia do Amazonas, região de Uruará (PA) / Isabele Barros de Souza. — 2020. xv, 76 f. : il. color.

Orientador(a): Prof. Dr. Joelson Lima Soares Dissertação (Mestrado) - Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2019.

1. Bacia do Amazonas. 2. Formação Itaituba. 3. Magmatismo Penatecaua. 4. Diagênese. 5. Alteração hidrotermal. I. Título.

CDD 550.28



UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS Programa De Pós-Graduação Em Geologia E Geoquímica

EFEITOS HIDROTERMAIS EM ROCHAS CARBONÁTICAS- SILICICLÁSTICAS DA FORMAÇÃO ITAITUBA, PENSILVANIANO DA BACIA DO AMAZONAS, REGIÃO DE URUARÁ (PA)

Dissertação apresentada por:

ISABELE BARROS SOUZA

Como requisito parcial à obtenção do Grau de Mestre em Ciências na Área de GEOLOGIA e Linha de Pesquisa em ANÁLISE DE BACIAS SEDIMENTARES

Data de Aprovação: 26 / 10 / 2020

Banca Examinadora:

Prof. Dr. Joelson Lima Soares (Orientador-UFPA)

Prof.^a Dr.^a Juliana Charão Marques (Membro-UFRGS)

Dr. Werner Truckenbrodt

of. Dr. Werner Truckenbrod (Membro-UFPA)

A minha família e amigos

AGRADECIMENTOS

Agradeço a Deus que me deu força e motivação e não me deixou desistir.

À minha família que me deu todo o apoio, em especial aos meus pais Ruth B. de Souza e Manoel Q. de Souza Junior e a minha irmã Jéssica Gabriele B. Souza.

À Universidade Federal do Pará e ao Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG) pela infraestrutura.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior BRASIL (CAPES) pela concessão da bolsa de mestrado. Código de Financiamento 001.

Ao meu orientador Prof. Dr. Joelson Lima Soares, por todo apoio e ajuda na realização da dissertação e ao colega Dr. Pedro Augusto S. Silva pelas inúmeras dúvidas sanadas.

Ao Grupo de Pesquisa Análises de Bacias Sedimentares da Amazônia (GSED), representado na figura do Prof. Dr. Afonso César Rodrigues Nogueira.

Ao Prof. Ronaldo Lemos pelo auxílio com descrição das rochas vulcânicas. Ao Dr. Ailton Brito pela ajuda com interpretação dos dados de geoquímica orgânica.

Aos amigos da pós-graduação: Adriana Medina, Amanda Suany, Bettina Bozi, Claudia Arraes, David Vega, Elaine Menezes, Luiz Felipe Corrêa, Ivan Romero, João Paulo Lopes, Lucas Condurú, Nayan Cesar, Rayara do Socorro, Renan Fernandes, Sérgio Nunes, Sebastian Neita, Beatriz Oliveira, pela amizade e companheirismo.

À Dr. Simone Paz, ao Dr. Romulo Angélica e aos técnicos responsáveis pelo Laboratório de Caracterização Mineral (LMC) em especial Aldemir Sotero, pelas análises de difratometria de Raios-X, ao Dr. Cláudio Lamarão e as técnicas Gisele Marques e Ana Paula do Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura, pelas análises de MEV-EDS. Ao técnico Everaldo Cunha do Laboratório de Sedimentologia e Minerais Pesados, a técnica Joelma Lobo e ao técnico Bruno Fernandes do Laboratório de Laminação, pela confecção das lâminas petrográficas. Aos geólogos Hudson Santos e Pedro Augusto do Laboratório de Catodoluminescência pelas análises de catodoluminescência. Aos técnicos do Laboratório de Geoquímica Orgânica e Inorgânica (LGQM) da Faculdade de Geologia da Universidade Estadual do Rio de Janeiro (UERJ), pelas análises de COT e Pirólise. Ao grupo GMGA pelas fotomicrografias das lâminas petrográficas. Á bibliotecária Lucia Imbiriba pelas correções da dissertação. E a todas as pessoas que contribuíram direta ou indiretamente para a elaboração desta dissertação.

"Tenho a impressão de ter sido uma criança brincando à beira-mar, divertindo-me em descobrir uma pedrinha mais lisa ou uma concha mais bonita que as outras, enquanto o imenso oceano da verdade continua misterioso diante de meus olhos".

Isaac Newton

RESUMO

Rochas carbonáticas e siliciclásticas do período Neocarbonífero são amplamente registradas nas porções oeste e centro-oeste na região de Uruará, Estado do Pará, borda sul da Bacia do Amazonas. Estes depósitos são representados pela Formação Itaituba, da qual foi descrito um testemunho de sondagem de 35m e identificadas cinco microfácies carbonáticas (calcimudstone, dolomudstone, wackestone bioclástico, packstone bioclástico e grainstone bioclástico rico em terrígenos) e oito fácies siliciclásticas (argilito maciço, folhelho negro, siltito com laminação cruzada truncada, siltito com laminação cruzada de baixo ângulo, siltito com laminação plano paralela, arenito com estratificação cruzada truncada, arenito com estratificação plano-paralela e arenito maciço). A partir das análises petrográfica, de catodoluminescência, difração de raios-X, microscopia eletrônica de varredura e espectroscopia de energia dispersiva, foi possível identificar os principais processos diagenéticos e hidrotermais que afetaram estas rochas. Nas rochas carbonáticas foi observado micritização, dissolução, calcitização, compactação mecânica e química e cimentação. Nos arenitos ocorre sobrecrescimento de quartzo, cimentação carbonática e compactação química. Durante o Triássico-Jurássico ocorreu grande evento de vulcanismo na porção central do supercontinente Gondwana Oeste, conhecido como Central Atlantic Magmatic Province (CAMP), com colocação de diques e soleiras de basalto, representada na Bacia do Amazonas pelo Magmatismo Penatecaua. Houve a percolação de fluidos hidrotermais, originados na fase tardia deste magmatismo, que promoveu várias mudanças na mineralogia e texturas destas rochas, entre eles fraturamento hidráulico, formação de porosidade vugular, precipitação de assembleias minerais típicas de hidrotermalismo como - dolomita em sela, calcita, apatita, pirita, calcopirita, galena, esfalerita, óxidos de ferro e titânio, cloritas, talco, granada, saponita e corrensita – nas vênulas e a silicificação da matriz e grãos carbonáticos. Análises de geoquímica orgânica nas amostras de carbonato e folhelho obtiveram valores de carbono orgânico total muito baixos, com maturidade baixa, gerando querogênio tipo IV, sendo originada provavelmente a partir de matéria orgânica oxidada. Assim, o presente trabalho pretende ampliar o estudo das rochas que ocorrem em subsuperfície na região de Uruará, possibilitando a compreensão dos processos deposicionais e diagenéticos na sua formação e sua alteração devido aos processos hidrotermais.

Palavras-chave: Bacia do Amazonas. Formação Itaituba. Magmatismo Penatecaua. Diagênese. Alteração hidrotermal.

ABSTRACT

Carbonate and siliciclastic rocks from the Neocarboniferous period are widely recorded in the western and central-western portions in the Uruará region, State of Pará, on the southern edge of the Amazon Basin. These deposits are represented by the Itaituba Formation, from which a 35 m drill was described and five carbonate microfacies (calcimudstone, dolomudstone, bioclastic wackestone, bioclastic packstone and bioclastic grainstone rich in terrigenous) and eigth siliciclastic facies (massive claystone, black shale, siltstone with truncated crosslamination, siltstone with low-angle cross-lamination, siltstone with parallel laminate, sandstone with truncated cross-laminate, sandstone with parallel laminate and massive sandstone) were describe. From petrographic analysis, cathodoluminescence, X-ray diffraction, scanning electron microscopy and dispersive energy spectroscopy, it was possible to identify the main hydrothermal and diagenetic processes that affected these rocks. In the carbonate rocks, micritization, dissolution, calcitization, mechanical and chemical compaction and cementation were observed. In sandstones, quartz overgrowth, carbonate cementation and chemical compaction occur. During the Triassic-Jurassic period, great volcanism event occurred in the central portion of the West Gondwana supercontinent, known as the Central Atlantic Magmatic Province (CAMP), with the placement of dikes and basalt sills represented in the Amazon Basin by the Penatecaua Magmatism. The percolation of hydrothermal fluids in the late phase of this magmatism, promoted several changes in the mineralogy and textures of these rocks, among them hydraulic fracturing, formation of vugular porosity, precipitation of mineral assemblages typical of hydrothermalism such as - saddle dolomite, calcite, apatite, pyrite, chalcopyrite, galena, sphalerite, iron and titanium oxides, chlorites, talc, garnet, fluorcarbonate enriched in REE, saponite and corrensite - in the venules, and silicification of the matrix and carbonate grains. Organic geochemistry analysis in the samples of carbonate and shale, exhibit extremely low total organic carbon values, with low maturity, generating type IV kerogen, probably originated from oxidized organic matter. Thus, the present work intends to expand the study of rocks that occur in subsurface in the Uruará region, enabling the understanding of depositional and diagenetic processes active in their formation and its alteration due to the hydrothermal effect.

Keywords: Amazonas Basin. Itaituba Formation. Penatecaua Magmatism. Diagenesis. Hydrothermal alteration.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 3- Mapa geológico da Bacia do Amazonas (Modificado de Eiras et al. 1998).8

- Figura 7- Mapa de localização da área de estudo e coluna litoestratigráfica do Grupo Tapajós, Bacia do Amazonas. (Modificado de Moutinho *et al.* 2016a)......21

Figura 1- Mapa de localização e geológico simplificados da área de estudo, retângulo vermelho indica a área prospectada com coleta do testemunho de sondagem F1 e F11.

- Figura 10- Fotomicrografia das microfácies carbonáticas e das fácies siliciclásticas. A) *Grainstone* bioclástico rico em grãos terrígenos, constituído por bioclastos, oóides e grãos de quartzo cimentado por calcita espática (F11-CX6-45,20), luz natural B) Argilito composto por matriz argilosa e grãos de quartzo (F11-CX7-47), luz natural C) Siltito com laminação cruzada cimentada por pirita (F11-CX8-50,22), luz natural D) Arenito maciço com grãos de quartzo e feldspatos cimentados por pirita (F11-CX7-49), luz natural. Abreviações: Cc Calcita, Oo Oóide, Py Pirita, Qtz Quartzo..30
- Figura 12- Fotomicrografia das feições diagenéticas. A) Micritização de bioclasto na microfácies Gbt, indicada pelas setas brancas (F11-CX6-45,20), luz polarizada B) Porosidade móldica formada pela dissolução de concha, microfácies Cm (F11-CX1-23), luz natural C) Calcitização evidenciada pela substituição da matriz e dos bioclastos por calcita pseudoespática, microfácies Wb (F11-CX2-29), luz natural D) Neomorfismo da matriz e bioclatos e cimentação de calcita em mosaico (Cc), microfácies Pb (F11-CX3-32,50), luz natural E) Compactação mecânica evidenciada por espinho de braquiópode (Eb) deformado (seta branca) e ooides fraturados (seta amarela) e deformado (seta vermelha), além de contato côncavo-convexo (seta azul) que indica compactação química, microfácies Gbt (F11-CX6-45,20), luz natural F) Compactação química observada pela ocorrência de planos de dissolução setas brancas, levando a dissolução de oóides (Oo), e a concentração de grãos detríticos, microfácies Gbt (F11-CX6-45,20), luz polarizada.

- Figura 13- Detalhes das alterações hidrotermais nos carbonatos. A) *Dolomudstone* com porosidade vugular preenchida parcialmente por drusas de calcita (F11-CX5-38,60) B) *Dolomudstone* com porosidade preenchida por dolomita em sela, calcita e quartzo (F11-CX5-38,40) C) Fotomicrografia da dolomita em sela com aspecto sujo e macrocristais de calcita, luz natural D) Imagem de catodoluminescência da dolomita em sela, não luminescente e da calcita zonada (F11-CX5-38,40) E) Imagem ERE do quartzo substituindo a calcita F) Imagem ERE da calcita, dolomita ferrosa e pirita preenchendo porosidade vugular (F11-CX5-38,40). G) *Dolomudstone* com fraturas preenchidas por argilas magnesianas (F11-CX2-26) H) Fratura de saponita e drusas de calcita (F11-CX2-25,50) I) Imagem ERE do *dolomudstone* com fratura preenchida por saponita e piritas euedrais, e EDS da saponita que é composta essencialmente por Si, Al, Mg, O e em menor proporção Ca, Fe e C (F11-CX2-26,50). Abreviações: Cal Calcita, Dol Dolomita, Py Pirita, Qtz Quartzo.

- Figura 16- Alteração hidrotermal em amostras de argilitos e siltitos. A) Argilito intensamente cortado por fraturas verticais a subverticais B e C) Argilito com fratura preenchida por dolomita ferrosa, calcita, pirita e fluorcarbonatos ricos em ETR, setas brancas (F11-CX7-47) D) Siltito com precipitação de pirita nos planos de acamamento e fraturas (F11-CX8-51) E) Fotomicrografia do siltito com precipitação de pirita nas fraturas e microporosidades (F11-CX8-50,22) F) Imagem ERE do siltito com ampla precipitação de sulfetos (F11-CX8-51). Abreviações: Cal Calcita, Dol Dolomita, Fc Fluorcarbonatos ricos em ETR, Py Pirita.

- Figura 22- Sequência dos eventos diagenéticos e hidrotermais para as rochas carbonáticas e siliciclásticas da Formação Itaituba, borda sul da Bacia do Amazonas (Uruará-PA). .57

SUMÁRIO

DEDI	ICATÓRIA	iv
AGR	ADECIMENTOS	V
EPÍG	RAFE	vi
RESU	J MO	vii
ABST	TRACT	viii
LIST	A DE ILUSTRAÇÕES	ix
CAPÍ	TULO 1 INTRODUÇÃO	1
1.1	APRESENTAÇÃO	1
1.2	OBJETIVOS	2
1.3	LOCALIZAÇÃO	2
CAPÍ	TULO 2 MATERIAIS E MÉTODOS	
2.1	ANÁLISE PETROGRÁFICA	
2.2	CATODOLUMINESCÊNCIA	
2.3 ENER	MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA E ESPECT RGIA DISPERSIVA	ROSCOPIA DE
2.4	DIFRAÇÃO DE RAIOS-X	4
2.5	GEOQUÍMICA ORGÂNICA	5
CAPÍ	TULO 3 CONTEXTO GEOLÓGICO	
3.1 BA	ACIA DO AMAZONAS	8
3.2 FC	ORMAÇÃO ITAITUBA	13
3.3 M	AGMATISMO	15
CAPÍ SILIC NA B	TULO 4 EFEITOS HIDROTERMAIS EM ROCHAS CAI CICLÁSTICAS PENSILVANIANAS INFLUENCIADAS PELO E ACIA DO AMAZONAS	RBONÁTICAS- VENTO CAMP 18
<u>4</u> 1	INTRODUCÃO	10
4.2	CONTEXTO GEOLÓGICO	20
4.3	METODOLOGIA	

4.4 RESULTADOS	23
4.4.1 Microfácies Carbonáticas	26
4.4.2 Fácies siliciclásticas	27
4.4.3 Descrição de rochas básicas	
4.4.4 Processos Diagenéticos	
4.4.5 Processos Hidrotermais	
4.4.6 Geoquímica orgânica	43
4.5 DISCUSSÃO	45
4.5.1 Processos diagenéticos	45
4.5.1.1 Micritização	45
4.5.1.2 Dissolução	46
4.5.1.3 Neomorfismo	46
4.5.1.4 Cimentação	46
4.5.1.5 Compactação	47
4.5.2 Processos hidrotermais	47
4.5.2.1 Fraturamento e disssolução	47
4.5.2.2 Formação de carbonatos e de fluorcarbonatos ricos em e	elementos terras
raras	49
4.5.2.3 Filossilicatos	51
4.5.2.4 Silicatos	
4.5.2.5 Sulfetos	
4.5.2.6 Silicificação	54
4.5.3 Sequência dos eventos diagenéticos e hidrotermais	55
CAPÍTULO 5 CONSIDERAÇÕES FINAIS	58
REFERÊNCIAS	60

CAPÍTULO 1 INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

Rochas carbonáticas do período Neocarbonífero são amplamente registradas na região oeste e centro-oeste do Estado do Pará, borda sul da Bacia do Amazonas. Esses depósitos são representados por rochas do Grupo Tapajós da Sequência Pensilvaniana-Permiana, que é composto pelas formações Monte Alegre, Itaituba, Nova Olinda e Andirá (Cunha *et al.* 2007). A Formação Itaituba, objeto de estudo, é composta principalmente por calcários fossilíferos e subordinadamente por dolomitos, arenitos, folhelhos e evaporitos, depositados em ambientes lagunar e marinhos costeiros (Cunha *et al.* 2007, Silva 2014, Silva *et al.* 2015).

Durante o Triássico-Jurássico ocorreu um intenso magmatismo relacionado à fragmentação do supercontinente Gondwana Oeste e a abertura do Oceano Atlântico Central (Almeida 1986, Thomaz-Filho *et al.* 2000). Nas bacias intracratônicas brasileiras, esse magmatismo básico na forma de diques, soleiras e derrames afetaram as sequências paleozoicas das bacias do Solimões, Amazonas, Parnaíba e Paraná (Mizusaki & Thomaz-Filho 2004), com colocação de 240.000 km³ de rochas ígneas básicas (Wanderley-Filho *et al.* 2006). Na bacia do Amazonas este magmatismo foi denominado Diabásio Penatecaua por Issler *et al.* (1974), intrudindo as rochas devonianas e carboníferas, com espessura máxima atravessada por poço de 915 m (Wanderley-Filho *et al.* 2006).

Os estudos anteriores nas rochas carbonáticas da Formação Itaituba tiveram como principal foco o conteúdo paleontológico e o posicionamento bioestratigráfico (Daemon & Contreiras 1971, Fúlfaro 1965, Lemos 1990a,b, Moutinho *et al.* 2016a,b, Playford & Dino 2000a,b, Scomazzon *et al.* 2016, Smaniotto 2010), além de poucos estudos que abordaram os aspectos microfaciológicos e diagenéticos (Figueiras 1983, Matsuda 2002, Moutinho *et al.* 2016a, Silva 2019, Silva *et al.* 2015, Souza 2019). Contudo, pouco se sabe a respeito dos efeitos causados pelas intrusões ígneas nestas rochas. Na região de Uruará a ocorrência, em subsuperfície, de corpos ígneos intrusivos nos depósitos da Formação Itaituba motivou o desenvolvimento deste estudo, que tem como principal objetivo, ampliar o conhecimento das rochas que ocorrem em subsuperfície, contribuindo para o entendimento dos processos deposicionais, diagenéticos atuantes na formação das rochas siliciclásticas e carbonáticas e sua alteração hidrotermal relacionado à colocação de corpos ígneos nas fases finais do Magmatismo Penatecaua.

1.2 OBJETIVOS

Este trabalho visa à caracterização petrográfica e geoquímica das rochas carbonáticas e siliciclásticas da Formação Itaituba, aflorante na região de Uruará, com objetivo de identificar e entender os principais processos hidrotermais que afetaram estas rochas.

Os objetivos específicos são: 1) Caracterização petrográfica das microfácies a partir da descrição dos principais constituintes deposicionais (matriz, bioclastos, grãos carbonáticos, grãos terrígenos etc.), diagenéticos (cimento, substituições, compactação, etc.) e assembleia de minerais hidrotermais; 2) Elaborar uma sequência para os eventos diagenéticos e hidrotermais e; 3) Discutir os efeitos hidrotermais sobre os depósitos estudados.

1.3 LOCALIZAÇÃO

A área de estudo localiza-se na região centro-oeste do estado do Pará, no Município de Uruará, 300 km a leste da cidade de Itaituba, com acesso a partir da rodovia BR-230, onde foram coletadas amostras de testemunhos de sondagem (Figura 1), referentes a rochas da borda sul da Bacia do Amazonas, cedidos pela empresa SABMIN, à Universidade Federal do Pará.



Figura 1- Mapa de localização e geológico simplificados da área de estudo, retângulo vermelho indica a área prospectada com coleta do testemunho de sondagem F1 e F11.

CAPÍTULO 2 MATERIAIS E MÉTODOS

2.1 ANÁLISE PETROGRÁFICA

Com base na descrição do testemunho de sondagem F11, e da confecção de perfis litoestratigráficos, foram selecionadas 46 amostras para confecção de lâminas delgadas, para a análise petrográfica. As lâminas descritas com auxílio de microscópio óptico LEICA DM 2700 P, foram tingidas pelo combinado das soluções Alizarina Vermelha S e ferricianeto de potássio para distinção dos minerais de calcita comum, dolomita, calcita ferrosa e dolomita ferrosa (Dickson et al. 1965). Para avaliação e quantificação dos constituintes das rochas em cada lâmina foi feita a contagem de 300 pontos, seguindo a metodologia de Galehouse (1971). Em seguida, as rochas carbonáticas foram classificadas segundo Dunham (1962), que divide os carbonatos baseando-se na textura: grainstone, grãos sustentam o arcabouço da rocha que não possui matriz; packstone, grãos em contato, com matriz; wackestone, matriz sustenta o arcabouço e possui mais de 10% dos grãos e *mudstone*, matriz com menos de 10% de grãos. A classificação de Wright (1992) revisou tanto a classificação de Dunham (1962), quanto sua modificação por Embry & Klovan (1971) e leva também em consideração os carbonatos que têm suas texturas modificadas com a diagênese. Para classificação dos arenitos foi usada à proposta de Folk (1974), baseada nas proporções recalculadas de quartzo, feldspato e fragmento de rochas. Para a classificação da porosidade foi utilizada a proposta de Choquette & Pray (1970), baseando-se na forma e tamanho dos poros. A análise petrográfica das rochas ígneas foi realizada a partir da descrição e identificação mineralógica, análise das tramas texturais, determinação da composição modal e posterior classificação das rochas segundo o diagrama de Streckeisen (1975). As descrições foram feitas no Laboratório de Petrografia Sedimentar do Grupo de Análise de Bacias Sedimentares da Amazônia (GSED) da Universidade Federal do Pará (UFPA).

2.2 CATODOLUMINESCÊNCIA

Para análise de catodoluminescência foram usadas 11 lâminas polidas de carbonatos e argilitos, no Laboratório de Catodoluminescência do IG-UFPA, para identificar as diferentes fases de mineralização. Os dados foram obtidos pelo microscópio óptico LEICA DM 4500 P LED acoplado ao aparelho Optical cathodoluminescence CL 8200 MK5-2.s. Nos carbonatos as imagens foram adquiridas com feixe de corrente de elétrons variando entre 192 a 220 µA e voltagem de aceleração de 11 kv com tempo de exposição variando entre 9 a 12s. Nos

argilitos as imagens foram obtidas com feixe de corrente de elétrons variando entre 150 a 218 µA e a voltagem de aceleração de 11 kv, com tempo de exposição em 21s.

2.3 MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA E ESPECTROSCOPIA DE ENERGIA DISPERSIVA

A análise mineralógica por MEV-EDS foi realizada por Elétrons Secundários, em 5 fragmentos de amostras e por Elétrons Retroespalhados e EDS em 24 lâminas delgadas, previamente metalizadas a ouro, no Laboratório de Microanálises do IG/UFPA, no MEV Zeiss modelo SIGMA-VP pertencente ao Instituto Tecnológico Vale (ITV). As condições de análises por elétrons retroespalhados (ERE) foram: corrente do feixe de elétrons = 80 μ A, voltagem de aceleração constante = 20 kv, distância de trabalho = 8,5 mm. As condições de análises por elétrons secundários (ES) foram: corrente do feixe de elétrons = 80 μ A, voltagem de aceleração constante = 20 kv, distância de trabalho = 10,1 a 11,4 mm. As análises por EDS foram realizadas no MEV Zeiss modelo SIGMA-VP com EDS IXRF modelo Sedona-SD acoplado, pertencente ao Instituto Tecnológico Vale (ITV). As condições de operação foram: corrente do feixe de elétrons = 80 μ A, voltagem de aceleração constante = 20 kv, distância de trabalho = 10,1 a 11,4 mm. As análises por EDS foram realizadas no MEV Zeiss modelo SIGMA-VP com EDS IXRF modelo Sedona-SD acoplado, pertencente ao Instituto Tecnológico Vale (ITV). As condições de operação foram: corrente do feixe de elétrons = 80 μ A, voltagem de aceleração constante = 20 kv, distância de trabalho = 10,1 mm, tempo de contagem para análise dos elementos = 30 s. A análise permitiu caracterizar semi-quantitativamente a assembleia mineralógica (EDS), avaliar o grau de cristalinidade desses minerais (ERE) e caracterizar a morfologia dos minerais (ES).

2.4 DIFRAÇÃO DE RAIOS-X

A análise por difração de raios-X (DRX) foi realizada no Laboratório de Caracterização Mineral (LCM/UFPA), em rocha total em 26 amostras entre carbonatos, siltitos, argilitos e basaltos, previamente pulverizadas, bem como em lâminas orientadas de argilominerais, utilizando-se difratômetro X'Pert MPD-PRO PANalytical, equipado com ânodo de Co (K α_1 =1,789Å), com voltagem e corrente ajustados para 40 Kv e 35 mA, respectivamente. Os registros foram realizados no intervalo 20 de exposição de 3° a 84° para rocha total; tamanho do passo: 0,02° e 27s tempo/passo. A identificação mineralógica foi efetuada com o auxílio do *software* X'Pert HighScore Plus, comparando os resultados com o banco de dados do *International Center on Diffraction Data* (ICDD).

Para a preparação das lâminas orientadas de argilominerais aproximadamente 4 g de amostra foi desagregada e colocada em água destilada para a imersão ultrassônica durante 30 min, em seguida fez-se a separação da fração areia da fração silte/argila utilizando-se peneiras

com abertura de 0,062 mm por via úmida, após esta etapa a amostra foi centrifugada durante 1 min com rotação a 1000 rpm e durante 10 min a 2000 rpm, na centrifuga NovaTecnica NT-820, para separação da fração silte da fração argila. A confecção das amostras orientadas foi então feita com a pipetagem da fração argila sobre lâminas de vidro formando uma película fina, deixada a temperatura ambiente, até sua secagem total; após foi glicolada com etilenoglicol e aquecida no forno mufla a 550°C por duas horas. Após cada uma destas etapas a amostra foi analisada com DRX. Os registros foram realizados no intervalo 2θ de exposição de 2° a 34°; tamanho do passo: 0,03° e 195 s tempo/passo para as lâminas de argila orientada. A caracterização dos argilominerais foi feita com base nas mudanças dos picos nos três difratogramas (orientada, glicolada e aquecida).

2.5 GEOQUÍMICA ORGÂNICA

Para a análise geoquímica foram selecionadas uma amostra do furo de sondagem F11 e duas amostras do furo de sondagem F1, para realização das análises de Carbono Orgânico Total (COT) e Pirólise *Rock-Eval* no Laboratório de Geoquímica Orgânica e Inorgânica (LGQM) em parceria com a Faculdade de Geologia da Universidade Estadual do Rio de Janeiro (UERJ). A análise de COT permitiu quantificar o teor de carbono orgânico existente nas rochas de estudo. A determinação do COT foi realizada a partir da pulverização de três amostras, sendo duas de rochas carbonáticas e uma amostra de folhelho, que foram peneiradas em malha de 80 mesh, dos quais foram utilizados aproximadamente 0,25 g, posteriormente o folhelho foi tratado com ácido clorídrico na proporção (1:1), durante 6 h, para eliminar os constituintes carbonáticos, em seguida as amostras foram lavadas com água destilada e secas à 70°C por 18 h. A parte insolúvel foi submetida à combustão num analisador de carbono LECO SC – 632, a temperaturas de até 1300°C para liberação do dióxido de carbono (CO₂) que é medido usando-se um detector de infravermelho.

A análise de Pirólise *Rock-Eval* permitiu determinar o nível de maturação da matéria orgânica, indicando a quantidade de petróleo livre na rocha conforme é descrito por Espitalié *et al.* (1977). Esta análise simula em laboratório o processo de maturação da matéria orgânica e a degradação térmica do querogênio na ausência de oxigênio. Submetendo uma quantidade de 100 mg de amostra, a temperaturas entre 300°C e 500°C, com taxa de aumento de 25°C por minuto, em um microforno com atmosfera inerte. Com o processo de aquecimento são liberados os hidrocarbonetos livres presentes na amostra e o gás carbônico gerado pelo craqueamento térmico do querogênio, que serão medidos respectivamente, por um detector de

ionização de chama e um infravermelho, os dados então são apresentados sob a forma de um pirograma com três picos distintos (S1, S2, S3) em diferentes faixas de temperatura e os resultados são expressos em mg de HC (hidrocarbonetos)/grama de rocha ou mg de CO₂/grama de rocha. Os componentes orgânicos foram então separados em três picos principais: S1, S2 e S3, representados na figura 2. O pico S1 (mgHc/g rocha) corresponde aos hidrocarbonetos livres presentes nas amostras liberados até 350°C, que foram gerados pela rocha e não sofreram migração. O pico S2 (mgHc/g rocha) corresponde aos hidrocarbonetos gerados durante o craqueamento térmico do querogênio entre temperaturas de 350 a 550 °C, representando o potencial que a rocha tem para gerar hidrocarbonetos, caso fosse submetida às condições de temperatura e soterramento adequadas. O pico S3 (mg CO₂/g rocha) representa o dióxido de carbono (CO₂) liberado entre temperaturas de 250 a 390 °C, gerado pelo craqueamento térmico do querogênio (Figura 2). A Temperatura Máxima de Pirólise (Tmax) é dada pela temperatura mostrada no topo do pico S2 e representa a temperatura máxima necessária em que a matéria orgânica foi submetida para a geração de hidrocarboneto.



Figura 2- Típico Pirograma *Rock Eval* apresentando os picos S1 - correspondentes aos hidrocarbonetos livres gerados na rocha, S2 - hidrocarbonetos produzidos pelo craqueamento térmico do querogênio e S3 - CO₂ liberado pela matéria orgânica. Modificado de Nemcok (2016).

O Índice de Hidrogênio (IH) é obtido pela relação S2/COT x 100 (mg HC/g COT), e o Índice de Oxigênio (IO) pela relação S3/COT x 100 (mg CO₂/g COT), e ambos determinam o tipo de matéria orgânica presente nas rochas. Assim a integração dos dados de IH e IO em diagramas do tipo van Krevelen permitirá identificar os quatro tipos básicos de querogênio (Tipo I, II, III e IV), segundo Tissot & Welte (1984).

O querogênio tipo I apresenta alta razão H/C (>1.5) e uma baixa razão O/C (<0.1). Quando submetido à pirólise até 550 ou 600°C, este produz uma quantidade grande de voláteis e extraíveis, do que os outros tipos (>80%), e gera uma maior quantidade de óleo, sua principal fonte são sedimentos ricos em algas, principalmente de ambientes lacustres. O querogênio tipo II apresenta menor razão H/C e uma razão O/C mais alta que a do Tipo I. O enxofre está presente em quantidades substanciais neste e geralmente está relacionado a matéria orgânica autóctone de ambientes marinhos redutores, podendo assim gerar também grandes quantidades de óleo e gás. O querogênio tipo III apresenta alta razão O/C (> 0.3) e baixa razão H/C (<1.0), originado de ceras de plantas e gorduras vegetais. Este tipo de querogênio é o menos favorável para geração de óleo do que os tipos I e II, e mais propenso à geração de gás (principalmente metano), se soterrado a profundidades suficientes (Tissot & Welte 1984, Killops & Killops 2005). O querogênio do tipo IV é formado, essencialmente, por matéria orgânica remobilizada ou altamente oxidada derivada de ambientes marinhos ou continentais e apresenta um potencial muito baixo para geração de hidrocarbonetos, seja petróleo ou gás (Killops & Killops 2005). Para a avaliação semi-quantitativa do potencial gerador da matéria orgânica presente nas rochas, utiliza-se os valores de IH (mg HC/g COT) e do pico S2 (mg HC/g rocha) (Tabela 1).

Tabela 1- Potencial gerador de acordo com o S2 e o Índice de Hidrogênio (IH) conforme Espitalié *et al.* (1985).

S2 (mg HC/g rocha) Potencial Gerador	IH (mg HC/g COT) Potencial Gerador
<2,0 Baixo	<200 Gás
2,0-5,0 Moderado	200-300 Gás e condensado
5,0-10,0 Bom	>300 Óleo
>10,0 Excelente	

CAPÍTULO 3 CONTEXTO GEOLÓGICO

3.1 BACIA DO AMAZONAS

A Bacia do Amazonas representa uma bacia intracratônica com cerca de 500.000 km² de extensão alinhada em sentido leste-oeste, localizada na região norte do Brasil, abrangendo os estados do Amazonas, Pará e parte do Amapá. Está limitada ao norte pelo Escudo précambriano das Guianas, ao sul pelo Escudo Brasileiro, a oeste é separada da Bacia do Solimões pelo Arco de Purus, e a leste separada da bacia do Marajó, pelo Arco de Gurupá (Cunha *et al.* 1994, Milani & Zalán 1999, Wanderley-Filho *et al.* 2005) (Figura 3).



Figura 3- Mapa geológico da Bacia do Amazonas (Modificado de Eiras et al. 1998).

O substrato pré-cambriano sobre o qual se depositaram os pacotes sedimentares do Fanerozóico da bacia está representado por faixas móveis, acrescidas a um núcleo central denominado Província Amazônia Central (Cordani *et al.* 1984). Na porção ocidental, a Faixa Móvel Ventuari-Tapajós é constituída por rochas graníticas e metamórficas e na porção oriental a Faixa Móvel Maroni-Itacaiúnas (Cordani *et al.* 2000) é composta por rochas graníticas e metassedimentares.

Segundo Neves *et al.* (1989) a origem da Bacia do Amazonas está relacionada à dispersão de esforços no fechamento do Ciclo Brasiliano. O rifte precursor da bacia estaria relacionado a esforços de alívio na direção norte-sul que ocorreram durante a Orogenia

Brasiliana/Pan-Africana e que se propagaram na direção leste-oeste devido à reativação de falhas pré-cambrianas. Após este evento ocorre o resfriamento de massas magmáticas, iniciando uma subsidência termal regional e o desenvolvimento da sinéclise intracontinental da Bacia do Amazonas. Após a etapa final do Ciclo Brasiliano (700-470 Ma, Almeida & Hasui 1984), em condições tardi a pós-orogênicas, várias unidades sedimentares se estabeleceram sobre a Plataforma Sul-Americana, representado pela Formação Prosperança (Caputo *et al.* 1971), composta de arenitos aluviais e fluviais e pela Formação Acari, composta por carbonatos de planícies de maré, ambas do Grupo Purus (Milani & Zalán 1998, Barbosa & Nogueira 2011). Estas unidades correspondem a episódios anteriores à efetiva implantação da sinéclise e encontram-se preservadas localmente na bacia, em áreas contíguas ao Arco de Purus (Cunha *et al.* 2007).

O arcabouço estratigráfico da bacia do Amazonas apresenta duas megassequências de primeira ordem, que representam mais de 5.000 m de preenchimento sedimentar e ígneo no seu depocentro (Cunha *et al.* 1994, Milani & Thomaz-Filho 2000). A primeira Megassequência Paleozoica é constituída por rochas sedimentares com intrusões de diques e soleiras de diabásio do Mesozoico e a segunda Megassequência Mesozoica-Cenozoica é predominantemente sedimentar. Segundo Cunha *et al.* (2007), a Megassequência Paleozoica é dividida em quatro sequências de 2ª ordem: Ordovício-Devoniana, Devoniana-Tournasiana, Neoviseana e Pensilvaniano-Permiana delimitadas por quebras significativas na sedimentação como resultados de eventos tectônicos que atuaram na borda da Placa Gondwanica (Figura 4).

A Sequência Ordovício-Devoniana registra o estágio inicial de deposição na sinéclise, deu-se de leste para oeste e caracteriza um ciclo transgressivo-regressivo, com sedimentos glaciais e marinhos dispostos em *onlap* sobre o Arco de Purus, que impedia a conexão com a Bacia de Solimões, configurando o limite oeste da Bacia do Amazonas. A leste, ainda sem a existência do Arco de Gurupá, a conexão era livre com as bacias do oeste africano (Cunha *et al.* 2007, Matsuda *et al.* 2010). Esta sequência é representada por alternâncias de sedimentos glaciais e marinhos do Grupo Trombetas, representado pelas formações: Autás Mirim, Nhamundá, Pitinga, Manacapuru e Jatapu. A Formação Autás Mirim é composta por arenitos e folhelhos neríticos neoordovicianos, a Formação Nhamundá, por arenitos neríticos e glaciogênicos do eossilurianos, Pitinga, por folhelhos e diamictitos marinhos silurianos, Manacapuru, constituída por arenitos e siltitos marinhos parálicos (Caputo *et al.* 1971, 1984) de idade lochkoviana a eo-emsiana (Melo & Loboziak 2003).

Após uma discordância originada da Orogenia Caledoniana, a Sequência Devoniana-Tournasiana foi depositada durante o segundo evento de subsidência tectônica e ingressão marinha na bacia, também oriunda de leste. Este novo ciclo sedimentar, de natureza transgressivo-regressiva, representa um estágio deposicional marinho com incursões glaciais, ainda sem conexão direta com a Bacia do Solimões a oeste, e contínuo com as bacias do norte africano (Cunha et al. 1994, 2007), permitindo a deposição dos grupos Urupadi e Curuá. O Grupo Urupadi (Caputo 1984) é dividido nas formações Maecuru, constituída de arenitos e pelitos neríticos a deltáicos de idade neo-emsiana - eo-eifeliana e Ererê, composta por siltitos, folhelhos e arenitos neríticos, parálicos e idade neo-eifeliana - eogivetiana (Melo & Loboziak 2003). Após um pequeno pulso regressivo, seguiu-se a deposição da espessa seção sedimentar representada pelo Grupo Curuá, composto pelas formações Barreirinhas, Curiri e Oriximiná. A Formação Barreirinhas é composta por folhelhos pretos carbonosos de ambiente marinho distal euxínico, a Formação Curiri, consiste em argilitos, siltitos e diamictitos de ambiente glacial do Fameniano (Daemon & Contreiras 1971) ou de idade fameniana terminal ou "struniana" (Melo & Loboziak 2003). A Formação Oriximiná, é constituída por arenitos e subordinadamente por siltitos depositados em ambiente marinho raso do Neofameniano (Carozzi et al. 1973) ou de idade "struniana" a mesotournaisiana segundo Melo & Loboziak (2003).

Após a deposição da Sequência Devono-Tournaisiana, como produto de uma intensa atividade tectônica nas margens da Placa Sul-Americana, a orogenia Acadiana ocasionou o soerguimento e erosão dessa sequência, originando a discordância que a separa da unidade sobreposta, a Formação Faro, que é constituída por arenitos e pelitos de ambiente flúvio-deltaicos e litorâneos com influência de tempestades, representando a Sequência Neoviseana. No topo desta sequência, uma discordância regional originada da Orogenia Eo-Herciniana resultou em uma grande erosão de parte da unidade (Cunha *et al.* 2007).

Após um hiato de aproximadamente 15 Ma um novo ciclo deposicional transgressivoregressivo é depositado durante o Neocarbonífero, referente à Sequência Pensilvaniana-Permiana que é representada pelo Grupo Tapajós. A deposição das unidades componentes deste grupo representa um ciclo de 2^a ordem, com deposição controlada pela tectônica e variáveis climáticas, onde se observa tendência de continentalização e aridez para o topo da seção (Matsuda *et al.* 2004, Moutinho 2006).

O Grupo Tapajós é constituído pelas formações Monte Alegre, Itaituba, Nova Olinda e Andirá, sua espessura total atinge 2800 m (Matsuda *et al.* 2004). A Formação Monte Alegre

de idade neobashkiriana (Playford & Dino 2000a, Melo & Loboziak 2003), é composta por arenitos eólicos e de *wadis* intercalados por siltitos e folhelhos de interdunas e lagos (Costa 1984); A Formação Itaituba (objeto de estudo) é composta por folhelhos, carbonatos e anidritas de fácies lagunar e marinho raso/inframaré com idade neobashkiriana - moscoviana (Lemos 1990a, Playford & Dino 2000a); A Formação Nova Olinda, de idade ainda em parte controversa, moscoviana – gzheliana, segundo Lemos (1990a), ou moscoviana – permiana, segundo Playford & Dino (2000a), é composta por folhelhos, carbonatos, anidrita, halita e silvita, depositados em ambiente marinho raso, planície de *sabkha* e lagos hipersalinos do Membro Fazendinha e o Membro superior, Arari, que registra o início de uma forte regressão marinha na bacia, marcada pela associação de folhelhos e siltitos com pacotes de halitas. A Formação Andirá é constituída por siltitos e arenitos avermelhados (*red beds*) e raras anidritas, associados às fácies fluviais e lacustrinas que caracterizam uma sedimentação predominantemente continental com uma mudança de clima frio para quente e árido relacionadas ao soerguimento e o início da continentalização sob os efeitos da Orogenia Variscana ou Tardi-herciniana (Cunha *et al.* 1994, 2007, Milani & Zalán 1998).

Segundo Zalán (1991), em consequência da orogenia Allegheniana causada pela colisão dos continentes Laurásia e Gondwana, houve fraturamentos no Cráton das Guianas, que chegaram a atingir, transversalmente, as bacias amazônicas, provocando soerguimentos generalizados e, por conseguinte, a erosão de aproximadamente 1000 m da Formação Andirá, provocando uma discordância regional que se estende até a Bacia do Paraná (Cunha *et al.* 1994, 2007). Mas segundo Caputo (2014), essa erosão está relacionada a um tectomagmatismo com o desenvolvimento de fraturas e colocação de diques e soleiras de diabásio. Durante a introdução destas espessas soleiras de diabásio, o pacote sedimentar paleozoico superior da Bacia do Amazonas soergueu epirogeneticamente por cerca de 1000 m, que corresponde a espessura total aproximada das soleiras, provocando erosão e peneplanização generalizada em toda a sua extensão, inclusive com a erosão de possíveis derrames superficiais de lava basáltica relacionados a este magmatismo. As fraturas do tectomagmatismo Penatecaua foram muito profundas e de natureza transtensiva, relacionadas à separação das placas africana e sul-americana e à abertura do Oceano Atlântico Norte (Almeida 1986, Thomaz-Filho *et al.* 2000).

Concomitantemente com o rifteamento do Marajó ocorreu a formação da ombreira do rifte ao leste da Bacia do Amazonas, que passou a ser denominado Arco de Gurupá (Caputo 2014). O tectonismo Gurupá foi o evento tectônico mais expressivo da bacia, pois cortou a

comunicação com a Bacia do Parnaíba e bacias do noroeste da África e soergueu o assoalho da bacia por mais de 5.000 m de altura, causando a remoção de todo o pacote de sedimentos paleozoicos da região do ápice do arco. Este se manteve alto e exposto até o Neocretáceo, sendo encoberto no Cenozoico pela sedimentação da Formação Alter do Chão do lado oeste e Formação Marajó do lado leste do arco (Caputo 2014).

Após tectomagmatismo Penatecaua esforços compressivos na direção ENE-WSW e WNW-ESSE, originados a partir da abertura do Oceano Atlântico Equatorial, a leste, e a zona de subducção andina cretácea a oeste da placa Sul Americana, ocasionaram a reativação de fraturas pré-existentes e deformações compressivas e cisalhantes, conhecido como Diastrofismo Juruá (Cunha *et al.* 1994, 2007). Na porção Ocidental da Bacia do Amazonas este evento ocorre de forma atenuada, porém com intensidade na Bacia do Solimões (Costa 2002).

Com relaxamento dos esforços compressionais novos sítios deposicionais são gerados, levando a uma nova fase de subsidência para a acumulação da megassequência Mesozoica-Cenozoica, constituída pelas sequências Cretácea e Cenozoica que compreende o Grupo Javari (Eiras *et al.* 1994, Cunha *et al.* 1994), representado pelas Formações Alter do Chão e Solimões, sobrepostas à discordância do topo do Paleozoico (Cunha *et al.* 1994, 2007). A Formação Alter do Chão (Caputo *et al.* 1971) é composta por conglomerados, arenitos, argilitos, siltitos e folhelhos, interpretados como de planície e leques aluviais; suas camadas encobrem toda a bacia, com exceção das áreas das duas faixas marginais de afloramentos paleozoicos e do domo de Monte Alegre (Caputo 2011).

A deposição da Formação Solimões está ligada ao soerguimento da Cadeia Andina, ocorrido no Paleógeno, o que ocasionou o deslocamento dos depocentros terciários e transformação de rios cretáceos em lagos rasos assoreados por rios meandrantes de baixa energia que depositaram pelitos contendo níveis com restos vegetais e conchas de moluscos. Com a elevação da Cordilheira do Andes, a bacia passou a ser alimentada por sedimentos desta cadeia de montanhas e toda sua rede de drenagem que antes fluía de leste para oeste foi redirecionada para o Atlântico, fluindo de oeste para leste (Cunha *et al.* 1994, 2007). Durante o Paleoceno/Eoceno no extremo leste da Bacia do Amazonas, ocorre a deposição de sedimentos predominantemente arenosos e secundariamente argilosos da Formação Marajó, oriundos de uma intensa deposição arenosa sob condições flúvio-deltáicas e fluviais, com algumas contribuições marinhas que ocorreram na bacia do Amazonas (Cunha *et al.* 2007).

3.2 FORMAÇÃO ITAITUBA

A Formação Itaituba corresponde à porção transgressiva que precedeu à expressiva continentalização e formação do Supercontinente Pangeia. Esta unidade é composta principalmente por calcários fossilíferos e, subordinadamente, por arenitos, folhelhos e evaporitos, interpretados como de ambientes lagunar, marinho raso/inframaré (Cunha *et al.* 2007) e carbonatos de barras bioclásticas e plataforma externa (Moutinho *et al.* 2016a, Silva *et al.* 2015). Sua espessura varia de 110m na parte aflorante da plataforma sul a cerca de 420 m em subsuperfície no depocentro da bacia (Caputo 1984).

O limite inferior da Formação Itaituba que se dá com a Formação Monte Alegre é considerado concordante e pode ser gradacional ou abrupto. Quando concordante, no topo da Formação Monte Alegre ocorrem intercalações de arenitos, folhelhos, calcários e dolomitos, que passam para anidrita da Formação Itaituba. Quando abrupto, as anidritas ou calcários da Formação Itaituba recobrem diretamente arenitos finos a médios da Formação Monte Alegre. Playford & Dino (2000a) sugerem que o limite superior da Formação Itaituba com a base da Formação Nova Olinda é gradacional, marcada por uma camada de arenito de 25 a 35 m de espessura, que recobre camadas de anidrita ou calcário da Formação Itaituba.

A idade Pensilvaniana é baseada na ocorrência de assembleias de microfósseis como esporos e grãos de pólens (Daemon & Contreiras 1971, Nascimento *et al.* 2009, Playford & Dino 2000 a, b, Smaniotto 2010), foraminíferos fusulínideos (Altiner & Savini 1991, 1995) e conodontes (Fúlfaro 1965, Lemos 1990a, b, Lemos 1992a, b, Lemos & Medeiros 1996, Lemos & Scomazzon 2001, Neis 1996, Nascimento 2008, Nascimento *et al.* 2005, 2009, 2010a, b, Scomazzon & Lemos 2005, Scomazzon 2004, Scomazzon *et al.* 2016).

A Formação Itaituba apresenta uma diversificada e abundante fauna marinha, com afinidade com as faunas da América do Norte (Apalaches e Illinois) (Altiner & Savini 1991, 1995, Chen *et al.* 2004, 2005, Scomazzon *et al.* 2016). Os fósseis descritos são: conodontes, foraminíferos fulsulínideos, corais, briozoários, crinoides, trilobitas, ostracodes, gastrópodes, bivalves, braquiópodes, restos de peixe e menos abundantes espiculas de esponja, escolecodontes e raros cefalópodes. Os siltitos e folhelhos, por vezes, podem conter crustáceos e plantas, indicativas de depósitos salobros e de água doce (Matsuda 2002, Moutinho 2006, Moutinho *et al.* 2016a, b, Nascimento 2008, Nascimento *et al.* 2009, Scomazzon 2004, Silva 1996).

BR PETROBRAS BACIA DO AMAZONAS								AMAZONAS	PAULO ROBERTO DA CINUZ CUNHA er al				
	GEOCRONOLOGIA		GEOCRONOLOGIA		AMBIENTE	<u> </u>	LITOESTRATI	GRAFIA	ESPESSURA		W E		\square
Ma		自己 ÉPOCA	IDADE	VUMP.	DEPOSICIONAL GR	GRUPO	FORMAÇÃO	MEMBRO	MEMBRO (n)	SEQUENCIAS	- Dm	TECTÓNICA E MAGMATISMO	Ма
0- 65- 100-		03M	NAASTRICATIAND CAMPANIAND DANNAND DANNAND CENDMANIAND ALEIAND APTIAND	CONTINENTAL	FLUVIAL LACUSTRE	JAVARI	ALTER DO CHÃO 60000		1250 8	CRETACEA	SOL	SINÉCLISE	-0-65
150-		NEO NEO MESO	BARREWIAND HAUTERIJIAND BERRIABIAND SERRIABIAND TITHORIAND AIWWERTDGIAND CALDIAND CALDIAND BETORIND BETORIND									Diastrofismo Juruá	-150
200 -		E CO NEO NEO	TOANE TAND							ł		Magmatismo Penatecaua	-200
250 -		EO EO EOPINGIANO NOUADALUPIANO W CIBURALIANO	ANISTANO CAPUTANO CAPUTANO CONDENSION CONTENSIONO ROADIANO ROADIANO ABTINISAIANO RAADIANO RAADIANO	CONTINENTAL	FLUVIAL	APAJÓS	ANDIRÁ		700	ILVANIANO - ERMIANA	AND	Orogenia Allegheniana - Gondwanides SINÉCLISE	-250
300 -		A OR MENTERALIAN	ATTELIAND OFFICIAND NOTECOVIAND BATHAIRIAND HERFUCHOVIAND	0	LACUSTRE PLAT RASA MARINIO RESTRITO PLAT RASALADISTRE PLAT RASAL FLUVIAL PLOYCOLINCO PLAT RASA	F	NOVA OLINDA	ARARI	500 700 110 140 400	NEO-VOIEAN	MAL	Orogenia Vertezara Tedi Herohana SINÈCLISE Orogenia Ouachta - Eo-Heroiniana SINÈCLISE	-300
350 -		NEO NEO	TOURNAISIANO FAMENIANO FRASNIANO GIVETIANO	NTAL / MARINHO	PLUWWL PLATAFORMA RASA GLACIAL PLATAFORMA RASA PLATAFORMA DISTAL	CURUA	ORIXIMINA CURIRI BARREIRINHA	U R A R I Á U R U B U ABACAXIS	420 150 100 100 150	DEVONO - DURNAISIANA	CUR BARJURU BARJURU BARJURU BARJURU BARJURU BARJURU BARJURU BARJURU	Orogenia Acadiana - Chanica SINÉCLISE	350
400 -			EVELUARO EMELANO INCENSIVANO LOCINCOVIANO DOBELIANO MENDOLANIANO MENDOLANIANO MENDOLANIANO MENDOLANIANO MENDOLANIANO MENDOLANIANO MENDOLANIANO MENDOLANIANO MENDOLANIANO MENDOLANIANO MENDOLANIANO MENDOLANIANO MENDOLANIANO	CONTINE	PLATAFORMA RASA PLATAFORMA RASA DELTAICO PLATAFORMA DISTAL G L A C I A L PLATAFORMA RASA	TROMBETAS	MAECURU JATAPU MANACAPURU PITINGA SUP PITINGA INF NHAMUNDA AUTAS MIRIM		150 120 100 100 100 340 290	ORDOVÍCIO - TO DEVONIANA TO	MAE JAT MAN PIT/sup, NHA AUT	Orogenia Caledoniana - Pel-Corditheirana SINÉCLISE	-400 - -
530-		IANO ORDÓVICI	IANDEIAND DANNIWILIAND DANNIWILIAND PLOIAND TREMADOCIANO	_								Orogenia Ocloyica	-530
540 - 550 -		PRE-CAMB		M C	PLATAFORMA ALUVIAL	PURUS	ACARI PROSPERANÇA		400 >1100		Proc. Ventuarii Tapăjos Prov. Amazônia Central Proc. Maroni-Itacăliună		-540 - 550

Figura 4- Carta Litoestratigráfica da Bacia do Amazonas, em destaque Formação Itaituba, retângulo vermelho (Cunha et al. 2007).

3.3 MAGMATISMO

Durante o Triássico-Jurássico houve a colocação de um volumoso magmatismo toleítico denominado Província Magmática do Atlântico Central (CAMP) segundo Marzolli *et al.* (1999), registrado atualmente na forma de diques, soleiras e mais raramente derrames de lavas, designados comumente como derrames basálticos continentais (*continental flood basalts*), associados à fragmentação inicial do supercontinente Pangea e ao rifteamento do Atlântico Central. Estes basaltos toleíticos ocorrem em porções da margem oriental da América do Norte, África Ocidental, Europa Ocidental e no norte da América do Sul (Deckart *et al.* 2005) (Figura 5).



Figura 5 - Localização e extensão da Província Magmática do Atlântico Central (CAMP) no Pangea Central (Whiteside *et al.* 2007, modificado de McHone 2000).

Estudos detalhados das características petrográficas e geoquímicas das rochas da CAMP que foram desenvolvidos especialmente no oeste da África, Europa e América Central mostram que as rochas que compõem a província são dominantemente diabásios e microgabros de granulação média, com arranjo textural subofítico-ofítico a intergranular, compostos por plagioclásio cálcico, pigeonita, algumas vezes augita, titano-magnetita, apatita e raramente olivina. São predominantemente classificadas como toleítos de baixo teor de Ti (LTiB/low-Ti tholeiite basalts), havendo de forma mais restrita diferenças composicionais que definem um grupo de toleítos de alto teor de Ti (HTiB/high-Ti tholeiite basalts) localizados em uma estreita zona entre o Amapá, Guiana Francesa, Suriname e no oeste do Cráton Africano (Deckart *et al.* 2005). Outras características geoquímicas relevantes são a alta concentração de elementos terras raras leves (*light rare earth elements*/LREE) e elementos litófilos de alto raio iônico (*large ion lithophile elements*/LILE) (Deckart *et al.* 2005).

Na América do Sul este magmatismo básico que afetou as bacias paleozoicas brasileiras ocorreu associado ao tectonismo Triássico-Jurássico (~200 Ma) durante o início da fragmentação do Gondwana (Almeida 1986, Thomaz-Filho *et al.* 2000). Este magmatismo básico do Triássico-Jurássico ao Cretáceo Inferior (Barremiano), de composição tholeiítica, caracterizou as porções internas do Gondwana, principalmente através da elevação das áreas que mais tarde se tornaram rifteadas, a injeção do magma se deu a partir de fraturas pré-existentes no embasamento (Thomaz-Filho *et al.* 2008a).

Assim, as bacias do Amazonas, Solimões e Parnaíba afetadas por esse magmatismo têm a colocação de aproximadamente 240.000 km³ de diabásio e basalto (Wanderley-Filho *et al.* 2006), sendo que o volume total calculado para a Bacia do Amazonas é de 90.000 km³ (Wanderley-Filho *et al.* 2005), ocorrendo principalmente na forma de diques e soleiras (Figura 6) (Wanderley-Filho *et al.* 2006, Thomaz-Filho *et al.* 2008), sendo que as soleiras são mais espessas próximas ao depocentro da bacia e mais adelgaçadas nos altos estruturais. A espessura máxima atravessada por poço na Bacia do Amazonas foi de 915 m, e na Bacia do Solimões de 1.038 m (Wanderley-Filho *et al.* 2006). Tais rochas ígneas são constituídas essencialmente por plagioclásio, piroxênio, quartzo, biotita e hornblenda, apresentam textura subofítica dominante, e foram reunidas sob a denominação Episódio Penatecaua por Issler *et al.* (1974).

Estudos foram realizados para melhor entendimento do comportamento, da idade, do mecanismo de intrusão e a variação na composição química dessas soleiras (Aires 1984, Alves 2000, Caputo 1984, Linsser 1958, Nunn & Aires 1988, Mizusaki *et al.* 1990, Silva 1987, Wanderley-Filho 1991). As análises químicas em elementos maiores e elementos-traço não mostram diferença entre as soleiras. A textura também é semelhante nas duas bacias. Apenas o posicionamento dentro das sequências estratigráficas que é diferente. Na Bacia do

Solimões, as soleiras estão permeando a sequência evaporítica e na Bacia do Amazonas, elas estão intrudidas nas sequências clástica e evaporítica (Wanderley-Filho *et al.* 2006).



Figura 6- Ocorrência de diques e soleiras (Magmatismo Penatecaua) em rochas do Carbonífero-Devoniano e Permocarbonífero da Bacia do Amazonas (Wanderley-Filho *et al.* 2006).

O magmatismo básico que se origina na astenosfera subindo à superfície da Terra é eficaz como fonte de calor. Assim, o gradiente geotérmico em torno dessas rochas tende a permanecer alto. O magmatismo então é acompanhado pelo aumento da temperatura da bacia nos arredores de sua intrusão o que produz o aquecimento das rochas geradoras de hidrocarbonetos e, assim, possibilita a maturação da matéria orgânica nela contida. Estudos têm observado ainda que os contatos diques / rochas sedimentares podem propiciar importantes caminhos para a migração dos hidrocarbonetos. Pode ainda atuar como selante quando possibilita a acumulação de hidrocarbonetos nos sedimentos subjacentes (Thomaz Filho *et al.* 2008b).

O efeito termal que as intrusões ígneas básicas produzem nas rochas sedimentares foi analisado por Rodrigues (1995), na Bacia do Parnaíba, e Alves & Rodrigues (1985), na Bacia do Amazonas. Estes autores chegaram à conclusão de que o efeito das intrusões nas encaixantes é equivalente à espessura do corpo intrusivo. No caso de intrusões múltiplas, supõem que o efeito pode ser potencializado. O efeito pode variar em suas dimensões também em função da profundidade em que se implantou a intrusão, sendo maior o calor transmitido quanto maior a profundidade.

CAPÍTULO 4 EFEITOS HIDROTERMAIS EM ROCHAS CARBONÁTICAS-SILICICLÁSTICAS PENSILVANIANAS INFLUENCIADAS PELO EVENTO CAMP NA BACIA DO AMAZONAS

HYDROTHERMAL EFFECTS ON PENNSYLVANIAN CARBONATIC-SILICICLASTIC ROCKS INFLUENCED BY CAMP EVENT OF THE AMAZON BASIN

Isabele Barros Souza,¹ Joelson Lima Soares,¹ Pedro Augusto S. Silva¹

¹Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, IG, Universidade Federal do Pará – UFPA, Rua Augusto Corrêa s/n, CEP 66075-110, Belém, PA, BR. E-mails: isabele.souza@ig.ufpa.br, jlsoares@ufpa.br, pedrogeologia8@hotmail.com.

Abstract

Pennsylvanian carbonate and siliciclastic rocks of the Itaituba Formation are widely registered in the western and central-western region of the State of Pará, southern edge of the Amazon Basin, composed of calcimudstones, dolomudstones, wackestones, packstones, grainstones, claystones, shale, siltstone and sandstones. Among the diagenetic processes in carbonate rocks micritization, dissolution, neomorphism, cementation, mechanical and chemical compaction took place. In the sandstones, the observed processes were quartz overgrowth, chemical compaction and dissolution of feldspars. During the Triassic-Jurassic, the basaltic rocks of the Penatecaua Magmatism were installed, causing fractures of the rocks that conducted mineralizing hydrothermal fluids, promoting the dissolution, dolomitization, silicification in the carbonate rocks and the filling of fractures with saddle dolomite, calcite, megaquartz, sulfides, iron and titanium oxides, apatite, grossular, talc and magnesian rich clays. In the claystones, the fractures are filled with ferrous dolomite, calcite, chlorite, sulfides and fluorocarbonates enriched in REE. In the siltstones, sulfides and carbonates precipitated along the bedding plans from fractures. In the sandstones there was precipitation of albite, Kfeldspar, quartz, saddle dolomite and sulphides in fractures and intergranular porosity. The main changes in basalts are fractures filled mainly by ferrous saponite, pyrite, chalcopyrite and calcite, promoting several changes in the mineralogy and textures of these rocks. The analysis of organic matter in the samples of carbonate and shale, resulted in very low total organic carbon values, with low maturity, generating type IV kerogen, probably originated from oxidized organic matter.

Keywords: Amazonas Basin, Itaituba Formation, Penatecaua Magmatism, Hydrothermal alteration.

4.1 INTRODUÇÃO

Eventos magmáticos expressivos afetaram as rochas das bacias sedimentares intracratônicas do Brasil, em especial as sequências paleozoicas durante o Mesozoico (Almeida 1986, Cunha *et al.* 1994, Mizusaki & Thomaz-Filho 2004, Thomaz-Filho *et al.* 1974, 2000, Wanderley-Filho *et al.* 2006, Zalán 2004). Entre o intervalo Triássico-Jurássico (~200 Ma), as rochas da Sequência Pensilvaniana-Permiana da Bacia do Amazonas foram as principais afetadas pelo vulcanismo basáltico toleítico (Magmatismo Penatecaua - Issler *et al.* 1974), que está relacionado ao extenso vulcanismo no Gondwana Oeste, denominado Província Magmática do Atlântico Central (CAMP), que precedeu à ruptura do Pangea e à abertura do Oceano Atlântico Central (Marzoli *et al.* 1999, Zalán 2004). Enxames de diques e soleiras orientados geralmente na direção norte-sul caracterizam estes corpos intrusivos na bacia (Cunha *et al.* 1994, 2007). Na borda sul da Bacia do Amazonas, o diabásio Penatecaua ocorre principalmente na forma de soleiras em rochas devonianas das formações Ererê, Maecuru e do Grupo Curuá, em rochas pensilvanianas das formações Itaituba e Nova Olinda e cretáceas da Formação Alter do Chão (Costa *et al.* 2012, Silva *et al.* 2014).

A intrusão destes corpos ígneos está associada a deformações rúpteis e dúcteis nestas rochas sedimentares (Montalvão & Oliveira 1975, Conceição *et al.* 1993, Santos *et al.* 2011), porém pouco se sabe dos efeitos hidrotermais causados por estas intrusões, principalmente em rochas carbonáticas da bacia, em especial na Formação Itaituba.

Nas fases finais deste magmatismo, fluidos hidrotermais promoveram a alteração da mineralogia, com ampla precipitação de minerais típicos de alteração hidrotermal como: argilas magnesianas, dolomita em sela, calcita, sulfetos e por vezes minerais silicáticos e cálcio-silicáticos, também promoveram a alteração na textura das rochas como a recristalização, dolomitização e a silicificação. Assim, o presente trabalho pretende ampliar o estudo das rochas carbonáticas e siliciclásticas que ocorrem próximas as soleiras de diabásio em subsuperfície, possibilitando a compreensão dos processos diagenéticos atuantes na sua formação e sua alteração devido aos processos hidrotermais relacionados à fase final do Magmatismo Penatecaua.

4.2 CONTEXTO GEOLÓGICO

A Bacia do Amazonas representa uma bacia intracratônica com cerca de 500.000 km², localizada na região norte do Brasil, abrangendo os estados do Amazonas e Pará, limitada ao norte pelo Escudo das Guianas, ao sul pelo Escudo Brasileiro, a oeste é separada da Bacia do Solimões pelo Arco de Purus, e a leste é separada da Bacia do Marajó pelo Arco de Gurupá (Cunha *et al.* 1994) (Figura 7). Sua origem está relacionada à dispersão de esforços no fechamento do Ciclo Brasiliano (Neves *et al.* 1989).

O arcabouço estratigráfico da Bacia do Amazonas apresenta duas megassequências de primeira ordem, que representam mais de 5.000 m de preenchimento sedimentar e ígneo. A primeira Megassequência Paleozóica é constituída por rochas sedimentares com intrusões de diques e soleiras de diabásio do Mesozóico e a segunda Megassequência de natureza sedimentar Mesozóica-Cenozóica. Segundo Cunha *et al.* (2007), a Megassequência Paleozóica é dividida em quatro sequências de segunda ordem: Ordovício-Devoniana, Devoniana-Tournasiana, Neoviseana e Pensilvaniano-Permiana delimitadas por quebras significativas na sedimentação como resultados de eventos tectônicos que atuaram na borda da Placa Gondwanica.

A Sequência Pensilvaniana-Permiana, representada pelo Grupo Tapajós, atinge espessura total de 2800 m (Matsuda *et al.* 2004). É composta pelas formações Monte Alegre, Itaituba, Nova Olinda e Andirá, e representa um novo ciclo deposicional transgressivo-regressivo durante o Neocarbonífero. A deposição das unidades componentes deste grupo foi controlada pela tectônica e variáveis climáticas, onde se observa tendência de continentalização e aridez para o topo da seção (Matsuda *et al.* 2004, Moutinho 2006).

A Formação Monte Alegre, de idade neobashkiriana (Playford & Dino 2000a, Melo & Loboziak 2003), é composta por arenitos eólicos e de *wadis* intercalados por siltitos e folhelhos de interdunas e lagos (Costa 1984). A Formação Itaituba de idade neobashkiriana - moscoviana (Lemos 1990a, Playford & Dino 2000a), objeto de estudo, corresponde à porção transgressiva que precedeu à expressiva continentalização e formação do Supercontinente Pangeia. É composta principalmente por calcários fossilíferos e subordinadamente por dolomitos, arenitos, folhelhos e evaporitos, interpretados como de ambientes lagunar, marinho raso/inframaré (Cunha *et al.* 2007). Sua espessura varia de 110m na parte aflorante da plataforma sul a cerca de 420 m em subsuperfície no depocentro da bacia (Caputo 1984).

A Formação Nova Olinda, de idade moscoviana – permiana (Playford & Dino 2000a), é composta por folhelhos, carbonatos, anidrita, halita e silvita, depositados em ambiente marinho raso, planície de *sabkha* e lagos hipersalinos. A Formação Andirá por sua vez, é constituída por siltitos e arenitos avermelhados (*red beds*) e raras anidritas, associados às fácies fluviais e lacustrinas que caracterizam uma sedimentação predominantemente continental (Cunha *et al.* 2007). Durante o Triássico-Jurássico (~200Ma), com a fragmentação do supercontinente Gondwana (Almeida 1986, Thomaz-Filho *et al.* 2000), um magmatismo básico intrudiu rochas paleozóicas das bacias do Amazonas, Solimões e Parnaíba injetando aproximadamente 240.000 km³ de diabásio e basalto, principalmente na forma de diques e soleiras (Wanderley Filho *et al.* 2006, Thomaz-Filho *et al.* 2008a). Na porção centro-oeste do Estado do Pará, na região de Uruará, esse magmatismo afetou a sucessão carbonáticasiliciclástica da Formação Itaituba.



Figura 7- Mapa de localização da área de estudo e coluna litoestratigráfica do Grupo Tapajós, Bacia do Amazonas. (Modificado de Moutinho *et al.* 2016a).
4.3 METODOLOGIA

Com base na descrição de um testemunho de sondagem (F11), de aproximadamente 35,5 m, cedido pela empresa SABMIN a Universidade Federal do Pará, foi confeccionado um perfil litoestrátigráfico e posteriormente, foram coletadas 46 amostras para confecção de lâminas delgadas, que foram tingidas pelo combinado das soluções Alizarina Vermelha S e ferricianeto de potássio para distinção dos minerais carbonáticos (Dickson *et al.* 1966). A análise petrográfica foi realizada no microscópio óptico LEICA DM 2700 P para descrição dos constituintes deposicionais, das feições diagenéticas e hidrotermais. A quantificação dos constituintes das rochas foi feita a partir da contagem de 300 pontos, seguindo a metodologia de Galehouse (1971). Em seguida as rochas carbonáticas foram classificadas segundo o trabalho de Dunham (1962). A análise petrográfica das rochas ígneas foi realizada a partir da descrição e identificação mineralógica, análise das tramas texturais, determinação da composição modal e posterior classificação das rochas segundo o diagrama de Streckeisen (1975).

A análise de catodoluminescência (CL) foi realizada no microscópio óptico LEICA DM 4500 P LED acoplado ao aparelho Optical cathodoluminescence CL 8200 MK5-2.s, para entendimento das várias fases da mineralização. A análise por microscopia eletrônica com elétrons secundários (SEM) e elétrons retroespalhados (BSE), com o suporte da espectroscopia por energia dispersiva (EDS), foi realizada em lâminas delgadas e em fragmentos de amostras, previamente metalizadas a ouro, para caracterização textural e química das fases minerais. As condições de análises para as imagens de elétrons secundários e elétrons retroespalhados foram: corrente do feixe de elétrons = 80 μ A, voltagem de aceleração constante = 20 kv, distância de trabalho = 8,5 mm. Análise por EDS foi realizada no MEV Zeiss modelo SIGMA-VP com EDS IXRF modelo Sedona-SD acoplado. As condições de operação foram: corrente do feixe de elétrons = 80 μ A, voltagem de aceleração constante = 20 kv, distância de trabalho = 10,1 mm, tempo de contagem para análise dos elementos = 30 s.

A análise por difração de raios-X (XRD), foi realizada pelo método pó em rocha total em 33 amostras, em difratômetro com ânodo de cobalto (K α_1 =1,789Å), com voltagem e corrente ajustados para 40 kV e 35 mA, respectivamente. Os registros foram realizados no intervalo 2 θ de exposição de 3° a 84° para rocha total; tamanho do passo: 0,02° e 27s tempo/passo, com identificação mineralógica efetuada com o auxílio do *software* X'Pert HighScore Plus, comparando os resultados com o banco de dados do *International Center on* *Diffraction Data* (ICDD). Para identificação dos tipos de argilominerais a análise foi feita em lâminas de argila orientadas. Os registros foram realizados no intervalo 2θ de exposição de 2° a 34° ; com $0,03^{\circ}$ e 195 s tempo/passo. A identificação então foi feita com base na mudança nos picos nas amostras orientada, glicolada e aquecida.

Para o estudo da geoquímica orgânica foram coletadas uma amostra de carbonato do furo 11 e uma amostra de folhelho e uma de carbonato do furo 1, para realização das análises de Carbono Orgânico Total (TOC), para quantificar o teor de carbono orgânico existente nas rochas e analise de Pirólise *Rock-Eval*, para determinar o nível de maturação da matéria orgânica, indicando a quantidade de petróleo livre na rocha conforme é descrito por Espitalié *et al.* (1977). Com a integração dos dados obtidos de Índice de Hidrogênio e Índice de Oxigênio em diagramas do tipo van Krevelen, foi identificado os tipos básicos de querogênio (Tipo I, II, III e IV), segundo Tissot & Welte (1984).

4.4 **RESULTADOS**

A sucessão foi estudada em um testemunho de sondagem pertencente ao Furo 11, com 35,5 m de espessura, coletado na região de Uruará, borda sul da Bacia do Amazonas. Foram descritas cinco microfácies carbonáticas – *calcimudstone*, *dolomudstone*, *wackestone* bioclástico, *packstone* bioclástico e *grainstone* bioclástico rico em grãos terrígenos. Adicionalmente oito fácies siliciclásticas foram identificadas – argilito maciço, folhelho negro, siltito com laminação cruzada truncada, siltito com laminação cruzada de baixo ângulo, siltito com laminação plano paralela, arenito com estratificação cruzada truncada, arenito com estratificação cruzada truncada, arenito com estratificação plano paralela e arenito maciço. As rochas básicas vulcânicas ocorrem na base e no meio do perfil. A partir da descrição das fácies e microfácies e com auxilio da descrição petrográfica foi possível integrar os dados na tabela 2 e no perfil litoestratigráfico (Figura 8).

Fácies/Microfácies	Descrição	Processos			
Calcimudstone (Cm)	Calcita microespática e raros fósseis de equinodermas e fragmentos de concha (<10%). Porosidade vugular e móldica.	Precipitação carbonática em ambientes de baixa energia			
Dolomudstone (Dm)	Dolomita microespática, com fragmentos de concha. Fraturas com calcita, esmectita, esfalerita, pirita e calcopirita são comuns.	Precipitação carbonática em ambientes calmos. Dolomitização hidrotermal a partir de fraturas e falhas.			
Wackestone bioclástico (Wb)	Calcita microespática, com bioclastos de equinodermas e fragmentos de concha.	Precipitação carbonática em ambientes de baixa energia e retrabalhamento de bioclastos.			
Packstone bioclástico (Pb)	Calcita microespática, com bioclastos de equinodermas, fragmentos de concha, foraminíferos, bioclastos indiferenciados e oóides. Estilólitos são comuns.	Precipitação carbonática em ambientes de energia moderada e retrabalhamento de bioclastos.			
<i>Grainstone</i> bioclástico rico em grãos terrígenos (Gbt)	Bioclastos de equinodermas, fragmentos de conchas, fragmento de trilobita, oóides, além de grãos de quartzo e feldspatos cimentados por calcita espática.	Precipitação bioquímica de carbonato em ambiente de alta energia com ação de correntes e influxo de grãos terrígenos.			
Argilito maciço (Agm)	Rocha de cor esverdeada, maciça, constituída por argilominerais e por grãos de quartzo. Com fraturas preenchidas.	Deposição por decantação em ambiente de baixa energia.			
Folhelho negro (Fm)	Camada de 10 cm de folhelho de cor preta com pirita disseminada.	Deposição por decantação em ambiente redutor de baixa energia.			
Siltito com laminação cruzada truncada (Slc)	Camadas de 1 a 2 cm de espessura de rocha de cor esverdeada, composta por grãos de quartzo e feldspatos tamanho silte e areia fina, com laminação cruzada truncada por onda. Pirita disseminada.	Fluxo combinado unidirecional e oscilatório produzido por ondas em águas rasas.			
Siltito com laminação cruzada de baixo ângulo (Sba)	Camadas de 2 a 10 cm de espessura de rocha de cor esverdeada, composta por grãos de quartzo tamanho silte e areia fina, com laminação de baixo ângulo. Fraturas de pirita e calcita.	Fluxo oscilatório com predominância de correntes unidirecionais (<i>flat beds</i>), em regime de fluxo superior.			
Siltito com laminação plano paralela (Spp)	Camada de 4cm de espessura de rocha de cor esverdeada, composta por grãos de quartzo e feldspatos tamanho silte e areia fina, com laminação plano paralela e <i>rip up clasts</i> . Laminação deslocada por microfalhas.	Deposição por decantação com alternância de tração, em ambiente de baixa energia. Com posterior exposição subaérea.			
Arenito com estratificação cruzada truncada (Act)	Camadas de 30 a 60cm de espessura de rocha de cor cinza clara, constituída por grãos de quartzo tamanho areia fina com estratificação cruzada truncada.	Fluxo combinado unidirecional e oscilatório produzido por ondas em águas rasas.			
Arenito com estratificação plano paralela (App)	Intercalação de arenito finos a médios, de coloração cinza esverdeada, com grande quantidade de feldspatos e fragmentos de rochas. Estratificação plano paralela é destacada pela segregação granulométrica.	Fluxo oscilatório com predomínio de correntes unidirecionais (<i>flat</i> <i>bed</i>), em regime de fluxo superior.			
Arenito maciço (Am)	Camada de 60 cm de espessura de rocha de cor cinza clara, composta por grãos de quartzo tamanho areia fina, sem estrutura.	Deposição rápida em ambiente de alta energia.			

Tabela 2- Fácies e microfácies das rochas carbonáticas e siliciclásticas da Formação Itaituba.



Figura 8- Perfil litoestratigráfico do testemunho de sondagem 11, Formação Itaituba, borda sul da Bacia do Amazonas, região de Uruará (PA).

4.4.1 Microfácies Carbonáticas

A microfácies *Calcimudstone* (Cm) ocorre do meio até o topo do perfil, comumente intercalada com a fácies Dm e Wb, e é composta por calcita microespática, com porções mais recristalizadas formando cristais de calcita espática euedrais, límpidos, com tamanhos variados (Figura 9A) e menos de 10% de fragmentos de equinodermas e conchas. Equinodermas exibem cimento sintaxial, sem textura original preservada, por vezes silicificados. Os fragmentos de concha estão totalmente substituídos por calcita espática, por vezes silicificados. Raros grãos de quartzo angulosos, tamanho silte, e areia fina, e cristais cúbicos de pirita ocorrem disseminados na matriz micrítica. A porosidade é composta por poros do tipo vugular e móldica (relacionados à dissolução de conchas), ambos parcialmente preenchidos por calcita espática. Estilólitos são comuns nesta microfácies.

A microfácies *Dolomudstone* (Dm) ocorre predominantemente no topo do perfil intercalada as microfácies Cm e Wb, e é composta por cristais de dolomita microcristalina (Figura 9B), por grãos de quartzo detríticos subarredondados, e pequenos cristais de pirita e esfalerita disseminados na matriz. Poros móldicos são preenchidos parcialmente na borda por calcita e no centro por megaquartzo com inclusões de anidrita e barita, ou apenas por calcita e pirita. Em alguns intervalos, esta microfácies apresenta cristais de dolomita microespática subedrais a anedrais, com aspecto sujo, formando textura hipidiotópica. Os bioclastos observados são fragmentos de conchas e bioclastos indiferenciados, ambos substituídos por calcita espática em mosaico ou por apatita. Estilólitos são comuns nesta microfácies. Fraturas que cortam esta microfácies são preenchidas por saponita, clorita e corrensita associadas a cristais de pirita euedrais, ou por cristais de calcita lamelar associada a saponita, talco, megaquartzo e por vezes apatita, pirita, calcopirita, esfalerita, galena, cobaltita e quartzo microcristalino.

A microfácies *Wackestone* bioclástico (Wb) ocorre no meio e no topo do perfil, intercalados as microfácies Cm e Dm, e é composta por uma matriz de calcita microespática a pseudoespática, anedrais a subedrais com 20% de bioclastos representados por fragmentos de conchas, equinodermas e bioclastos indiferenciados (Figura 9C). Os equinodermas apresentam cimento sintaxial de dolomita, com textura original obliterada, por vezes parcialmente dolomitizados ou silicificados. Os fragmentos de concha e os bioclatos indiferenciados encontram-se substituídos para calcita pseudoespática, não apresentam textura interna preservada. Estilólitos e planos de dissolução são caracterizados por concentrarem argilominerais e grãos de quartzo detríticos. Pirita ocorre substituindo bioclastos. A

porosidade vugular, por vezes, é preenchida parcialmente por cimento de dolomita, ou por drusas de calcita e megaquartzo com inclusões de anidrita. Fraturas são preenchidas por cristais de calcita em mosaico e cristais de pirita euedrais, podendo estar associadas a quartzo, talco e a saponita.

A microfácies *Packstone* bioclástico (Pb) ocorre no topo do perfil, e é composta por grande quantidade de bioclastos, com menor proporção de calcita microcristalina, com partes neomorfisadas para calcita microespática a pseudoespática. Os bioclastos são representados por equinodermas, foraminíferos fusulinídeos e fragmentos de concha (Figura 9D), além da ocorrência de oóides substituídos para calcita microespática a pseudoespática, por vezes deformados. A porosidade móldica é preenchida por calcita espática em mosaico e a porosidade vugular por quartzo microcristalino. Planos de estilólitos exibem concentração de material insolúvel, principalmente argilominerais. Fratura que corta está microfácies é preenchida por calcita, albita, clorita, grossulária e pirita.

A microfácies *Grainstone* bioclástico rico em grãos terrígenos (Gbt) ocorre na base do perfil, e é composta por calcita microespática, bioclastos, representados por fragmentos de artrópodes, fragmentos de concha e espinhos de braquiópodes, briozoários, equinodermas e moluscos, além de oóides, pelóides, grãos de quartzo, feldspatos e fragmento de rocha vulcânica, cimentados por calcita espática (Figura 10A). Os bioclastos ocorrem muito fragmentados, por vezes micritizados. Os equinodermas apresentam cimento sintaxial, e por vezes estão deformados. Os espinhos de braquiópode apresentam estrutura interna preservada, por vezes deformado. Oóides ocorrem com estrutura concêntrica preservada, ou micritizados, podem conter núcleo constituído por bioclastos, grão de quartzo, calcita microespática ou espática, podem ocorrer deformados, fraturados ou parcialmente dissolvidos, devido a compactação química. Os grãos detríticos são representados por quartzo mono e policristalino, plagioclásio e microclínio, subarredondados a angulosos, disseminados no arcabouço da rocha e concentrados nos estilólitos.

4.4.2 Fácies siliciclásticas

A fácies argilito maciço (Agm) ocorre na base do perfil, e é composta por matriz argilosa de cor verde e grãos de quartzo (Figura 10B), está intensamente cortado por fraturas verticais a subverticais de espessuras milimétricas e horizontais de espessuras centimétricas preenchidas por dolomita ferrosa, calcita (Mn), quartzo, pirita, clorita, albita, além de microcristais de fluorcarbonato rico em elementos terras raras como (La, Ce, Nd) e Y, com hábito fibroradial e prismático com tamanho de até 200 µm, inclusos nas bordas da dolomita ferrosa. Microfalhas deslocam levemente as fraturas. Com análise de DRX em lâminas orientadas foram identificados os argilominerais saponita, clorita e caulinita.

O folhelho (Fm) ocorre no topo do perfil, entre as fácies Dm e Wb, possui aproximadamente 10 cm de espessura, exibe cor preta, aspecto maciço, com cristais de pirita disseminados. Esta fácies é composta pelos argilominerais saponita, e em menor proporção ilita, clorita e caulinita. Ocorrem ainda albita, ortoclásio e calcita.

A fácies siltito com laminação cruzada truncada (Slc) ocorre na base do perfil, possui 1 a 2 cm de espessura, composta por grãos de quartzo e feldspato, nas frações silte e areia fina. Cristais de pirita subédricos a euédricos formam aglomerados que se concentram por vezes na laminação (Figura 10C). Fraturas são preenchidas com cimento de calcita e pirita. Siltitos com laminação cruzada de baixo ângulo (Sba) a plano paralela (Spp) ocorrem na base do perfil, intercalados a fácies Slc, possuem de 2 a 10 cm de espessura, e são compostos por grãos de quartzo e feldspato, nas frações silte a areia fina. Localmente observa-se *rip up clasts* (gretas de contração) e bioturbação.

Arenito maciço (Am) ocorre na base do perfil, compondo camadas de até 60 cm de espessura, sendo constituídos por grãos de quartzo, plagioclásio, ortoclásio, feldspatos indiferenciados, cimentados por pirita e dolomita (Figura 10D). Os grãos apresentam-se moderadamente selecionados, com orientação subparalela e os contatos predominantes são dos tipos reto e suturado. Os grãos de quartzos são monocristalinos, com sobrecrescimento de sílica, observado pela ocorrência de contatos tríplices. Os grãos de plagioclásio ocorrem preservados ou alterados para argilominerais e sericita. Os grãos de ortoclásio apresentam porosidade intragranular. Cimento de dolomita em sela e pirita preenchem fraturas e porosidade intergranular. Uma zona de cimentação ocorre no contato com pelito, onde cristais de dolomita ferrosa, calcita, apatita e pirita formam massas anédricas e cristais subeuédricos.

Arenito com estratificação cruzada truncada (Act) ocorre na base do perfil, intercalado com as fácies Slc e Sba, compondo camadas de cor cinza de 30 a 60 cm de espessura, é composto por grãos de quartzo monocristalinos e feldspatos, tamanho areia fina. Os grãos são angulosos a arredondados, com contatos retos, pontuais e de compromisso, devido ao sobrecrescimento de sílica. O plagioclásio e o ortoclásio ocorrem preservados ou alterados para argilominerais, com aspecto sujo. Micas ocorrem em pequenas proporções. Cimento carbonático ocorre preenchendo a maioria dos poros intergranulares, juntamente com argilomineral de cor verde (saponita?) e pirita em menor proporção.

O arenito com estratificação plano paralela (App) ocorre na base do perfil, intercalado com a fácies Slc, e é composto por grãos de quartzo, plagioclásio, ortoclásio, fragmentos de *chert*, de rochas ígnea plutônica, vulcânica e sedimentar (siltito), na fração areia média a grossa, cimentada por calcita e pirita. Os grãos são muito mal selecionados, angulosos a subarredondados, com orientação subparalela. Os contatos são principalmente retos e alguns de compromisso devido ao sobrecrescimento de sílica, e em menor proporção suturado e côncavo-convexo. Os grãos de quartzo são principalmente monocristalinos e menor proporção policristalinos e semicompostos. O plagioclásio ocorre alterado para argilominerais e sericita, conferindo-lhe aspecto sujo. Cimento carbonático preenche poros intergranulares, juntamente com a pirita. Cimento de quartzo microcristalino (*chert*) ocorre raramente na porosidade intergranular.



Figura 9- Fotomicrografia das microfácies carbonáticas. A) *Calcimudstone* composto por cristais de calcita microespática e localmente por calcita espática (F11-CX1-23), luz polarizada B) *Dolomudstone* composto por cristais de dolomita microespática (F11-CX1-24,50), luz natural C) *Wackestone* bioclástico composto por matriz neomorfisada de calcita microespática e pseudoespática com ocorrência de equinodermas (F11-CX2-29), luz natural D) *Packstone* bioclástico composto por matriz de calcita microcristalina e bioclástico neomorfisados (F11-CX3-32,50), luz natural.



Figura 10 - Fotomicrografia das microfácies carbonáticas e das fácies siliciclásticas. A) *Grainstone* bioclástico rico em grãos terrígenos, constituído por bioclastos, oóides e grãos de quartzo cimentado por calcita espática (F11-CX6-45,20), luz natural B) Argilito composto por matriz argilosa e grãos de quartzo (F11-CX7-47), luz natural C) Silitio com laminação cruzada cimentada por pirita (F11-CX8-50,22), luz natural D) Arenito maciço com grãos de quartzo e feldspatos cimentados por pirita (F11-CX7-49), luz natural. Abreviações: Cc – Calcita, Oo – Oóide, Py – Pirita, Qtz – Quartzo.

4.4.3 Descrição de rochas básicas

As rochas basálticas ocorrem em dois momentos no perfil, na base entre 57 e 53 m e no meio do perfil entre 37 a 37,50 m (Fig. 8). A primeira ocorrência de rocha basáltica apresenta granulação fina a média, com textura subofítica e subordinadamente intergranular, formada por plagioclásio parcialmente envolto por cristais de clinopiroxênio (Figura 11A-B). Os cristais de plagioclásio são principalmente cálcicos (labradorita e anortita), subédricos a euédricos, com hábito prismático e tabular, exibem maclamento albita e *carlsbad*, com tamanhos entre 650 a 800 µm. Os cristais de clinopiroxênio foram caracterizados como augita rica em Fe (19%), subédrica a euédricas, com hábito prismático, com maclamento simples ou complexo, com tamanhos de 750 µm a 1 mm. Os minerais opacos subédricos a anédricos ocorrem como acessórios. Com análise de EDS, verificou-se ser ilmenita, com hábito esqueletal, em menor proporção pirita e calcopirita, sendo comum estarem inclusos ou

associados aos clinopiroxênios. Como minerais acessórios ocorrem ainda quartzo e zircão. Como minerais secundários ocorrem calcita e clorita.

A rocha vulcânica da segunda ocorrência apresenta granulação fina, com textura porfirítica, com matriz felsítica, constituída por plagioclásio e microfenocristais de clinopiroxênio (Figura 11C-D). Os micrólitos de plagioclásio (albita) ocorrem sem maclamento aparente, por vezes alterados para sericita. Os microfenocristais de plagioclásio são subedrais com maclamento albita, com tamanhos de até 1,8 mm. Os microfenocristais de clinopiroxênio encontram-se substituídos para calcita, preservando apenas a forma, e medem até 650 µm. Os minerais opacos identificados com o auxílio do EDS foram pirita e em menor proporção calcopirita e ilmenita; ocorrem entre os interstícios dos micrólitos de plagioclásio e nas microfraturas de alguns microfenocristais de clinopiroxênio. Esta segunda ocorrência é intensamente cortada por fraturas preenchidas com ferrosaponita, calcita, pirita e calcopirita, gerando uma textura brechada.



Figura 11- Fotomicrografia dos basaltos. A e B) Cristais de plagioclásio parcialmente envoltos por clinopiroxênio formando textura subofitica (F11-CX8-56) C) Textura porfiritica com matriz felsitica e microfenocristais de plagioclásio (F11-CX4-37,50) D) Textura porfiritica com matriz felsitica e microfenocristais de clinopiroxênio. Abreviações: Cpx – Clinopiroxênio, Pl – Plagioclásio.

4.4.4 Processos Diagenéticos

Os principais processos diagenéticos observados nos carbonatos foram a micritização, calcitização, dolomitização, compactação mecânica e química e formação de porosidade secundária. Nos arenitos os processos foram cimentação, compactação química, sobrecrescimento de quartzo e dissolução de feldspatos.

A micritização foi observada na microfácies Gbt, na forma de envelope micrítico na parte externa dos bioclastos (Figura 12A), oóides e pela ocorrência de pelóides.

A formação de porosidade secundária é observada na microfácies Cm, pela ocorrência de poros móldicos em forma de concha (Figura 12B). Nos arenitos a porosidade secundária ocorre principalmente nos grãos de feldspatos na forma de poros intragranulares.

O neomorfismo agradional (*aggrading neomorphism*) foi observado nas microfácies Cm, Pb, Wb e Gbt, pela substituição da matriz micritica por microespática a pseudoespática (Figura 12C). A calcitização é observada pela ocorrência de bioclastos e oóides de composição inicialmente aragonítica substituídos por calcita microespática a pseudoespática nas microfácies Wb e Pb (Figura 12D).

A compactação mecânica é observada pela ocorrência de bioclastos deformados na microfácies Pb e bioclastos deformados e fraturados na microfácies Gbt (Figura 12D). A compactação química é evidenciada nas microfácies Cm, Dm, Wb, Pb, Gbt, pela ocorrência de estilólitos e planos de dissolução (Figura 12E), que em grande quantidade geram estruturas pseudonodulares, nas fácies Pb e Wb. Na microfácies Gbt também ocorrem contatos côncavo-convexos e suturados entre os grãos aloquimicos. Na fácies arenito maciço a compactação química é observada pela ocorrência de contatos côncavo-convexos e suturados. Nos arenitos os processos de compactação são muito limitados devido ao sobrecrescimento de sílica.

A cimentação carbonática ocorre nas microfácies Cm, Dm, Wb e Gbt, onde fragmentos de equinodermas apresentam cimentação sintaxial. Também ocorre cimento de calcita em mosaico preenchendo porosidade móldica ou vugular na microfácies Pb. Nos arenitos maciços ocorre sobrecrescimento de quartzo, que é observado pelos contatos tríplices.



Figura 12- Fotomicrografia das feições diagenéticas. A) Micritização de bioclasto na microfácies Gbt, indicada pelas setas brancas (F11-CX6-45,20), luz polarizada B) Porosidade móldica formada pela dissolução de concha, microfácies Cm (F11-CX1-23), luz natural C) Calcitização evidenciada pela substituição da matriz e dos bioclastos por calcita pseudoespática, microfácies Wb (F11-CX2-29), luz natural D) Neomorfismo da matriz e bioclatos e cimentação de calcita em mosaico (Cc), microfácies Pb (F11-CX3-32,50), luz natural E) Compactação mecânica evidenciada por espinho de braquiópode (Eb) deformado (seta branca) e ooides fraturados (seta amarela) e deformado (seta vermelha), além de contato côncavo-convexo (seta azul) que indica compactação química, microfácies Gbt (F11-CX6-45,20), luz natural F) Compactação química observada pela ocorrência de planos de dissolução setas brancas, levando a dissolução de oóides (Oo), e a concentração de grãos detríticos, microfácies Gbt (F11-CX6-45,20), luz polarizada.

4.4.5 Processos Hidrotermais

A alteração hidrotermal geralmente é descrita como alteração gerada por fluidos com temperatura mais altas (5° ou mais), do que as das rochas hospedeiras (White 1957, Davies & Smith 2006), estes fluidos podem ter relação direta ou indireta a processos magmáticos, com ou sem a introdução de água juvenil (Lima & De Ros 2019), podem ser transportados por sistemas de falha e fratura (Davies & Smith 2006, Lima & De Ros 2019), e pode precipitar assembleias minerais "exóticas" com diversas composições relativas às rochas hospedeiras (Lima & De Ros 2019).

Os processos e produtos de hidrotermalismo observados nos depósitos estudados foram fraturamento hidráulico, dissolução, silicificação e cimentação de fraturas e/ou poros por assembleias típicas de alteração hidrotermal.

Processos de fraturamento hidráulico são indicados pela ocorrência de fraturas preenchidas nos carbonatos, arenitos e basalto, pela textura brechada no basalto e pelo deslocamento de fraturas na fácies Agm, além do deslocamento dos planos de acamamento na fácies Slp. O processo de dissolução em rochas carbonáticas nos depósitos estudados é evidenciado pela geração de porosidade vugular associada a fraturas nas microfáceis Cm e Dm. Os poros gerados apresentam dimensões de poucos milímetros até 6 cm, podem ser preenchidos parcialmente ou totalmente por drusas de dolomita (Fig. 13A), ou por dolomita em sela, calcita e quartzo (Fig.13B-C).

A dolomitização pervasiva da matriz na área de estudo leva a formação de microcristais de dolomita anedrais associado a sulfetos (pirita, galena e esfalerita), e a precipitação de dolomita em sela, precipitada ao longo dos planos de fraturas. A dolomita em sela ocorre preenchendo fraturas e porosidade vugular nos *dolomudstones*, com tamanho variando entre 300 a 500 μ m (Fig. 13A-D), e preenchendo fraturas na fácies arenito maciço, com tamanhos variando entre 250 a 460 μ m. A dolomita em sela é caracterizada pelo aspecto sujo (*dusty*), pelas suas faces curvadas e extinção ondulante. Sob CL apresenta-se não luminescente, devido à alta quantidade de ferro em sua composição. Pode ocorrer acompanhada de outros minerais hidrotermais como: calcita, quartzo, pirita, galena, clorita e ferro-saponita.

A calcita ocorre preenchendo as fraturas nos carbonatos, arenitos, siltitos e argilitos. Nos carbonatos nas microfácies Cm e Dm, drusas de calcita associada a dolomita e quartzo preenchem porosidade vugular. Calcita com hábito lamelar ocorre preenchendo fraturas associada à saponita na microfácies Dm. Esta precipita no centro dos poros após a dolomita, por vezes se encontra parcialmente substituída por quartzo, evidenciando sua precipitação tardia. Sob CL a calcita nas fraturas apresenta variação na sua composição, com centros menos luminescentes, mais ricos em Fe e bordas mais luminescentes devido ao aumento na quantidade de Mn (Fig. 13D).

Nos testemunhos da Formação Itaituba foram identificados os argilominerais saponita, clorita e corrensita. A saponita é o mais abundante, sendo bem recorrente nos dolomudstones preenchendo fraturas associada a outras argilas magnesianas (clorita e corrensita) e talco (Fig. 13G), ou precipitando nas bordas de fraturas associada à calcita (Fig. 13H) e pirita (Fig. 13I), como matriz nos argilitos e siltitos, como mineral autigênico nos arenitos e em fraturas no basalto. A saponita foi identificada pela análise de DRX em lâminas orientadas nos picos de 14Å na amostra seca ao ar, que expande para 17Å após glicolada e colapsa para 10Å quando aquecida a 550°C; o caráter trioctaédrico foi identificado pelo pico d060 em 1.53 Å em amostra desorientada. Com auxílio de EDS sua variedade ferrosa (ferrosaponita) também foi identificada. As cloritas mais ferrosas (chamosita) ocorrem nas rochas mais próximas da intrusão ígnea basal e nas mais distantes ocorrem geralmente cloritas mais magnesianas (clinocloro). O clinocloro ocorre com hábito fibroradial em fraturas associada à calcita, grossulária e albita na microfácies Pb (Fig. 14J). A clorita foi identificada pela análise de DRX em lâmina orientada no pico 14Å, associada à corrensita identificada no pico 29Å (14Å + 15Å) em amostra seca ao ar, que expande para 31Å (14Å + 17Å) na amostra glicolada e quando aquecida o pico desaparece diferente das outras corrensita, que tem pico colapsado em 24Å, neste caso provavelmente houve a destruição do pico pelo calor excessivo aplicado.

A apatita ocorre nas fraturas inclusa na calcita, associada à saponita e sulfetos, ou substituindo fragmentos de conchas na microfácies Dm, portanto sua formação deve estar associada a fluidos hidrotermais. O talco ocorre preenchendo fraturas associado ao quartzo e calcita na microfácies Dm (Fig. 14A-E) ou em fraturas como borda de reação na calcita na microfácies Wb (Fig. 14F-I). O talco foi identificado pela análise de DRX no pico 10Å.

Os sulfetos são amplamente disseminados ao longo do perfil, sendo a pirita o mais abundante; em menor proporção ocorrem calcopirita (CuFeS), esfalerita ((Zn,Fe)S), galena (PbS) e cobaltita ((Co,Fe)AsS). Nas microfácies Cm e Dm cristais euédricos de pirita precipitam nas fraturas compostas essencialmente por saponita, ou podem precipitar como cristais isolados na matriz.

A esfalerita ocorre na matriz (Fig. 14K) e na fratura na microfácies Dm (Fig. 14L). O sulfeto de cobalto (cobaltita?) ocorre junto à pirita, calcopirita, calcita, saponita e apatita em fraturas (Fig 14M) e a galena, com traços de W e Nb, ocorre associada à dolomita ferrosa em fraturas (Fig. 14N).



Figura 13- Detalhes das alterações hidrotermais nos carbonatos. A) *Dolomudstone* com porosidade vugular preenchida parcialmente por drusas de calcita (F11-CX5-38,60) B) *Dolomudstone* com porosidade preenchida por dolomita em sela, calcita e quartzo (F11-CX5-38,40) C) Fotomicrografia da dolomita em sela com aspecto sujo e macrocristais de calcita, luz natural D) Imagem de catodoluminescência da dolomita em sela, não luminescente e da calcita zonada (F11-CX5-38,40) E) Imagem ERE do quartzo substituindo a calcita F) Imagem ERE da calcita, dolomita ferrosa e pirita preenchendo porosidade vugular (F11-CX5-38,40). G) *Dolomudstone* com fraturas preenchidas por argilas magnesianas (F11-CX2-26) H) Fratura de saponita e drusas de calcita (F11-CX2-25,50) I) Imagem ERE do *dolomudstone* com fratura preenchida por saponita e piritas euedrais, e EDS da saponita que é composta essencialmente por Si, Al, Mg, O e em menor proporção Ca, Fe e C (F11-CX2-26,50). Abreviações: Cal – Calcita, Dol – Dolomita, Py – Pirita, Qtz – Quartzo.



Figura 14- Detalhes das principais alterações hidrotermais nos carbonatos. A) Fratura preenchida por quartzo, calcita e talco (luz polarizada) B e C) Imagem ERE da fratura preenchida por quartzo com inclusões de anidrita e barita, talco e calcita D e E) Quartzo hidrotermal em fratura associado a calcita e talco (F11-CX1-24,50) F,G,H e I) Talco bordejando a calcita em fratura (F11-CX3-29,80) J) Fratura preenchida por calcita, clinocloro e grossulária (F11-CX3-32,50) K) Esfalerita substituindo matriz dolomítica (F11-CX4-36) L) Esfalerita preenchendo fratura junto a calcita (F11-CX5-40,5) M) Fratura preenchida com saponita, calcita, pirita e cobaltita (F11-CX5-40,5) N) Galena substituindo matriz dolomítica (F11-CX5-41) O) Hematita e calcita preenchendo fratura (F11-CX1-24,50). Abreviações: Anh – Anidrita, Brt – Barita, Cal – Calcita, Clc – Clinocloro, Co – Cobaltita, Dol – Dolomita, Esf – Esfalerita, Grs – Grossulária, Hem – Hematita, Sap – Saponita, Tlc - Talco.

Óxidos de ferro como magnetita e hematita com hábito cúbico também ocorrem em fraturas nos carbonatos, provavelmente como pseudomorfos da pirita (Fig. 14O), na microfácies Dm, e na microfácies Cm onde ocorre substituindo parcialmente a pirita. Nos arenitos a pirita, associada à dolomita em sela e apatita (Fig. 15A-E) preenche fraturas e a porosidade intergranular, e precipita junto à dolomita ferrosa quando em contato com camadas menos porosas (pelito) (Fig. 15F-G). Nos argilitos os sulfetos precipitam ao longo de fraturas associados à dolomita ferrosa, calcita, chamosita e fluorcarbonatos rico em ETR (Fig. 16A-C). Nos siltitos a pirita precipita nos planos de acamamento (Fig. 16D) e nas microporosidades próximas as fraturas (Fig. 16E-F). Óxido de titânio (rutilo) ocorre na matriz dos argilitos e siltitos geralmente associado à apatita e incluso no talco em fratura da microfácies Dm e na borda de fraturas associada a saponita na microfácies Wb.



Figura 15- Alterações da fácies arenito maciço. A) Amostra do arenito com zona de cimentação de dolomita e sulfetos no contato com pelito B) Arenito com fratura preenchida por dolomita em sela e porosidade intergranular preenchida por dolomita e pirita, luz natural C) Imagem ERE da fratura com dolomita em sela e pirita na porosidade intergranular D) Contato do arenito com pelito marcada pela precipitação de dolomita ferrosa (seta amarela), e fratura preenchida por dolomita em sela (seta branca), luz natural E) Imagem ERE da dolomita e apatita cimentando arenito F) Fotomicrografia da zona de cimentação composta por dolomita ferrosa e pirita, luz polarizada G) Imagem ERE da dolomita ferrosa e pirita (F11-CX7-49). Abreviações: Ap – Apatita, Dol – Dolomita, Py – Pirita, Qtz – Quartzo.

A percolação dos fluidos hidrotermais também possibilitou a precipitação de carbonatos e fluorcarbonatos ricos em elementos terras raras (Ce, La, Nd) e Y (Tabela 3). Estes ocorrem com hábito fibroradial inclusos na dolomita ferrosa (Fig. 16C), associada à pirita, chamosita e calcita e como cristal prismático incluso na pirita, associada à dolomita ferrosa, calcita-Mn, albita e rutilo, na fácies Agm.



Figura 16- Alteração hidrotermal em amostras de argilitos e siltitos. A) Argilito intensamente cortado por fraturas verticais a subverticais B e C) Argilito com fratura preenchida por dolomita ferrosa, calcita, pirita e fluorcarbonatos ricos em ETR, setas brancas (F11-CX7-47) D) Siltito com precipitação de pirita nos planos de acamamento e fraturas (F11-CX8-51) E) Fotomicrografia do siltito com precipitação de pirita nas fraturas e microporosidades (F11-CX8-50,22) F) Imagem ERE do siltito com ampla precipitação de sulfetos (F11-CX8-51). Abreviações: Cal – Calcita, Dol – Dolomita, Fc – Fluorcarbonatos ricos em ETR, Py – Pirita.

Tabela 3-	Composição	semiquantitativa	dos f	fluorcarbonatos	e carbonatos	ricos	em	ETR	da	área	de	estudo	em
comparaç	ão com valor	proposto para par	isita-O	Ce.									

Elemento	F11-CX7-47	F11-CX7-47,60	Parisita-Ce
С	7,08%	6,13%	6.71%
0	24,78%	32,70%	26.80%
F	4,87%	-	7.07%
Si	0,50%	-	-
Fe	-	1%	-
Ca	22,79%	21,63%	7.46%
Y	3,0%	3,53%	-
La	7,78%	11,62%	23.27%
Ce	20,22%	16,93%	28.69%
Nd	8,98%	6,46%	-
	100	100	100

As rochas intensamente alteradas próximas à intrusão basal a 48,50 m são compostas principalmente por minerais silicáticos como albita, quartzo e K-feldspato e cálcio-silicáticos como a grossulária e almandina, ocorrendo em menor proporção quanto mais afastado. O K-

feldspato ocorre como cristais anédricos nas fraturas associada a calcita-Mn, quartzo, chamosita, pirita, siderita, magnetita, grossulária e almandina (Fig. 17A). A chamosita ocorre com hábito fibroradial inclusa na calcita (Fig. 17B-D). O megaquartzo ocorre incluso nos macrocristais de calcita (>8 mm) (Fig. 17C-E). O K-feldspato também forma uma massa com inclusões de albita, pirita, calcopirita, cobre, quartzo, rutilo, dolomita ferrosa e apatita (Fig. 18A-E).



Figura 17- Zona de intensa alteração hidrotermal. A) Amostra com textura e mineralogia totalmente alterada B) Rocha formada por macrocristais de calcita, quartzo e chamosita, luz natural C e D) Fratura com macrocristais de calcita, quartzo e pirita, luz natural e polarizada respectivamente E) Fratura com macrocristais de calcita e megaquartzo, luz polarizada (F11-CX7-48,50). Abreviações: Cal – Calcita, Chm – Chamosita, Py – Pirita, Qtz – Quartzo.



Figura 18- Amostra de arenito intensamente alterado. A) Amostra de arenito alterado para dolomita quartzo, K-feldspato, albita e sulfetos B) Imagem ERE da zona de precipitação de K-feldspato, com inclusões de dolomita, apatita, rutilo e quartzo C) Imagem ERE da zona de precipitação da dolomita associada ao quartzo e albita D e E) Imagem ERE da zona de precipitação da dolomita, albita e pirita (F11-CX7-48,80). Abreviações: Ab – Albita, Ap – Apatita, Dol – Dolomita, Kfs – feldspato potássico, Py – Pirita, Qtz – Quartzo, Rt – Rutilo, Zrn - Zircão.

A silicificação das rochas carbonáticas é evidenciada pela presença de uma zona de precipitação de chert de ~5 cm na fácies Cm a 23m de profundidade, de coloração marrom (Figura 19A), composta por quartzo microcristalino e esferulitos de calcedônia (Figura 19B). A calcedônia precipita também nas fraturas que cortam a zona de precipitação de *chert*. Esta apresenta zoneamentos e aspecto sujo e está associada ao cimento de calcita (Figura 19C). Cristais de megaquartzo associado à calcedônia preenchem a porosidade vugular (Figura 19D-E). Os cristais euedrais de quartzo substituem os cristais de calcita no contato entre a zona de

precipitação de *chert* com microfácies Cm (Figura 19F), por vezes permanecendo resquícios da calcita.

O megaquartzo ocorre ainda substituindo equinodermas na microfácies Cm, onde apresenta inclusão de esfalerita, ocorre preenchendo parcialmente porosidade vugular junto a drusas de calcita na microfácies Wb e preenche porosidade móldica na microfácies Dm, onde apresenta inclusões de anidrita e barita.



Figura 19- Fotomicrografia das feições de silicificação. A) Contato irregular com a zona de *chert* de cor amarronzada com carbonato B) Esferulitos de calcedônia na matriz de quartzo microcristalino, luz polarizada C) Calcedônia, megaquartzo e calcita preenchendo fratura, luz polarizada D) Megaquartzo e calcedônia (seta preta) preenchendo parcialmente porosidade vugular, luz polarizada E) Megaquartzo preenchendo porosidade vugular, luz polarizada E) Megaquartzo preenchendo porosidade vugular, luz polarizada F) Cristais euedrais de quartzo substituindo matriz carbonática, note as inclusões de calcita nos cristais de quartzo, luz polarizada. Abreviações: Cal – Calcita, Ch – Calcedônia, ChS – Esferulitos de calcedônia, Mqz - Megaquartzo, Qzm – Quartzo microcristalino.

As principais alterações nas rochas basálticas a 37 m de profundidade foram fraturamento hidráulico formando textura brechada (Fig. 20A), com percolação de fluidos e alteração dos clinopiroxênios (Fig. 20B) e precipitação de saponita ferrosa, calcita, clorita e grande quantidade de sulfetos (pirita e calcopirita) nas fraturas (Fig. 20C-E), e nas microporosidades próximas as fraturas (Fig. 20D-G).



Figura 20- Alterações hidrotermais do Basalto. A) Amostra de basalto alterado com textura brechada B) Fotomicrografia da matriz felsitica e microfenocristais de piroxênio alterados, luz polarizada C) Fraturas de calcita associada a pirita, setas brancas, luz polarizada D) Imagem ERE da fratura de calcita com inclusões de pirita E) Imagem ERE da fratura preenchidas com calcita, pirita e calcopirita F) Imagem ERE da pirita e calcita substituindo microfenocristais G) Imagem ERE da pirita, ferrosaponita entre cristais de albita (F11-CX4-37,50). Abreviações: Ab - Albita, Cal - Calcita, Ccp - Calcopirita, Sap-Fe - Ferrosaponita, Py - Pirita.

4.4.6 Geoquímica orgânica

Para o estudo de geoquímica orgânica foram realizadas análise de carbono orgânico total (COT) e pirólise *rock-eval*, em três amostras, uma de carbonato (F1-CX10-48.70) e uma de folhelho negro (F1-CX10-49) do furo 1, a ~ 500 m da intrusão mais próxima observada e uma amostra de carbonato (F11-CX5-39) do furo 11, que ocorre a 1,5 m de uma intrusão de basalto de 75 cm.

As análises das amostras da Formação Itaituba apresentaram valores de COT abaixo de 1% (Tabela 4), sendo o maior valor para amostra de folhelho com 0,7%. Os valores de enxofre total (TS) são igualmente baixos, tanto para a amostra de folhelho (0,30%) e

carbonato distante da intrusão (0,06%), quanto para carbonato próximo à intrusão (0,14%). A relação dos valores de carbono orgânico com enxofre (C/S) mostra uma correlação positiva associado a sedimentos marinhos depositados em água do mar oxigenada com salinidade normal (Raiswell & Berner 1985). Além disso, um teor muito baixo de enxofre (TS <0,2%) sugere uma origem terrestre para a matéria orgânica (Peters *et al.* 2005b), como observado nas amostras de carbonato.

Amostra	СОТ%	S%	S1	S2	S 3	Tmax	IH	IO
F1-CX10-49	0,7	0,30	0,08	0,10	0,14	336,00	14,00	20,00
F1-CX10-48.7	0,27	0,06	0,03	0,03	0,31	308,00	11,00	114,00
F11-CX5-39	0,01	0,14	0,02	0,02	0,3	297,00	200,00	3000,00

Tabela 4- Resultado de Carbono Orgânico Total (COT), quantidade de enxofre total (ST) e Pirólise Rock-Eval.

As amostras obtiveram valores de S1 muito baixos, evidenciando pouca disponibilidade de hidrocarbonetos livres. Os valores de S2 (potencial de geração de hidrocarboneto) são baixos, com maior valor correspondente à amostra de folhelho com 0,10 mg HC/g de rocha, reflexo do baixo teor de carbono orgânico. Os valores baixos de COT da Formação Itaituba contrastam com os valores acima de 1,0% das principais formações consideradas geradoras da Bacia do Amazonas, que são as formações Pitinga, Barreirinha e Curiri. Os folhelhos da Formação Pitinga apresentam teores de COT < 2% e querogênio do tipo II (Gonzaga 2000), a Formação Barreirinha Inferior é composta por folhelhos negros com COT entre 3-8% e querogênio do tipo II ou II/III (Mullins 1988, Gonzaga *et al.* 2000, Tenório 2013, Calderón *et al.* 2017), e Barreirinha Superior é composta por folhelhos com teores de COT entre 1-2%, e querogênio do tipo III ou oxidado (Gonzaga 2000). Os folhelhos da Formação Curiri apresentam valores de COT entre 1-2%, e querogênio do tipo III ou oxidados (Trigüis *et al.* 2005, Garcia 2014, Gonzaga 2000).

Segundo os valores dos Índices de Hidrogênio (IH), calculado pela razão entre S2/COT x 100 e do Índice de Oxigênio (IO), calculado pela razão entre S3/COT x 100, usados para classificação do tipo de querogênio a partir do diagrama tipo Van Krevelen, os valores aqui observados condizem com querogênio tipo IV (Figura 21), gerado a partir de matéria orgânica intensamente oxidada (Espitalié *et al.* 1977, Killops & Killops 2005), reflexo das condições do ambiente de deposição. Os valores anômalos de IH e IO para a amostra F11-CX5-39 são provavelmente reflexos dos valores muito baixos de COT que, por conseguinte, afetam os valores de S1 e S2, muito próximos do limite de detecção do equipamento. Segundo valores do pico de S2 mg HC/g de rocha todas as amostras apresentam valores de S2

menores que 2,0, correspondendo baixo potencial gerador segundo Tissot & Welte (1984). O nível de maturação da matéria orgânica pode ser estimado pela temperatura máxima de pirólise (Tmax) (Espitalié *et al.* 1977). Os valores de Tmax obtidos para as três amostras analisadas foram baixos, inferior a 336°C, indicando que a matéria orgânica passou por uma baixa evolução termal na rocha fonte. Estes valores menores que 435°C indicam matéria orgânica imatura, que gera pouco ou nenhum petróleo (Peters *et al.* 2005a).

Assumindo que a capacidade de geração de óleo ou gás de uma rocha depende da quantidade, tipo e evolução térmica da matéria orgânica durante a história geológica da bacia (Rodrigues 1995), é possível sugerir que a matéria orgânica das amostras de folhelho e carbonatos da Formação Itaituba tanto distante quanto próxima à intrusão, possua teores muito baixos de carbono orgânico, relacionada à matéria orgânica de ambientes essencialmente terrestres oxigenados, passando por uma baixa evolução térmica, portanto, muito pouco das variações do conteúdo orgânico podem ser atribuídas ao efeito da geração e migração de hidrocarbonetos.



Figura 21- Diagrama tipo Van Krevelen das amostras de carbonato e folhelho da Formação Itaituba.

4.5 DISCUSSÃO

4.5.1 Processos diagenéticos

4.5.1.1 Micritização

O processo de micritização é gerado pela ação de algas endolíticas que perfuram os grãos carbonáticos e depois precipitam calcita ou aragonita microcristalina (Bathurst 1966, Margolis & Rex 1971), durante a diagênese marinha, em condições de baixa energia (Flügel 2010). Este processo geralmente ocorre na borda dos grãos, porém quando o processo é muito

intenso pode gerar grãos totalmente micritizados, semelhantes à pelóides (Tucker & Wright 1990), observados na microfácies Gbt.

4.5.1.2 Dissolução

A porosidade secundária nos carbonatos é gerada principalmente pela dissolução de conchas provavelmente de composição aragonítica formando poros móldicos. Sua origem está relacionada à percolação de fluidos subsaturados em relação à fase carbonática, principalmente na diagênese meteórica (Tucker 2001). A formação de porosidade secundária em arenitos é causada pelo processo de descarboxilação térmica da matéria orgânica, liberando grandes quantidades de CO₂, transportados na forma de ácido carbônico, causando a diminuição do pH, e a dissolução parcial do cimento carbonático e do grão feldspático (Moraes & De Ros 1984, Schmidt & McDonald 1979).

4.5.1.3 Neomorfismo

O neomorfismo ocorre geralmente a partir da percolação de águas meteóricas subsaturadas em carbonato de cálcio, durante a diagenêse meteórica, gerando dissolução gradual das conchas aragoníticas e posteriormente precipitação de calcita (Tucker 2001), podendo preservar resquícios das estruturas internas dos bioclastos (Flügel 2010, Tucker & Wright 1990).

4.5.1.4 Cimentação

A cimentação nos carbonatos é gerada a partir da percolação de fluidos supersaturados em relação a fase carbonática (Tucker 2001, Tucker & Wrigth 1990), a mineralogia depende da química da água, principalmente da P_{CO2} , da razão Mg/Ca e da taxa de suprimento de carbonato (Tucker 2001). O cimento sintaxial ocorre com frequência, este é comum tanto na diagênese meteórica, marinha ou de soterramento (Schole & Ulmer-Schole 2003). Nos depósitos estudados esta cimentação estaria relacionada à diagênese de soterramento, devido à ausência de inclusões, comuns em cimentos de ambiente marinho, marinho freático e vadoso conferindo aspecto sujo devido a inclusões (Flügel 2010). O cimento de calcita em mosaico também é frequentemente observado, apresenta bordas não luminescentes, passando para luminescência de cor laranja a amarela para o centro, indicando a passagem de um ambiente oxidante próximo à superfície, onde o Fe²⁺ e o Mn²⁺ permanecem em solução, para um ambiente mais redutor com a continuação do soterramento, onde o Mn²⁺ esta incorporado ao cimento (Hiatt & Pufahl 2014, Machel 1985, Tucker & Wrigth 1990). Nos arenitos maciços a precipitação do sobrecrescimento de quartzo, pode estar relacionadao a fontes de sílica como

dissolução por pressão intergranular dos grãos de quartzo, podendo ter contribuição à alteração de feldspatos, argilominerais ou silicatos magnesianos (Moraes & De Ros 1984), além da dissolução de folhelhos e siltitos adjacentes (Füchtbauer *et al.* 1974, 1983).

4.5.1.5 Compactação

O processo de compactação mecânica pode estar associado à desidratação, redução da porosidade e redução significativa da espessura do sedimento devido ao aumento da sobrecarga durante o soterramento (Flügel 2010, Tucker & Wrigth 1990). Segundo Tucker (2001) à medida que a pressão de sobrecarga aumenta podem ocorrer fraturas de bioclastos e grãos podem tornar-se deformados. A compactação química nos carbonatos é causada pela crescente sobrecarga de sedimentos durante o soterramento acompanhada da dissolução, com o aumento das condições de temperatura e pressão (Flügel 2010). A compactação química nos arenitos é causada pela maior concentração de tensão ao longo dos contatos tangenciais entre os grãos de quartzo (Moraes & De Ros 1984).

4.5.2 Processos hidrotermais

4.5.2.1 Fraturamento e disssolução

O processo de fraturamento hidráulico é gerado pela percolação de fluidos hidrotermais de alta pressão ao longo de fraturas e falhas. As falhas normais se desenvolvem como conseqüência de um aumento na magnitude da tensão diferencial ($\sigma_1 - \sigma_3$) acima do limite crítico nas condições prevalecentes da água dos poros. O acúmulo da solução hidrotermal nas zonas de falha sob pressões maiores que a pressão da água dos poros resulta na extensão das falhas por fraturamento hidráulico. A queda abrupta da pressão da solução hidrotermal quando ocorre o fraturamento causa o rompimento da rocha na qual a solução hidrotermal permeou sob alta pressão, formando brechas angulares (Phillips 1972). A diminuição da pressão do fluido, também leva a auto-vedação do sistema de fraturas pela precipitação de minerais hidrotermais (Sibson 1981), assim como observado ao longo do perfil estudado.

A porosidade na área de estudo pode estar relacionada a fluidos ácidos devido à maturação da matéria orgânica, a redução termoquímica de sulfato e principalmente a fluidos hidrotermais. Muitos autores defendem que a dissolução de carbonatos em ambiente de soterramento profundo pode ser induzida por líquidos ácidos, como o CO₂, H₂S e líquidos ricos em ácidos orgânicos (Biehl *et al.* 2016, Hill 1990, 1995, Jin *et al.* 2009). Nesse sentido, as rochas básicas (Magmatismo Penatecaua) poderiam ter causado uma intensa anomalia

térmica, que por sua vez poderia promover a maturação da matéria orgânica, a produção de ácido orgânico e a redução termoquímica de sulfato (RTS). Como resultado, os ânions ácidos poderiam ficar concentrados nos fluidos hidrotermais, pela mistura da água de formação e os fluidos de origem magmática (Wei *et al.* 2017). No entanto a imaturidade da matéria orgânica na área de estudo, proporcionaria uma geração de porosidade muito incipiente a partir deste processo.

Ehrenberg *et al.* (2012) sugerem que os fluidos ácidos poderiam rapidamente atingir o equilíbrio com os minerais carbonáticos devido à rápida dissolução cinética destes, assim a dissolução em carbonatos ocorreria localmente onde o fluido ácido foi gerado ou injetado. Em condições de soterramento, o fluido basinal tem uma temperatura mais alta, o que leva a uma taxa mais rápida de reação química, mas caracteriza uma velocidade bastante lenta em relação às condições próxima da superfície. Por isso, alguns pesquisadores propuseram que a dissolução generalizada de carbonatos pode ter sido causada por dissolução retrógrada durante a queda de temperatura (Davies & Smith 2006, Jones & Xiao 2006, 2013, Wei *et al.* 2017), essa condição, os líquidos originalmente saturados em carbonato tendem a ser subsaturados em relação aos minerais carbonáticos, causando assim a dissolução. No entanto alguns autores afirmam que o processo de redução termoquímica de sulfato (RTS) no ambiente de soterramento profundo, permite que a porosidade possa ser mantida por um longo tempo geológico devido às altas concentrações de H₂S e CO₂ (Zhu *et al.* 2019, 2020).

Segundo Biehl *et al.* (2016) o aumento significativo da porosidade pode estar associada com a dolomitização de soterramento e a formação de pirita, onde o H₂S derivado da redução termoquímica de sulfato, reage com Fe²⁺ a partir de fluidos ascendentes ricos em ferro, levando à precipitação de pirita e à acidificação das águas de formação. Isso, em combinação com a dolomitização hidrotermal, causou a substituição da matriz de calcita por dolomita, acompanhada por um aumento de 10% a 16% na porosidade em um halo de vários centímetros de largura em torno das fraturas. Segundo Liu *et al.* (2016) a porosidade é gerada pela atividade hidrotermal durante diagênese de soterramento, levando ao aumento da temperatura, condição necessária para que o processo de RTS ocorra. Em ambos os processos a liberação de CO₂ e H₂S aumenta a acidez dos fluidos e, consequentemente, a porosidade e a permeabilidade das rochas.

A porosidade vugular na área de estudo está intimamente associada a zonas próximas a fraturas, indicando sua formação pela percolação de fluidos hidrotermais a partir destes planos, assim como observado em outros depósitos (Davies & Smith 2006, De Luca *et al.* 2017, Packard *et al.* 2001, Wei *et al.* 2017, Zhu *et al.* 2019). Os fluidos hidrotermais geram dissolução, pois geralmente apresentam temperatura e pressão mais alta que os estratos pelos quais o fluido passa e possui abundantes componentes ativos, como CO_2 , CO_3^{2-} , Ca^{2+} , Mg^{2+} e Si. Assim, ao migrar ao longo de falhas para superfície, o fluido hidrotermal perde o equilíbrio físico-químico entre a água de formação e as rochas circundantes e, portanto, causa interações água-rocha significativas (Liu *et al.* 2019), levando a dissolução de carbonatos, precipitação de minerais carbonáticos, recristalização (Zhu *et al.* 2010) e a dolomitização hidrotermal (Davies & Smith 2006, Packard *et al.* 2001, Xu *et al.* 2015). Segundo Xu *et al.* (2015), o aumento da porosidade secundária, relacionada a dolomitização, é gerada pela mistura dos fluidos hidrotermal com fluido de formação. Estes autores relatam ainda que a porosidade aumenta quanto mais distante da intrusão.

Li *et al.* (2020) relacionam a formação de porosidade com a ascenção de magma e uma grande quantidade de fluido de alta temperatura rico em CO_2 liberado a partir do magmatismo, ascendendo ao longo das falhas e fissuras tectônicas, levando ao aumento da atividade hidrotermal e da temperatura, resultando em aumento na pressão parcial e em dissolução dos minerais carbonáticos formados anteriormente (Jin *et al.* 2015).

4.5.2.2 Formação de carbonatos e de fluorcarbonatos ricos em elementos terras raras

A dolomitização pervasiva da matriz na área de estudo está associada à percolação de fluidos hidrotermais, onde a espessura e a extensão da zona de dolomitização seriam influenciadas pelos campos de tensão relacionados às fraturas e falhas e pela porosidade e permeabilidade do carbonato hospedeiro (Davies & Smith 2006). Segundo estes autores o mecanismo de fraturamento hidráulico ativado por falha de Phillips (1972) explicaria a sequência: dolomitização da matriz, seguido pelo processo de brechamento e cimento de dolomita em sela, assim como observado na área de estudo. A dolomita em sela é considerada um produto comum na diagênese tardia e como produto de atividade hidrotermal (Barale *et al.* 2013, Barale *et al.* 2016, Biehl *et al.* 2016, Conliffe *et al.* 2010, Davies & Smith 2006, Hiemstra & Goldstein 2014, Lavoie *et al.* 2005, Lavoie & Chi 2006, Lima & De Ros 2019, Lima *et al.* 2010, Consonni *et al.* 2010, Davies & Smith 2006, Gasparrini *et al.* 2016, Luczaj *et al.* 2010, Consonni *et al.* 2010, Davies & Smith 2006, Gasparrini *et al.* 2006, Luczaj *et al.* 2006) e ácidos (Lima & De Ros 2019), que também favorecem a dissolução, o que leva a formação de porosidade nos carbonatos.

Dados microtermométricos da dolomita em sela indicam temperatura de formação entre 60-150 °C, podendo atingir 190°C, sendo assim, empregada como geotermômetro (Duggan *et al.* 2001, Radke & Mathis 1980, Searl 1989, Matsumoto *et al.* 1988, Qing & Mountjoy 1994). Processos de sulfato-redução na presença de matéria orgânica podem ocorrer a estas temperaturas, induzindo a precipitação de dolomita devido à diminuição do SO_4^{2-} e o aumento da alcalinidade (Tucker & Wright 1990).

A precipitação de calcita se dá com a depleção de Mg, tornando o fluido hidrotermal mais saturado em carbonato de cálcio, as inclusões de fluorita na calcita, na microfácies Cm, pode estar relacionada a alteração metassomática de calcários a partir da reação de HF liberado pela atividade vulcânica com calcita.

O fluorcarbonato rico em elementos terras raras (ETR) parisita pertence ao grupo também conhecido como série bastnäsita, que consiste em quatro minerais: bastnäsita ((La,Y,Ce)CO₃F), synchysita ((Ce,Nd,Y)Ca(CO₃)₂F), parisita ((Ce,La,Nd)₂Ca(CO₃)₃F₂) e rontgenita ((Ce,La)₃Ca₂(CO₃)₅F₃) (Donnay & Donnay 1953). Segundo Donnay & Donnay (1953), na maioria dos casos, os fluorcarbonatos são policristais com intercrescimento sintaxial de duas espécies em contato ao longo de uma superfície irregular ou ao longo de planos paralelos repetidos (0001).

Os fluorcarbonatos ocorrem principalmente em carbonatitos e certos conjuntos de rochas ígneas alcalinas enriquecidas em ETRs (Verplanck 2017). Além de ocorrências magmáticas de bastnäsita, synchysita e parisita em carbonatitos alterados por fluidos hidrotermais tardios (Broom-Fendley *et al.* 2017, Mariano 1989, Manfredi *et al.* 2013, Ngwenia 1994, Ruberti *et al.* 2008) e rochas silicáticas alcalinas, estes também foram comumente encontrados em associações hidrotermais, em amígdalas de basalto (Augé *et al.* 2014), bem como em condições sedimentares autigenas, em bauxitas de depressões cársticas (Maksimović & Pantó 1996), em concreções de siderita em leitos de carvão (Szakáll *et al.* 2002), como alteração hidrotermal da alanita e da apatita em granitos tipo A (Uher *et al.* 2015), observado em veios pegmatíticos (Metz 1985) e em pegmatitos alcalinos (Guastoni *et al.* 2010), além da ocorrência de parisita-La em veios hidrotermais tardios cortando metariolitos (Menzes *et al.* 2018).

A evolução dos ETR durante o reequilíbrio pode ser interpretada como resultado da distribuição seletiva dos ETR mais leves em soluções hidrotermais contendo flúor (Andersen 1987, Ngwenia 1994). Os minerais de ETR que cristalizam a partir desses fluidos de estágio tardio tendem a ser fluorcarbonatos (bastnäsita, parisita e synchysita) e fosfatos (monazita e

apatita) (Verplanck 2017). A natureza rica em F e o conteúdo alto a muito baixo de Ca nas assembleias de fluorcarbonatos ricos em ETR implicam que esses minerais cristalizam a partir de uma solução aquosa rica em F⁻ e variável em Ca com uma alta atividade de $(CO_3)^{2-}$ (Speziale *et al.* 1997). Manfredi *et al.* (2013) observam a ocorrência de parisita-Ce a partir da reação de fluidos mineralizantes com as rochas hospedeira (carbonatitos), levando a partição preferencial dos ETRLs para o fluido na forma de complexo de cloro, sendo a reação favorecida pelo aumento do pH e da atividade do HCO³⁻ e diminuição da atividade do Cl⁻:

$$Ca^{2+} + 2REECl^{2+} + 2HF + 2HCO_3 = CaREE_2(CO_3)_2F_2 + 2H^+ + 2Cl^-$$
(1)

Os ETR também podem ser seletivamente particionado nas soluções hidrotermais como complexos de fluoreto solúvel. As abundâncias relativas de complexos REE-fluoreto e REE-carbonato dependerão fortemente da concentração total de fluoreto em solução em relação ao carbonato, que ocorrerá como $CO_{2(aq)}$, HCO^{3-} ou CO_{3}^{2-} , dependendo do pH (Haas *et al.* 1995). Os minerais carbonáticos ricos em ETR, como synchysita, bastnäsita e parisita, podem se formar em uma ampla faixa de temperatura em condições magmáticas a hidrotermais (Hsu 1992, Williams-Jones & Wood 1992). Metz *et al.* (1985), em análise de inclusões fluidas e dados isotópicos de oxigênio, observaram a formação da assembleia parisita + fluorita + calcita a 400-500°C.

4.5.2.3 Filossilicatos

Estudos detalhados de filossilicatos foram amplamente empregados na identificação de processos hidrotermais (Abad *et al.* 2003, Dudoignon *et al.* 1997, Fulignati *et al.* 1997, Hunter *et al.* 1999, Kemp *et al.* 2005). A saponita pode se formar pela alteração hidrotermal de rochas ultramáficas, de tufos e mais raramente de dolomitos silicosos a temperaturas geralmente abaixo de 150°C, sob condições redutoras (Post 1984, Schiffman & Staudigel 1995, Dill *et al.* 2011), devido ao intemperismo dos silicatos ricos em Mg em perfis do solo em condições climáticas abaixo de 50°C (Wildman *et al.* 1971), pela alteração de basaltos a 70°-130°C (Desprairies *et al.* 1989), em basaltos brechados a 130-170°C (Stackes & O'Neil 1982), durante a alteração de basaltos em diferentes ambientes a 300-500°C (Kristmansdottir 1979; Güven 1988) e acima de 500°C em sistemas experimentais (Kuchta & Fajnor 1988).

Saponita e quantidades variáveis de corrensita e clorita são formadas nos veios tardios causadas pela alteração hidrotermal de margas metamorfoseadas (Abad *et al.* 2003), de calcários argilosos (Kemp *et al.* 2005), de rochas vulcânicas básicas, depositadas a partir de fluidos ascendentes ricos em Mg e de baixo pH, expelidos de rochas marinhas subjacentes

(Garvie & Metcalfe 1997), ou como uma fase hidrotermal retrógrada em zonas de alta permeabilidade de lavas basálticas na presença de fluidos aquecidos, onde sua gênese é favorecida pela influência da infiltração de água marinha, que causa uma diminuição da temperatura (Dudoignon *et al.* 1997). Na área de estudo as origens prováveis seriam a alteração das rochas basálticas e dos *dolomudstones* ao longo de fraturas.

A composição química da saponita de ocorrência natural é altamente variável devido às substituições comuns de Fe^{2+} , Fe^{3+} e Al^{3+} por Mg^{2+} na folha octaédrica (Decarreau & Bonnin 1986), que são acompanhadas por substituições parciais de Al^{3+} e Fe^{3+} por Si⁴⁺ na folha tetraédrica que pode explicar a ocorrência de saponita ferrosa nas fraturas em basaltos e carbonatos na área de estudo. Segundo Baldermann *et al.* (2014) a saponita ferrosa pode ser sintetizada sobre condições hidrotermais redutoras em temperaturas de 60, 120 e 180°C.

Segundo Abad *et al.* (2003), a formação de clorita e corrensita se dá a partir da alteração hidrotermal de rochas vulcânicas básicas (diabásio), onde a circulação de fluidos hidrotermais quentes pela rede de veios nas rochas hospedeiras (margas) próximas à intrusão subvulcânica, produziu um zoneamento de argilominerais ao redor do corpo ígneo. A clorita cristaliza na zona mais próxima da intrusão subvulcânica devido à circulação de fluidos de alta temperatura, favorecidos pela alta permeabilidade na zona mais fraturada e a corrensita é formada na zona mais distante e menos fraturada. A clorita geralmente é formada a ~300°C (Dudoignon *et al.* 1997), enquanto a interestratificação clorita-esmectita (corrensita) se forma a temperaturas de 200-240°C (Kristmanndottir 1979) ou de 200-270°C (Stackes & O'Neil 1982).

Estudos mostraram que a mineralização de talco pode ocorrer em vários cenários geológicos, como a alteração de rochas ultramáficas (Abzalov 1998, Evans 2015), a mistura de fluidos hidrotermais e água do mar em fontes hidrotermais (Yamanaka *et al.* 2013), à alteração hidrotermal de *dolostones* e carbonatos-Mg (Boulvais *et al.* 2006, Hecht *et al.* 1999, Moine *et al.* 1989, Tornos & Spiro 2000). A percolação de fluidos hidrotermais pervasivos ricos em sílica, derivados de fontes, como salmouras de formação profunda ou intrusões de magma (Parnell 1986, García-Ruiz 1998) ou fluidos hidrotermais (Wan *et al.* 2017), podem reagir com a dolomita para formar talco em reservatórios de carbonato, influenciando as propriedades físicas dos reservatórios (McKinley *et al.* 2001, Madrucci *et al.* 2013). Ainda há divergências quanto à temperatura de formação do talco através da reação entre dolomita e um fluido rico em sílica. A reação foi teoricamente calculada para ocorrer em temperaturas acima de 150°C (Holness 1997, Collettini *et al.* 2009, Tornos & Spiro 2000), e menor ou

igual a 200°C (Wan *et al.* 2017), mas a maioria dos estudos mostraram que o talco se forma principalmente entre 250–400°C (Boulvais *et al.* 2006, Hecht *et al.* 1999, Sharma *et al.* 2009).

A origem do talco associado à calcita na área de estudo provavelmente se dá pela reação da dolomita com fluido rico em sílica e H_2O , gerando calcita, talco e liberando CO_2 segundo a reação:

$$3CaMg(CO_3)_2 + 4SiO_2(aq) + H_2O = Mg_3(Si_4O_{10})(OH)_2 + 3CaCO_3 + 3CO_2$$
(2)

4.5.2.4 Silicatos

Os principais silicatos observados foram a albita e o K-feldspato de origem hidrotermal, comumente associado a outros minerais hidrotermais como pirita, calcopirita, cobre e rutilo. A ocorrência desses silicatos causa a alteração da textura primária da rocha, sendo assim difícil o seu reconhecimento.

Dentre os minerais cálcio-silicáticos a grossulária é geralmente encontrada em calcários impuros metamorfoseados termicamente e regionalmente, em rochas que foram submetidas à metassomatismo de cálcio (Kemp *et al.* 2005). Ocorre em margas e folhelhos metamorfoseados e pode resultar da substituição de wollastonita formada anteriormente (Deer *et al.* 1992), pelo metamorfismo de contato causado pela colocação de dique de basalto em calcários (Challis 1992) e de soleiras em margas (Abad *et al.* 2003) e pode ocorrer como produto da reação metamórfica entre os minerais anortita, quartzo e calcita (Tracy & Frost 1991).

Uma grande quantidade de grossulária foi identificada em calcário na proximidade de uma soleira nas exposições em Lón Ostatoin (Ilha de Skye, Escócia), formada pela alteração metassomática localizada, impulsionada pela infiltração de fluidos magmáticos (Barton *et al.* 1991). Grossulária associada a piroxênio pode ocorrer pela alteração metassomática de calcários argilosos e folhelhos, relacionada à colocação de soleiras, e percolação de fluidos magmáticos superaquecidos (Kemp *et al.* 2005). Segundo Bird *et al.* (1984) granadas aparentemente se formam a temperaturas geralmente superiores a 300°C, ocorrendo como idioblastos de granulação fina, preenchendo veios e poros. Tracy & Frost (1991), em experimentos de laboratório com sistemas CaO-Al₂O₃-SiO₂ em fluidos H₂O-CO₂, sugerem que a grossulária anidra pode ser sintetizada em uma ampla faixa de temperaturas (300-900°C). A formação de grossulária na área de estudo está relacionada a alteração metassomática dos *calcimudstones*, a partir da percolação de fluidos hidrotermais, enriquecidos em Ca, e alteração de siltitos e argilitos, tornando os fluidos enriquecidos

também em Si e Al, permitindo a precipitação de grossulária e clorita na microfácies Pb e na zona de alteração próxima à intrusão.

4.5.2.5 Sulfetos

A precipitação de sulfetos a partir de fluidos hidrotermais se dá em temperaturas variando de 100 a 500°C, onde o enxofre pode ter origem em fases segregadas de um magma junto com água ou a partir da lixiviação de sulfetos disseminados nas rochas. A precipitação de sulfetos a partir de fluido hidrotermal é influenciada por quatro parâmetros físico-químicos principais em vários tipos de depósito de minério: temperatura, acidez (pH), salinidade e a fugacidade do enxofre (fO_2 - fS_2). Com aumento da temperatura e da salinidade a maior solubilidade, quanto maior o pH e a H₂S, menor a solubilidade (Fontboté *et al.* 2017).

4.5.2.6 Silicificação

Vários modelos de silicificação foram propostos, como mistura de águas meteóricas e marinhas produzindo um fluido diagenético salobro saturado em relação à sílica (quartzo e opala-CT), mas insaturado em relação à calcita, induzindo assim a substituição de calcário por *chert* (Knauth 1979). Porém este modelo não explica a assembleia mineral de alta temperatura associada ao *chert* e requer elevação e recarga meteórica, as quais não foram observadas na área de estudo. Outro modelo proposto são os depósitos silicosos (*sinter*), que ocorrem em associação com áreas geotermais, relacionadas a pontos quentes continentais intraplaca, falhas transformantes e arcos de ilhas (Hesse 1989). Este modelo propõe que a sílica dissolvida em profundidade a altas temperaturas é reprecipitada (geralmente como opala-A) na superfície devido à rápida supersaturação do fluido como resultado do resfriamento durante a subida ao longo de fraturas. A precipitação em superfície ocorreria próximo da área imediata a ventilação, onde as temperaturas caem abaixo do ponto de ebulição 50 a 93°C (Hesse 1990), porém não foi observado precipitação de opala nas amostras da área de estudo.

O modelo proposto para a área de estudo seria a silicificação como produto de fluidos hidrotermais, sendo este modelo descrito por vários autores (De Luca *et al.* 2017, Lima & De Ros 2019, Lima *et al.* 2020, Packard *et al.* 2001, Poros *et al.* 2017, You *et al.* 2018). Poros *et al.* (2017) também encontram quartzo microcristalino, megaquartzo, dolomita e sulfetos preenchendo porosidade vugular. Packard *et al.* (2001) observam nódulos de *chert* em calcários e You *et al.* (2018) observam dois tipos de silicificação, substituição da matriz por cristais euedrais de quartzo e preenchimento de porosidade vugular e fraturas por quartzo

microcristalino e megaquartzo, principalmente na parte superior da seção, assim como pode ser observado na área de estudo.

Com base na análise de inclusões fluidas e elementos terras raras no quartzo, alguns autores sugeriram que fluidos hidrotermais relacionados à silicificação se originavam de uma mistura de fluido magmático e água de formação (Chen *et al.* 2016, Li *et al.* 2015), onde geralmente a precipitação é produto da diminuição da solubilidade da sílica com a queda da temperatura e do pH (Lima & De Ros 2019), assim como sugerido para área de estudo, levando a precipitação da zona de precipitação de *chert* associada a calcedônia, megaquartzo e cristais euedrais de quartzo. Outra provável fonte de sílica para a área de estudo, além dos fluidos magmáticos e hidrotermais, pode ter sido a alteração das rochas vulcânicas básicas, onde o Si pode ser carreado para a solução.

4.5.3 Sequência dos eventos diagenéticos e hidrotermais

A sequência de processos diagenéticos e hidrotermais que afetaram as rochas carbonáticas e siliciclásticas, sumarizados na figura 22, foi interpretada segundo as relações de contato entre os constituintes deposicionais, diagenéticos e hidrotermais. O primeiro processo diagenético nas rochas carbonáticas foi a micritização de bioclastos em ambiente marinho raso, seguido de dissolução com geração de porosidade secundária móldica, no topo do perfil (23m), ocasionada pela percolação de fluidos subsaturados em relação ao carbonato. A calcitização de conchas e neomorfismo da matriz ocorrem com a passagem de fluidos meteóricos ainda na eodiagênese. O início da mesodiagênese é marcado pela cimentação de dolomita sintaxial nos equinodermas. Com o progressivo soterramento, e o aumento da pressão e temperatura, a compactação mecânica gera deformação de bioclastos e a compactação química leva à formação de planos de dissolução e estilólitos, que concentram fases insolúveis.

Durante o Triássico-Jurássico houve a colocação de diques e soleiras de basalto/diabásio nas rochas da Formação Itaituba, com aumento do gradiente térmico nas rochas circundantes, levando ao fraturamento das rochas permitindo a percolação de fluidos hidrotermais gerados na fase final deste magmatismo. Os fluidos hidrotermais inicialmente a temperaturas elevadas precipitaram grande quantidade de dolomita ferrosa, megaquartzo, calcita, clorita (chamosita), grossulária, almandina, albita, K-feldspato e sulfetos nos arenitos próximos a intrusão (48,80-47,50m) e geraram o fraturamento hidráulico dos argilitos com precipitação de albita, clorita, dolomita ferrosa, calcita, pirita e fluorcarbonatos ricos em ETR (47 m). Com a continuação da ascensão dos fluidos hidrotermais quentes e ácidos houve a

dissolução de carbonatos formando porosidade vugular associada a dolomitização, principalmente de carbonatos próximos a segunda intrusão a 37 m de profundidade.

Com a alteração ao longo das fraturas nos basaltos, os fluidos tornaram-se enriquecidos em Al, Si, Mg, Fe e Ca devido à alteração dos plagioclásios e clinopiroxênios cálcicos (augita rica em Fe). Estes fluidos podem ter contribuído para alteração dos dolomitos e consequentemente ficaram enriquecidos em Mg, levando a precipitação de argilas magnesianas como clorita, corrensita e saponita, principalmente nas bordas das fraturas dos carbonatos e saponita ferrosa nas bordas das fraturas no basalto. Após, com a depleção desses elementos e com a diminuição das temperaturas, ocorre a precipitação de dolomita em sela (com o que ainda havia de Mg no sistema), e depois com a depleção total do Mg precipita calcita enriquecida em Mn, podendo estar associada a apatita e a sulfetos predominantemente pirita e em menor proporção calcopirita, esfalerita e raramente galena e cobaltita nos carbonatos. Nos arenitos, siltitos e argilitos o sulfeto predominante é a pirita.

As fraturas mais para o topo do perfil são preenchidas predominantemente por calcita, clorita (clinocloro), em menor proporção de microcristais de albita e grossulária (32,50 m), onde a grossulária pode ter sido gerada pela alteração metassomática dos carbonatos. A ocorrência de clorita no topo do perfil demonstra que houve um novo enriquecimento em Si, Al e Mg, que também podem ter sido lixiviados dos argilitos e siltitos subjacentes. As fraturas também são preenchidas por calcita, talco e em menor quantidade pirita na profundidade de 29,80 m, onde o talco pode ter se formado pela reação da dolomita com quartzo. Entre 26 e 25,50 m as fraturas são preenchidas por minerais de baixa temperatura como saponita e calcita ou por calcita, talco e quartzo com inclusões de anidrita e barita a 24,5 m. A 23,30 m de profundidade a porosidade vugular nos carbonatos é preenchida apenas por calcita e megaquartzo, sem ocorrência de argilas magnesianas e com os sulfetos ocorrendo em pequenas quantidades. A silicificação é um dos últimos eventos, tornando-se abundante no topo do perfil, relacionada à diminuição da temperatura e da solubilidade do quartzo, contribuindo para precipitação de quartzo microcristalino (chert), esferulitos de calcedônia, megaquartzo que preenche poros e quartzo euedrais substituindo a matriz carbonática. Na porção mais rasa do perfil estudado (23 m) a silicificação ocorre substituindo alguns bioclastos.

Assim pode-se observar que os fatores que influenciaram na distribuição e o tipo de alteração hidrotermal foram a composição das rochas hospedeiras e dos fluidos hidrotermais, a temperatura, a permeabilidade das rochas e o tempo de duração da alteração hidrotermal. A

composição das rochas carbonáticas as torna mais reativas a alteração hidrotermal, sendo os siltitos, argilitos e arenitos menos alterados, atingidos apenas nos planos de fratura e microporosidades próximas a esta, por onde o fluido percola. A composição dos fluidos hidrotermais associada a temperatura também influencia, pois, os fluidos inicialmente a temperaturas mais elevadas e mais ricos em Si, Al, Mg, e Fe levam a precipitação de minerais cálcio-silicáticos (grossulária e almandina), silicáticos ferromagnesianos (clorita, saponita, corrensita) e carbonatos ferromagnesianos (dolomita ferrosa), além de sulfetos, com a queda da temperatura e a depleção dos fluidos em Si, Al, Fe e Mg, precipitam carbonatos mais cálcicos (calcita) e quartzo. A permeabilidade também condiciona a distribuição da alteração, pois quanto mais permeável, como os carbonatos, há maior percolação dos fluidos, e alteração se espalha de forma mais abrangente, quanto mais impermeável às rochas como no caso dos siltitos e argilitos a alteração hidrotermal afeta as partes próximas às fraturas por onde o fluido percola.

Eventos/Processos	Lito- tipo	Eodiageneses (Próximo superfície)	Mesodiageneses (Soterramento)	Hidrotermal
Micritização	Gbt	Condições Marinhas		
Dissolução (poro móldico)	Cm, Wb		Cor	
Calcitização (bioclastos)	Cm,Wb,Pb		eór	
Neomorfismo	Cm,Wb,Pb, Gbt		ões	
Cimento de calcita em mosaico	Pb			
Cimento sintaxial de dolomita	Cm,Wb,Gbt		Sex	
Compactação mecânica	Pb, Gbt			Magmatismo
Compactação química (estilolitização)	Cm,Dm,Wb, Pb,Gbt		S Cessivo	Penatecaua
Fraturamento hidráulico	Cm,Dm,Wb, Pb,Gbt			
Dolomitização da matriz	Dm			
Dissolução (poro vug)	Cm,Dm			
Clorita, corrensita, saponita (fratura)	Dm			
Dolomita em sela (fratura/poro vug)	Dm, Am			
Fluorocarbonato rico em ETRs (fratura)	Agm			
Talco (fratura)	Dm			
Drusa calcita (fratura/poro)	Cm, Dm			
Apatita (fratura/bioclastos)	Dm			
Grossulária (fratura)	Pb			
Pirita/calcopirita/esfalerita Galena (fratura/matriz)	Cm,Dm,Wb, Pb,Agm,Slc, Act,App,Am			
Albita (fratura)	Agm,Pb			·
Rutilo (matriz/fratura)	Dm,Wb, Agm,Slc			
Hematita (fratura)	Cm,Dm			
Quartzo microcristalino	Cm,Pb			
Calcedonia	Cm			
Quartzo euedral	Cm			High -
Megaquartzo (fratura/poro)	Cm,Dm,Wb			8 8 4

Figura 22- Sequência dos eventos diagenéticos e hidrotermais para as rochas carbonáticas e siliciclásticas da Formação Itaituba, borda sul da Bacia do Amazonas (Uruará-PA).
CAPÍTULO 5 CONSIDERAÇÕES FINAIS

A partir da descrição dos testemunhos de sondagem da Formação Itaituba, borda sul da Bacia do Amazonas, foram interpretadas cinco microfácies carbonáticas: *calcimudstone*, *dolomudstone*, *wackestone* bioclástico, *packstone* bioclástico e *grainstone* bioclástico rico em grãos terrígenos, e oito fácies siliciclásticas: argilito maciço, folhelho negro, siltito com laminação cruzada truncada, siltito com laminação cruzada de baixo ângulo, siltito com laminação plano paralela, arenito com estratificação cruzada truncada, arenito com estratificação plano paralela e arenito maciço.

Com auxílio da petrografia, análises de MEV-EDS, DRX e catodoluminescência os principais processos diagenéticos observados que afetaram as rochas carbonáticas foram: micritização, dissolução com formação de porosidade móldica, calcitização dos bioclastos, neomorfismo da matriz e de bioclastos, a cimentação carbonática, compactação mecânica evidenciada por bioclastos deformados e compactação química evidenciada pelos planos de dissolução e estilólitos. Nos arenitos os processos diagenéticos observados foram, sobrecrescimento de quartzo, compactação química, cimentação carbonática e dissolução de feldspatos.

Com a intrusão de rochas vulcânicas básicas do Magmatismo Penatecaua durante Triássico-Jurássico houve a geração e percolação de fluidos hidrotermais originados na fase tardia deste magmatismo, promovendo várias mudanças na textura e mineralogia das rochas carbonáticas, siliciclásticas e no basalto.

Nos arenitos mais próximos a intrusão na base do perfil houve fraturamento formando condutos para os fluidos hidrotermais mineralizantes, levando a precipitação de albita, feldspato potássico, dolomita, sulfetos (pirita e calcopirita) e cobre, alterando bastante os aspectos texturais das rochas. Nos arenitos mais afastados a alteração foi limitada à proximidade de fraturas, onde houve a precipitação de dolomita em sela, calcita associada à pirita e por vezes apatita, não afetando os aspectos texturais primários da rocha.

Ainda próxima a zona de influência da intrusão basal, ocorre uma zona de alteração composta por macrocristais de calcita-Mn, quartzo, chamosita, pirita, siderita, magnetita, feldspato-potássico, grossulária e almandina, obliterando totalmente a textura primária da rocha. Nos siltitos houve grande precipitação de pirita, por vezes com rutilo e apatita associado e em menor quantidade calcita/dolomita ao longo dos planos de acamamento e microporosidades próximas as fraturas. Nos argilitos houve intenso fraturamento hidráulico

com posterior precipitação de albita, clorita, dolomita ferrosa, calcita, pirita e fluorcarbonatos rico em ETR (parisita-Ce?). A alteração hidrotermal também afetou a ocorrência de basalto na parte mais rasa do perfil, levando ao fraturamento com precipitação de ferrosaponita, calcita, pirita e calcopirita.

Os principais processos gerados nas rochas carbonáticas hospedeiras próximas à intrusão foram, fraturamento, dolomitização e a dissolução com intensa formação de porosidade vugular, precipitação de dolomita em sela, drusas de calcita, megaquartzo, em menor proporção, apatita e sulfetos (pirita, calcopirita, esfalerita, galena), preenchendo parcialmente ou totalmente a porosidade. Nas rochas carbonáticas hospedeiras mais afastadas as fraturas são preenchidas essencialmente por calcita, talco, quartzo, ou por calcita e argilominerais saponita, clorita, talco e corrensita, identificadas com análise de DRX. Para o topo do perfil com a queda da temperatura dos fluidos houve a silicificação da matriz e bioclastos, evidenciada pela ocorrência de quartzo microcristalino, esferulitos de calcedônia, e cristais de quartzo euedrais substituindo matriz carbonática e pela precipitação de cimento de calcedônia e megaquartzo preenchendo porosidade vugular.

A partir das análises de carbono orgânico total e pirólise *rock-eval* em amostras de carbonato e folhelho da Formação Itaituba tanto distante quanto próxima à intrusão, possui teores muito baixos de carbono orgânico, relacionada a matéria orgânica de ambientes essencialmente terrestres oxigenados, passando por uma baixa evolução térmica, portanto, muito pouco das variações do conteúdo orgânico podem ser atribuídas ao efeito da geração e migração de hidrocarbonetos, relacionada a intrusões ígneas na área de estudo.

Em resumo, observa-se que a intrusão de rochas basálticas associada à percolação de fluidos hidrotermais na seção estudada, gerou uma mudança significativa da paragênese mineral das rochas encaixantes com relação à distância para a intrusão ígnea que reflete a progressiva diminuição das condições de temperatura com o afastamento das zonas mais aquecidas.

REFERÊNCIAS

Abad I., Jiménez-Millán J., Molina J.M., Nieto F., Vera J.A. 2003. Anomalous reverse zoning of saponite and corrensite caused by contact metamorphism and hydrothermal alteration of marly rocks associated with subvolcanic bodies. *Clays and Clay Minerals*, **51**(5):543-554.

Abzalov M.Z. 1998. Chrome-spinels in gabbro-wehrlite intrusions of the Pechenga area, Kola Peninsula, Russia: emphasis on alteration features. *Lithos*, **43**(3):109–134.

Aires J.R. 1984. *Estudo do vulcanismo básico da bacia do Amazonas*. Rio de Janeiro, Petrobras. CENPES. DIVEX. 64 p. (Relatório Interno).

Almeida F.F.M. & Hasui Y. 1984. *O Precambriano do Brasil*. São Paulo, Ed. Edgard Blucher, 378p.

Almeida F.F.M. 1986. Distribuição regional e relações tectônicas do magmatismo Pós-Paleozoico no Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, **16**(4):325–349.

Altiner D. & Savini R. 1991. *Pennsylvanian foraminifera and carbonate microfacies from the Amazon and Solimões basins*: biostratigraphic, paleoecologic and paleogeographic results. Petrobras, Rio de Janeiro (Internal report).

Altiner D. & Savini R. 1995. Pennsylvanian foraminifera and biostratigraphy of the Amazonas and Solimões Basin (North Brazil). *Revue de Paleobiologie*, **14**(2):417-453.

Alves D.B. & Rodrigues R. 1985. Influência das intrusões ígneas nos folhelhos devonianos da Bacia do Baixo Amazonas. *Revista Brasileira de Geociências*, **15**(2):110-115.

Alves D.B., Eiras J.F., Wanderley-Filho J.R. 2000. ICP-MS melhora a correlação estratigráfica das soleiras de diabásio da bacia do Solimões. *In:* Rio Oil and Gás Expo and Conference, 10, Rio de Janeiro. [*Trabalhos técnicos...*] Rio de Janeiro: Instituto Brasileiro de Petróleo e Gás. 7 p.

Andersen T. 1987. Mantle and crustal components in a carbonatite complex, and the evolution of carbonatite magma: REE and isotopic evidence from the Fen complex, southeast Norway. *Chem. Geol. (Isotope Geosci.)*, **65**:147-166.

Augé T., Bailly L., Wille G. 2014. An unusual occurrence of synchysite-(Ce) in amygdules from the Esterel volcanic rocks, France: implications for rare-earth element mobility. *The Canadian Mineralogist*, **52**:837–856.

Baldermann A., Dohrmann R., Kaufhold S., Nickel C., Letofsky-Papst I., Dietzel M. 2014. The Fe-Mg-saponite solid solution series - a hydrothermal synthesis study. *Clay Minerals*, **49**:391–415.

Barale L., Bertok C., D'Atri A., Domini G., Martire L., Piana F. 2013. Hydrothermal dolomitization of the carbonate Jurassic succession in the Provençal and Subbriançonnais Domains (Maritime Alps, North-Western Italy). *Comptes Rendus Geoscience*, **345**:47–53.

Barale L., Bertok C., Talabani N.S., D'Atri A., Martire L., Piana F., Preat A. 2016. Very hot, very shallow hydrothermal dolomitization: An example from the Maritime Alps (north-west Italy- south-east France). *Sedimentology*, **63**:2037–2065.

Barbosa R.C.M. & Nogueira A.C.R. 2011. Paleoambiente da Formação Prosperança, embasamento neoproterozóico da Bacia do Amazonas. *Revista Brasileira de Geociências*, **41**(1):1-17.

Barton M.D., Ilchik R.P., Marikos M.A. 1991. Metasomatism. *In:* D.M. Kerrick. (ed.). *Contact metamorphism.* Washington, D.C., Mineralogical Society of America, p. 320-350. (Reviews in Mineralogy, 26).

Bathurst R.G.C. 1966. Boring algae, micrite envelopes, and lithification of molluscan biosparites. *Geological Journal*, **5**:15-32.

Biehl B.C., Reuning L., Schoenherr J., Lüders V., Kukla P.A. 2016. Impacts of hydrothermal dolomitization and thermochemical sulfate reduction on secondary porosity creation in deeply buried carbonates: a case study from the Lower Saxony Basin, Northwest Germany. *AAPG Bulletin*, **100**(4):597–621.

Boulvais P., Parseval P., D'Hulst A., Paris P. 2006. Carbonate alteration associated with talcchlorite mineralization in the eastern Pyrenees, with emphasis on the St. Barthelemy Massif. *Mineralogy and Petrology*, **88**(3-4):499–526.

Broom-Fendley S., Brady A.E., Wall F., Gunn G., Dawes W. 2017. REE minerals at the Songwe Hill carbonatite, Malawi: HREE-enrichment in late-stage apatite. *Ore Geology Reviews*, **81**:23–41.

Calderón S.M. 2017. *Geoquímica orgânica da Formação Barreirinha, Devoniano Superior da Bacia do Amazonas, município de Rurópolis, PA*: implicações paleoambientais e avaliação do potencial gerador de hidrocarbonetos. MS Dissertation, Universidade Federal do Pará, Belém, 90p.

Caputo M.V., Rodrigues R., Vasconcelos D.N.N. 1971. *Litoestratigrafia da Bacia do Amazonas*. Rio de Janeiro-Brasília, DF, Petrobras, DEXPRO, 92 p. (Relatório interno).

Caputo M.V., Rodrigues R.E., Vasconcelos D.N.N. 1972. Nomenclatura estratigráfica da Bacia do Amazonas: Histórico e atualização. *In:* SBG, 3° Congresso Brasileiro de Geologia, Belém. *Anais*[...], p. 35-46.

Caputo M.V. 1984. Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology and paleogeography of northern basins of Brazil. Santa Bárbara, Califórnia (EUA). PhD Thesis, Programa de Pós-Graduação em Geologia, Departamento de Ciências da Terra, Universidade da Califórnia, 586p.

Caputo M.V. 2011. Discussão sobre a Formação Alter do Chão e o Alto de Monte Alegre. *In:* Nascimento R.S.C., Horbe A.M.C., Almeida C.M. *Contribuição à geologia da Amazônia*, Manaus, SBG.Núcleo Norte, v.7, p.7-23.

Caputo M.V. 2014. *Bacia do Amazonas*: estratigrafia, tectônica e magmatismo. p. 1-52. Disponível em: https://www.researchgate.net/publication/311193310_BACIA_DO_AMAZO-NAS_ESTRATIGRAFIA_TECTONICA_E_MAGMATISMO. Acesso em: fev. de 2020.

Carozzi A.V., Alves R.J., Castro J.C. 1973. Environmental and synsedimentary tectonic evolution of the paleozoic clastics of the Middle Amazonas basin. Belém, Petrobras. (Rel. interno).

Challis G. A. 1992. Hydrogarnet in contact metamorphosed calcareous sediments, Potikirua Point, Raukumara Peninsula. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, **35**:41-45.

Chen Z.Q. Tazawa J.I., Shi G.R., Matsuda N.S. 2004. Pennsylvanian (Carboniferous) brachiopods from the Itaituba formation of the Amazon basin, Brazil. *Alcheringa*, **28**(2):441-468.

Chen Z.Q., Tazawa J.I., Shi G.R., Matsuda N.S. 2005. Uppermost Mississippian brachiopods from the basal Itaituba formation of the Amazon basin, Brazil. *Journal Paleontology*, **79**(5): 907-926.

Chen H., Lu Z., Cao Z., Han J., Yun L. 2016. Hydrothermal alteration of Ordovician reservoir in northeastern slope of Tazhong uplift, Tarim Basin. *Acta Petrolei Sinica*, **37**(1):43–63 (in Chinese with English abstract).

Choquette P.W. & Pray L.C. 1970. Geologic Nomenclature and Classification of Porosity in Sedimentary Carbonates. *AAPG Bulletin*, **54**(2):207-250.

Collettini C., Viti C., Smith S.A.F., Holdsworth R.E. 2009. Development of interconnected talc networks and weakening of continental low-angle normal faults. *Geology*, **37**(6):567–570.

Conceição J.C.J., Zalán P.V., Dayan H. 1993. Deformações em rochas sedimentares induzidas por intrusões magmáticas: classificação e mecanismos de intrusão. *Boletim de Geociências da Petrobras*, **7**(1):57-91.

Conliffe J., Azmy K., Gleeson S.A., Lavoie D. 2010. Fluids associated with hydrothermal dolomitization in St. George Group, western Newfoundland, Canada. *Geofluids*, **10**:422-437.

Cordani U.G., Neves B.B.B., Fuck R.A., Porto R., Thomaz-Filho A., Cunha F.M.B. 1984. Estudo preliminar de integração do pré-cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. *Petrobras*. Série Ciência Técnica Petróleo. Seção: Exploração de Petróleo, Rio de Janeir, o **15**:67-70.

Cordani U.G., Sato K., Teixeira W., Tassinari C.C.G., Basei M.A.S. 2000. Crustal evolution of the south american plataform. *In:* Cordani U. G., Milani E. J., Thomaz-Filho A., Campos D. A. (eds). *Tectonic evolution of South America*. Rio de Janeiro, 31st International Geological Congress, p. 19-40.

Costa A.R.A. 2002. Tectônica cenozóica e movimentação salífera na Bacia do Amazonas e suas relações com a Geodinâmica das placas da América do Sul, Caribe, Cocos e Nazca. MS Dissertation, Universidade Federal do Pará, Belém, 237p.

Costa J., Vasconcellos E.M.G., Barros C.E.M., Cury L.F., Juk K.F.V. 2012. Petrologia e geoquímica da soleira de Medicilândia, diabásio Penatecaua, PA. *Revista Brasileira de Geociências*, **42**(4):754-771.

Costa M.G.F. 1984. Fácies deposicionais e ambientais de sedimentação da Formação Monte Alegre (Neocarbonífero) na área de Autás Mirim e adjacências, bacia do Médio Amazonas. MS Dissertation, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 90p.

Cunha P.R.C., Gonzaga F.G., Coutinho L.F.C., Feijó F.J. 1994. Bacia do Amazonas, *Boletim de Geociências da Petrobrás*, Rio de Janeiro, **8**(1):47 – 55.

Cunha P.R.C., Melo J.H.G., Silva O.B. 2007. Bacia do Amazonas. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, Rio de Janeiro, **15**(2):227-251.

Daemon R.F. & Contreiras C.J.A. 1971. Zoneamento palinológico da Bacia do Amazonas. *In*: SBG, 25° Congresso Brasileiro de Geologia, São Paulo. *Anais*[...], p. 79-88.

Davies G.R. & Smith L.B.J. 2006. Structurally controlled hydrothermal dolomite reservoir facies: an overview. *AAPG Bulletin*, **90**(11):1641–1690.

Deckart K., Bertrand B., Liégeois J.P. 2005. Geochemistry and Sr, Nd, Pb isotopic composition of the Central Atlantic Magmatic Province (CAMP) in Guyana and Guinea. *Lithos*, **82**(2005):289-314.

Decarreau A. & Bonnin D. 1986. Synthesis and crystallogenesis at low temperature of Fe(III)smectites by evolution of coprecipitated gels: Experiments in partially reducing conditions. *Clay Minerals*, **21**:861-877.

Deer W.A., Howie R.A., Zussman J. 1992. An introduction to the rock-forming minerals - 2nd edition. Longman, Essex, UK.

De Luca V.P.H., Matias H., Carballo J., Sineva D., Pimentel G.A., Tritlla J., Esteban M., Loma R., Alonso J.L.A., Jiménez R.P., Pontet M., Martinez P.B., Vega V. 2017. Breaking barriers and paradigms in presalt exploration: The Pão de Açúcar Discovery (offshore Brazil). *In:* Merrill R.K., Sternbach C.A. (eds.). *Giant fields of the Decade 2000–2010*. AAPG, Memoir 113, p. 177–194.

Desprairies A., Tremblay P., Laloy C. 1989. Secondary mineral assemblages in a volcanic sequence drilled during ODP LEG 104 in the Norwegian Sea. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific results*, **104**:397 409.

Dickson J.A.D. 1965. A modified staining technique for carbonates in thin section. *Nature*, **205**:587.

Dill H.G., Dohrmann R., Kaufhold S. 2011. Disseminated and faultbound autohydrothermal ferroan saponite in Late Paleozoic andesites of the Saar-Nahe Basin, SW Germany: Implications for the economic geology of intermediate (sub)volcanic rocks. *Applied Clay Science*, **51**:226-240.

Donnay G. & Donnay J.D.H. 1953. The crystallography of bastnäsite, parasite, röntgenite and synchysite. *American Mineralogist*, **38**:932-963.

Dudoignon P., Proust D., Gachon A. 1997. Hydrothermal alteration associated with rift zones at Fangataufa Atoll (French-Polynesia). *Bulletin of Volcanology*, **58**:583-596.

Dunham R. 1962. Classification of carbonate rocks according to deposicional texture. *In*: Ham W. (ed). *Classification of carbonate rocks*. Tulsa: AAPG. (Memoir 1). p. 108 – 121.

Duggan J.P., Mountjoy E.W., Stasiuk L.D. 2001. Fault controlled dolomitization at Swan Hills Simonette oil field (Devonian), deep basin west central Alberta, Canada. *Sedimentology*, **48**:301-323.

Eiras J.F., Becker C.R., Souza E.M., Gonzaga F.G., Silva J.G.F., Daniel L.M.F., Matsuda N.S., Feijó F.J. 1994. Bacia do Solimões. *Boletim de Geociências da Petrobras*, **8**(1):17-46.

Eiras J.F., Silva O.B., Matsuda N.S., Hook S.C. 1998. Tapajós river - Amazon basin field trip. *In:* RIO'98 AAPG International Conference & Exhibition, Rio de Janeiro. Virtual field trip to the Amazon Basin. Rio de Janeiro, AAPG–ABGP. (CD-Rom).

Ehrenberg S.N., Walderhaug O., Bjørlykke K. 2012. Carbonate porosity creation by mesogenetic dissolution: reality or illusion? *AAPG Bulletin*, **96**(2):217–225.

Embry A. & Klovan J. 1971. Late Devonian reef tracts on northeastern Banks Islands, Northwest Territories. *Canadian Petrology and Geology Bulletin*, **19**:730-781.

Espitalié J., Laporte J.L., Madec M., Marquis F., Leplat P., Paulet J., Boutefeu A. 1977. Méthode rapide de caractérisation des roches mètres, de leur potentiel pétrolier et de leur degré d'évolution. *Revue de l'Institut français du Pétrole*, **32**(1):23-42.

Espitalié J., Deroo G., Marquis F. 1985. La pyrolise rock-eval et ses aplications. *Rev. Inst. Français Petrol.*, **40**(6):755-784.

Evans D.M. 2015. Metamorphic modifications of the Muremera mafc-ultramafc intrusions, eastern Burundi, and their effect on chromite compositions. *Journal of African Earth Sciences*, **101**:19–34.

Figueiras A.J.M. 1983. *Petrologia dos carbonatos da Formação Itaituba, na região de Aveiro (PA)*. MS Dissertation, Universidade Federal do Pará, Belém, 135p.

Flügel E. 2010. *Microfacies of carbonate rocks analysis, interpretation and application*. Berlin – Germany, Springer Verlag. 921p.

Folk R.L. 1974. Petrology of sedimentary rocks. Austin, TX. Hemphill's Pub., 159p.

Fontboté L., Kouzmanov K., Chiaradia M., Pokrovski G.S. 2017. Sulfide Minerals in Hydrothermal Deposits. *Elements*, **13**(2):97–103.

Füchtbauer H. 1974. Some problems of diagenesis in sandstones. Bull. Centre Rech. Pau, SNPA., 8:391-403.

Füchtbauer H. 1983. Facies controls on sandstone diagenesis. *In*: Parker A. & Sellwood B.W. (eds.). *Sediment diagenesis*. [S.I.], Reichel Publishing Company, p. 269-288.

Fúlfaro V.J. 1965. Conodontes do Calcário Itaituba do Carbonífero do Rio Tapajós, Estado do Pará. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, **14**(1-2):29-40.

Fulignati P., Malfitano G., Sbrana A. 1997. The Pantelleria-Caldera geothermal system: Data from the hydrothermal minerals. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. **75**:251-270.

Galehouse J.S. 1971. Point counting. In: Carver R.E. (ed.). Procedures in sedimentary petrology. New York, Wiley-Interscience, p. 385-407.

Garcia P.H.V. 2014. *Geoquímica orgânica das Formações Ererê, Barreirinha e Curiri (Mese e Neodevoniano) em dois poços na Porção Oeste da Bacia do Amazonas*. MS Dissertation, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Programa de Pós-Graduação em Analise de Bacias e Faixas Móveis, Rio de Janeiro, 130p.

García-Ruiz J.M. 1998. Carbonate precipitation into alkaline silica-rich environments. *Geology*, **26**(9):843–846.

Garvie L.A.J. & Metcalfe R. 1997. A vein occurrence of co-existing talc, saponite, and corrensite, Builth Wells, Wales. *Clay Minerals*, **32**:223-240.

Gasparrini M., Bechstädt T., Boni M. 2006. Massive hydrothermal dolomites in the southwestern Cantabrian Zone (Spain) and their relation to the Late Variscan Evolution. *Marine and Petroleum Geology*, **23**:543–568.

Gonzaga F.G., Gonçalves F.T.T., Coutinho L.F.C. 2000. Petroleum geology of the Amazonas Basin, Brazil: modeling of hydrocarbon generation and migration. *In:* Mello M.R. & Katz B.J. (eds.). *Petroleum Systems of South Atlantic Margins*. AAPG Memoir 73, p. 159–178.

Guastoni A., Kondo D., Nestola F. 2010. Bastnasite-(Ce) and parisite-(Ce) from Mt. Malosa, Malawi. *Gems & Gemology*, **46**:42-47.

Güven N. 1988. Smectites. In: Bailey, S.W. (ed.). Hydrous phyllosilicates (exclusive of micas). Mineralogical Society of America, Washington D.C, p. 497-560. (Reviews in Mineralogy, v. 19).

Haas J.R., Shock E.L., Sassani D.C. 1995. Rare earth elements in hydrothermal system: estimates of standard partial molal thermodynamic properties of aqueous complexes of the rare earth elements at high pressures and temperatures. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **59**:4329-4350.

Hesse R. 1989. Silica diagenesis: origin of inorganic and replacement cherts. *Earth-Science Reviews*, **26**: 253–284.

Hesse R. 1990. Silica diagenesis: origin of inorganic and replacement cherts. *In:* McIlreath I. & Morrow D.W. (eds.). *Diagenesis*. Geological Association of Canada Geoscience Canada Reprint Series, **4**:253–276.

Hecht L., Freiberger R., Gilg H.A., Grundmann G., Kostitsyn Y.A. 1999. Rare earth element and isotope (C, O, Sr) characteristics of hydrothermal carbonates: genetic implications for dolomite-hosted talc mineralization at Gopfersgrun (Fichtelgebirge, Germany). *Chemical Geology*, **155**(1-2):115–130.

Hiatt E.E. & 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, **45**:75–96.

Hiemstra E.J. & Goldstein R.H. 2015. Repeated injection of hydrothermal fluids into downdip carbonates: a diagenetic and stratigraphic mechanism for localization of reservoir porosity, Indian Basin Field, New Mexico, USA. *In*: Agar S.M., Geiger S. (eds.). *Fundamental Controls on Fluid Flow in Carbonates: Current Workflows to Emerging Technologies*. Geological Society, London, Special Publications, **406**:141–177.

Hill C.A. 1990. Sulfuric acid speleogenesis of Carlsbad Cavern and its relationship to hydrocarbons, Delaware Basin, New Mexico. *AAPG Bulletin*, **74**:1685–1694.

Hill C.A. 1995. H₂S-related porosity and sulfuric acid oil-field karst. *In*: Budd D.A., Saller A. H., Harris P.M. (eds.). *Unconformities and porosity in carbonate strata*. AAPG Memoir, **63**:301–306.

Holness M.B. 1997. Fluid flow paths and mechanisms of fluid infiltration in carbonates during contact metamorphism: the beinn an Dubhaich aureole, skye. *Journal of Metamorphic Geology*, **15**(1):59–70.

Hsu L.C., 1992. Synthesis and stability of bastnaesites in a part of the system (Ce, La)–F–H–C–O. *Mineralogy and Petrology*, **47**:87–101.

Hunter A.G., Kempton P.D., Greenwood P. 1999. Low temperature fluid-rock interaction an isotopic and mineralogical perspective of upper crustal evolution, eastern flank of the Juande-Fuca ridge (Jdfr), ODP Leg-168. *Chemical Geology*, **155**:3-28.

Issler R.S., Andrade A.R.F., Montalvão R.M.G., Guimarães G., Silva G.G., Lima M.I.C. 1974. Geologia da folha SA.22 Belém. *In:* Brasil. Departamento Nacional de Produção Mineral. *Projeto RADAMBRASIL*. Rio de Janeiro, DNPM. 5:1-60.

Jin Z., Zhu D., Hu W., Zhang X., Zhang J., Song Y. 2009. Mesogenetic dissolution of the middle Ordovician limestone in the Tahe oilfield of Tarim basin, NW China. *Marine and Petroleum Geology*, **26**(6):753–763.

Jin Q., Mao J., Du Y., Huang X. 2015. Fracture filling mechanisms in the carbonate buriedhill of Futai Oilfield in Bohai Bay Basin, East China. *Petroleum Exploration and Development*, **42**(4):454–462. Jones G.D. & Xiao Y. 2006. Geothermal convection in the Tengiz carbonate platform, Kazakhstan: reactive transport models of diagenesis and reservoir quality, *AAPG Bulletin*, **90**(8):1251–1272.

Jones G.D. & Xiao Y. 2013. Geothermal convection in South Atlantic subsalt lacustrine carbonates: developing diagenesis and reservoir quality predictive concepts with reactive transport models, *AAPG Bulletin*, **97**(8):1249–1271.

Kemp S.J., Rochelle C.A., Merriman R.J. 2005. Back-reacted saponite in Jurassic mudstones and limestones intruded by a Tertiary sill, Isle of Skye. *Clay Minerals*, **40**:263-282.

Killops S.D. & Killops V.J. 2005. Introduction to organic geochemistry. [S.l.], Blackwell Publishing company, 393p.

Knauth L.P. 1979. A model for the origin of chert in limestone. Geology, 7:274–277.

Kristmansdottir H. 1979. Alteration of basaltic rocks by hydrothermal activity at 100-300°C. *Proceedings of the International Clay Conference*, Oxford, 359-367p.

Kuchta L'. & Fajnor V.S. 1988. Optimal conditions for hydrothermal synthesis of saponite. *Chemistry Papers*, **42**:339-345.

Lavoie D., Chi G., Brennan-Alpert P., Desrochers A., Bertrand R. 2005. Hydrothermal dolomitization in the Lower Ordovician Romaine Formation of the Anticosti Basin: significance for hydrocarbon exploration. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, **53**:454–472.

Lavoie D. & Chi G. 2006. Hydrothermal dolomitization in the Lower Silurian La Vieille Formation in northern New Brunswick: geological context and significance for hydrocarbon exploration. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, **54**(4):380-395.

Lemos V.B. 1990a. *Assembleia de conodontes do carbonífero da Bacia do Amazonas*. PhD Thesis, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 259p.

Lemos V.B. 1990b. Upper carboniferous conodonts from the Amazon and Solimões Basins, Brazil. *In*: Latin American Conodont Symposium, 1, Project 271, Córdoba, AR, 1990. *Resumenes*. ANC, Cordoba, p. 105-106.

Lemos V.B. 1992a. Conodontes do Carbonífero das Bacias do Amazonas e Solimões. Taxonomia - Parte I. *Pesquisas*, **19**(1):75-93.

Lemos V.B. 1992b. Conodontes do Carbonífero das Bacias do Amazonas e Solimões. Taxonomia - Parte II. *Pesquisas*, **19**(2):120-131.

Lemos V.B. & Medeiros R.A. 1996. O limite Morrowano/Atokano na Bacia do Amazonas, Brasil, com base em conodontes. *Boletim de Geociências da Petrobras*, **10**(1-4):165-173.

Lemos V.B. & Scomazzon A.K. 2001. Carboniferous biochronostratigraphy of the Amazonas Basin, Brazil, based on conodonts. *Ciência Técnica Petróleo*. Seção Exploração de Petróleo, **20**:131-138. (Workshop Correlação de Sequências Paleozóicas Sul-Americanas).

Li Y., Ye N., Yuan X., Huang Q., Su B., Zhou R. 2015. Geological and geochemical characteristics of silicified hydrothermal fluids in Well Shunnan 4, Tarim Basin. *Oil & Gas Geology*, **36**(6):934–944 (in Chinese with English abstract).

Li J., Wei P., Shi L., Chen G., Peng W., Sun S., Zhang B., Xie M., Hong L. 2020. Fluid interaction mechanism and diagenetic reformation of basement reservoirs in Beier Sag, Hailar Basin, China. *Petroleum Exploration and Development*, **47**(1):46–58.

Lima B.E.M. & De Ros L.F. 2019. Deposition, diagenetic and hydrothermal processes in the Aptian Pre-Salt lacustrine carbonate reservoirs of the northern Campos Basin, offshore Brazil. *Sedimentary Geology*, **383**:55-81.

Lima B.E.M., Tedeschi L.R., Pestilho A.L.S., Santos R.V., Vazquez J.C., Guzzo J.V.P., De Ros L.F. 2020. Deep-burial hydrothermal alteration of the Pre-Salt carbonate reservoirs from northern Campos Basin, offshore Brazil: Evidence from petrography, fluid inclusions, Sr, C and O isotopes. *Marine and Petroleum Geology*, **113**:1-25.

Linsser H. 1958. Interpretation of regional gravity anomalies in the Amazonas area. Rio de Janeiro: PETROBRAS. DEPEX, Relatório Interno, 8 p.

Liu Q., Zhu D., Jin Z., Liu C., Zhang D., He Z. 2016. Coupled alteration of hydrothermal fluids and thermal sulfate reduction (TSR) in ancient dolomite reservoirs – An example from Sinian Dengying Formation in Sichuan Basin, southern China. *Precambrian Research* **285**: 39-57

Liu Q., Zhu D., Meng Q., Liu J., Wu X., Zhou B., Fu Q., Jin Z. 2019. The scientific connotation of oil and gas formations under deep fluids and organicinorganic interaction. *Science China Earth Sciences*, **62**(3):507–528.

Luczaj J.A., Harrison W.B., Williams N.S. 2006. Fractured hydrothermal dolomite reservoirs in the devonian dundee formation of the central Michigan basin. *AAPG Bulletin* **90**(11): 1787–1801.

Machel H.-G. 1985. Cathodoluminescence in calcite and dolomite and its chemical interpretation. *Geoscience Canada*, **12**(4):139–147.

Madrucci V., Anjos C.W.D.D., Spadini R.A., Alves D.B., Anjos S.M.C. 2013. Authigenic magnesian clays in carbonate reservoirs in Brazil. *In*: 15° International Clay Conference, Rio de Janeiro. *Anais*[...]. Disponível em: file:///C:/Users/Casa/Downloads/932-Madruccietal.2013.pdf. Acesso em: fev. 2019.

Maksimović Z.J., Pantó Gy. 1996. Authigenic rare earth minerals in karst-bauxites and karstic nickel deposits. *In:* Jones A.P., Wall F., Williams C. T. (eds.). *Rare earth minerals. Chemistry, origin and ore deposits.* London, Chapman & Hall, p. 257–279. (The Mineralogical Society Series 7).

Manfredi T.R., Neto A.C.B., Pereira V.P., Barbanson L., Schuck C. 2013. The parisite-(Ce) mineralization associated with the Fazenda Varela carbonatite (Correia Pinto, SC). *Pesquisas em Geociências*, **40**(3):295-307.

Margolis S. & Rex R.W. 1971. Endolithic algae and micrite envelope formation in Bahamian oölites as revealed by Scanning Electron Microscopy. *Geological Society of America Bulletin*, **82**:843-852.

Mariano A.N. 1989. Nature of economic mineralization in carbonatites and related rocks. *In:* Bell K. (ed.). *Carbonatites*: genesis and evolution. London, Unwin Hyman, p. 149–176.

Marzoli A., Renne P.R., Piccirillo E.M., Ernesto M., Bellieni G., De Min A. 1999. Extensive 200-million-year-old continental flood basalts of the central atlantic magmatic province. *Science*, **284**:616-618.

Matsuda N.S. 2002. Carbonate sedimentation cycle and origin of dolomite in the Lower Pennsylvanian intracratonic Amazon basin – Northern, Brazil. Phd Thesis, Department of Earth & Planetary Science. University of Tokyo, Tokyo, Japan. 231p.

Matsuda N.S., Dino R., Wanderley-Filho J.R. 2004. Revisão litoestratigráfica do Grupo Tapajós, Carbonífero Médio – Permiano da Bacia do Amazonas. *Boletim de Geociências da Petrobras*, **12**(2):435-441.

Matsuda N.S., Winter W.R., Wanderley-Filho J.R., Cacela A.S.M. 2010. O Paleozoico da borda sul da Bacia do Amazonas, Rio Tapajós - Estado do Pará. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, **18**(1):123-152.

Matsumoto R., Iijima, A., Katayama T. 1988. Mixed-water and hydrothermal of the Pliocene Shirahama Limestone, Izu Peninsula, central Japan. *Sedimentology*, **35**:979-998.

McHone J.G., 2000. Non-plume magmatism and tectonics during the opening of the central Atlantic Ocean. *Tectonophysics*, **316**:287–296.

McKinley J.M., Worden R.H., Ruffell A.H. 2001. Contact diagenesis: the effect of an intrusion on reservoir quality in the Triassic Sherwood Sandstone Group, Northern Ireland. *Journal of Sedimentary Research*, **71**(3):484–495.

Melo J.H.G. & Loboziak S. 2003. Devonian-Early Carboniferous miospore bioestratigraphy of the Amazon Basin, Northen Brazil. *Review of Paleobotany and Palinology*, **124**(3-4):131-202.

Menezes-Filho, L. A.D., Chaves M.L.S.C., Chukanov N.V., Atencio D., Scholz R., Pekov I., Costa G.M., Morrison S.M., Andrade M.B., Freitas E.T.F., Downs R.T., Belakovskiy D.I. 2018. Parisite-(La), ideally CaLa₂(CO₃)₃F₂, a new mineral from Novo Horizonte, Bahia, Brazil. *Mineralogical Magazine*, **82**(1):133-144.

Metz M.C., Brookins D.G., Rosenberg P.E., Zartman R.E. 1985. Geology and geochemistry of the Snowbird deposit, Mineral County, Montana. *Economic Geology*, **80**:394-409.

Milani E.J. & Zalán P.V. 1998. The geology of Paleozoic cratonic basins and Mesozoic interior rifts of Brazil. (Brazilian Geology Part 1). *In:* AAPG International Conference & Exhibition, American Association of Petroleum Geologists, Associação Brasileira de Geólogos de Petróleo, *Short Course Notes*, Rio de Janeiro, Brasil.

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

Milani E.J. & Thomaz-Filho A. 2000. Sedimentary basins of South America. *In:* Cordani U. G., Milani E.J., Thomaz-Filho A., Campos D. A. (eds.). *Tectonic evolution of South America*. Rio de Janeiro, 31st International Geological Congress, p. 389-449.

Mizusaki A.M.P., Anjos S.M.C., Wanderley-Filho J.R., Silva O.B., Costa M.G.F., Peres M.P., Kawashita K. 1990. Datação K/Ar de ilitas diagenéticas. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, **4**(3): 237-251.

Mizusaki A.M.P. & Thomaz-Filho A. 2004. O magmatismo pós-paleozóico no Brasil. *In*: Mantesso-Neto V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Brito-Neves B.B.B. (orgs.). *Geologia do Continente Sul-americano*: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo, Beca, p. 281-291.

Moine B., Fortune J.P., Moreau P. Viguier F. 1989. Comparative mineralogy, geochemistry, and conditions of formation of two metasomatic talc and chlorite deposits: Trimouns, Pyrenees, France, and Rabenwald, eastern Alps, Austria. *Economic Geology*, **84**(5):1398–1416.

Montalvão R.M.G. & Oliveira A.S. 1975. *Geologia braquianticlinal de Monte Alegre e da Rodovia Monte Alegre – Prainha*. Belém, Projeto Radam Brasil, 409 p.

Moraes M.A.S. & De Ros L.F. 1984. Sequência diagenética em arenitos: uma discussão inicial. *In:* SBG, 33° Congresso Brasileiro de Geologia. Rio de Janeiro. *Anais*[...]. p. 897-899.

Moutinho L.P. 2006. Assinaturas tafonômicas dos invertebrados da Formação Itaituba – aplicação como ferramenta de análise estratigráfica e paleoecológica na seção Pensilvaniana aflorante na porção sul da Bacia do Amazonas, Brasil. PhD Thesis, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 346p.

Moutinho L.P., Nascimento S., Scomazzon A.K., Lemos V.B. 2016a. Trilobites, scolecodonts and fish remains occurrence and the depositional paleoenvironment of the upper Monte Alegre and lower Itaituba formations, Lower – Middle Pennsylvanian of the Amazonas Basin, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **72**:76-94.

Moutinho L.P., Scomazzon A.K., Nascimento S., Lemos V.B. 2016b. Taphofacies of Lower-Middle Pennsylvanian marine invertebrates from the Monte Alegre and Itaituba formations, part of the outcropped marine sequence of the Tapajós Group (Southern Amazonas Basin, Brazil) – Regional Palaeoecological models. *Journal of South American Earth Sciences*, **70**:83-114.

Mullin R.P. 1988. Maturation model for middle Amazon Basin, Brazil. *In:* SBG 25° Congresso Brasileiro de Geologia, Belém, Pará. *Resumos Expandidos*. v. 6, p. 2457–2471.

Nascimento S., Scomazzon A.K., Moutinho L.P., Lemos V.B., Matsuda N.S. 2005. Conodont Biostratigraphy of the Lower Itaituba Formation (Atokan, Pennsylvanian), Amazonas Basin, Brazil. *Revista Brasileira de Paleontologia*, **8**(3):193-202.

Nascimento S. 2008. *Conodontes e a cronoestratigrafia da base da seção Pensilvaniana, na região de Itaituba, Porção Sul da Bacia do Amazonas, Brasil.* PhD Thesis, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 246p.

Nascimento S., Smaniotto L.P., Souza P.A., Lemos V.B., Scomazzon A.K. 2009. Biochronostratigraphy (conodonts and palynology) from selected strata of the Itaituba Formation (Pennsylvanian of the Amazonas Basin) at Itaituba, Pará State, Brazil. *Pesquisas em Geociências*, **36**:37-47.

Nascimento S., Lemos V.B., Scomazzon A.K., Matsuda N.S., Silva C.P. 2010a. First occurrence of Ellisonia, Gondolella and Ubinates (Conodonts) in Itaituba formation, Pennsylvanian of Amazonas Basin, Brazil. *Gaea* (Online), **2**:56-62.

Nascimento S., Scomazzon A.K., Lemos V.B., Moutinho L.P., Matsuda N.S. 2010b. Bioestratigrafia e Paleoecologia com base em conodontes em uma seção de carbonatos marinhos do Pensilvaniano inferior, Formação Itaituba, borda sul da Bacia do Amazonas, Brasil. *Pesquisa em Geociências*, **3**:243-256.

Neis P.A., 1996. Resultados biocronoestratigráficos das associações de Conodontes da Formação Itaituba, Carbonífero Superior (Pensilvaniano), da Bacia do Amazonas. MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 138p.

Nemčok M. 2016. *Rifts and passive margins*: structural architecture, thermal regimes and petroleum systems. [S.l.], Cambridge University Press, 607p.

Neves C.A.O., Campos J.N.P., Arana J., Teixeira L.B., Rodrigues R., Triguis J.A. 1989. *Integração geológica e exploratória da Bacia do Amazonas*. Belém, Petrobras. (Relatório Interno).

Ngwenya B.T. 1994. Hydrothermal rare earth mineralization in carbonatites of the Tundulu complex, Malawi: processes at the fluid/rock interface. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **58**(9): 2061-2072.

Nunn J.A. & Aires J.R. 1988. Gravity anomalies and flexure of the lithosphere at the middle Amazon basin, Brasil. *Journal of Geophysical Research*, Washington, **93**(1): 415-428.

Packard J.J., Al-Aasm I.S., Samson I., Berger Z., Davies J., 2001. A Devonian hydrothermal chert reservoir: the 225 bcf Parkland field, British Columbia, Canada. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **85**(1):51–84.

Parnell J. 1986. Devonian Magadi-type cherts in the Orcadian Basin, Scotland. *Journal of Sedimentary Petrology*, **56**(4):495–500.

Peters K.E., Walters C.C., Moldowan J.M. 2005a. *The biomarker guide: biomarkers and isotopes in the environment and human history*. Cambridge versity Press, 2 ed. v.1, 492p.

Peters K.E., Walters C.C., Moldowan J.M. 2005b. *The biomarker guide: biomarkers and isotopes in the environment and human history*. [S.I.], Cambridge versity Press, 2 ed. v.2. 700p.

Phillips W.J., 1972. Hydraulic fracturing and mineralization: *Journal of the Geological Society* (London), **128**:337–359.

Playford G. & Dino R. 2000a. Palynostratigraphy of upper Paleozoic strata (Tapajós Group), Amazonas Basin, Brazil: Part one. *Paleontographica Abteilung B*, **255**:1-46.

Playford G. & Dino R. 2000b. Palynostratigraphy of upper Paleozoic strata (Tapajós Group), Amazonas Basin, Brazil: Part two. *Paleontographica Abteilung B*, **255**:87-145.

Poros Z., Jagniecki, E., Luczaj J., Kenter J., Gal B., Correa T.S., Ferreira E., McFadden K.A., Elifritz A., Heumann M., Johnston M., Matt V. 2017. *Origin of silica in Pre-Salt carbonates, Kwanza Basin, Angola.* Houston, Texas, USA, American Association of Petroleum Geologists Annual Convention and Exhibition.

Post J.L. 1984. Saponite from near Ballarat, California. *Clays and Clay Minerals*, **32**(2):147-153.

Qing H. & Mountjoy E.W. 1994. Formation of coarsely crystalline, hydrothermal dolomite reservoirs in the Presqu'ile Barrier, Western Canada Sedimentary Basin. *AAPG Bulletin*, Tulsa, **78**(1):55-77.

Radke B.M. & Mathis R.L. 1980. On the formation and occurrence of saddle dolomite. *Journal of Sedimentary Petrology*, Tulsa, **50**(4):1149-1168.

Raiswell R. & Berner R.A. 1985. Pyrite formation in euxinic and semi-euxinic sediments. *American Journal of Science*, **285**:710-724.

Rodrigues R. 1995. Geoquímica Orgânica na bacia do Parnaíba. *Revista Brasileira de Geociências*, **25**:145-146.

Ruberti E., Enrich G.E.R., Gomes C. B., Comin-Chiaramonti P. 2008. Hydrothermal REE fluorcarbonate mineralization at Barra do Itapirapuã, a multiple stockwork carbonatito, southern Brazil. *The Canadian Mineralogist*, **46**:901-914.

Santos T.B., Mancini F., Rostirolla S.P., Barros C.E.M., Salamuni E. 2011. Registro de deformação pós-paleozóica na Bacia do Amazonas, região de Itaituba (PA). *Revista Brasileira de Geociências*, **41**(1):95-107.

Schiffman P. & Staudigel H. 1995. The smectite to chlorite transition in a fossil seamount hydrothermal system: the Basement Complex of La Palma, Canary Islands. *Journal of Metamorphic Geology*, **13**:487-498.

Schmidt V. & McDonald D.A. 1979. The role of secondary porosity in the course of sandstone diagenesis. *In:* Scholle P.A. & Schluger P.R. (eds). *Aspects of diagenesis*. SEPM Spec. Pub. **26**:175-207.

Scholle P.A. & Ulmer-Scholle D.S. 2003. A colour guide to the petrography of carbonate rocks: grains, textures, porosity, diagenesis. Tulsa, AAPG Memoir, 461p.

Scomazzon A.K. 2004. Estudo de conodontes em carbonatos marinhos do Grupo Tapajós, Pensilvaniano inferior a médio da Bacia do Amazonas com aplicação de isótopos de Sr e Nd neste intervalo. PhD Thesis, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 294p.

Scomazzon A.K. & Lemos V.B. 2005. Diplognathodus occurrence in the Itaituba Formation, Amazonas Basin, Brazil. *Revista Brasileira de Paleontologia*, **8**(3):203-208.

Scomazzon A.K., Moutinho L.P., Nascimento S., Lemos V.B., Matsuda N.S. 2016. Conodont biostratigraphy and paleoecology of the marine sequence of the Tapajós Group, Early-Middle Pennsylvanian of Amazonas Basin, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **65**:25-42.

Searl A. 1989. Saddle dolomite: a new view of this nature and origin. *Mineralogical Magazine*, Twickenham, **53**:547-555.

Sharma R., Joshi P., Pant P.D. 2009. The role of fluids in the formation of talc deposits of Rema area, Kumaun Lesser Himalaya. *Journal of the Geological Society of India*, **73**(2):237–248.

Sibson R.H. 1981. Fluid flow accompanying faulting: field evidence and models. *In:* Simpson D.W., Richards P.G. (eds). *Earthquake prediction*: an international review. American Geophysical Union, Maurice Ewing Series. **4**:593–603.

Silva O.B. 1996. Ciclicidade sedimentar no Pensilvaniano da Bacia do Amazonas e o controle dos ciclos de sedimentação na distribuição estratigráfica dos conodontes, fusulinídeos e palinomorfos. PhD Thesis, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 331p.

Silva O.B. 1987. *Análise da Bacia do Solimões*: revisão litoestratigráfica, magmatismo e geoquímica. MS Dissertation, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 177p.

Silva E.F., Pinto M.B., Peregovich B.G., Brenner W.W. 2014. Petrologia do diabásio Penatecaua, soleira de Rurópolis, Pará, Brasil. *Comunicações Geológicas*, **101**:213-216.

Silva P.A.S. 2014. Paleoambiente e diagênese da Formação Itaituba, carbonífero da Bacia do Amazonas, com base em testemunho de sondagem, região de Uruará, Pará. MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém. 77p.

Silva P.A.S., Afonso J. W. L., Soares J. L., Nogueira A.C.R. 2015. Depósitos de plataforma mista, Neocarbonífero da Bacia do Amazonas, região de Uruará, estado do Pará. *Revista Geologia USP, Série cientifica*, **15**(2):79-98p.

Silva P.A.S. 2019. O mar epicontinental Itaituba na região central da Bacia do Amazonas: paleoambiente e correlação com os eventos paleoclimáticos e paleoceanográficos do carbonífero. PhD Thesis, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 138p.

Smaniotto L.P. 2010. Palinologia de um perfil aflorante da Formação Itaituba (Pensilvaniano Superior, Bacia do Amazonas) em Itaituba, Pará, Brasil. MS Dissertation, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 73p.

Speziale S., Censi P., Comin-Chiaramonti P., Ruberti E., Gomes C.B. 1997. Oxygen and Carbon isotopes in the Barra do Itapirapuã and Mato Preto carbonatites (southern Brazil). *Mineral. Petrogr. Acta*, **40**:137-157.

Sousa E.S. 2019. *Microfácies e diagênese dos carbonatos da Formação Itaituba, borda norte da Bacia do Amazonas, município de Urucará (AM)*. MS Dissertation, Universidade Federal do Amazonas, Amazonas, 86p.

Stackes D.S. & O'Neil J.R. 1982. Mineralogy and stable isotope geochemistry of hydrothermally altered oceanic rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, **57**:285-304.

Strecksein A. 1975. Classification e nomenclature of volcanic rock, lamprophyros, carbonatites and melilitic rock. Classification and nomenclature recommended by the Subcommission on the Systematic of Igneous Rocks (IUGS). Neues jarbuch fur mineralogy. *Abhandlungen*, **134**:1-14.

Szakáll S., Udubaşa G., Ďuďa R., Kvasnytsya V., Koszowska E., Novák M. 2002. *Minerals of the Carpathians*. Granit, Prague, 480p.

Tenório M.F. 2013. Avaliação do potencial gerador e caracterização de biomarcadores em afloramentos rochosos do Vale do Rio Tapajós, Borda Sul da Bacia do Amazonas. MS Dissertation, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Programa de Pós-Graduação em Engenharia Civil, COPPE, 188p.

Tissot B.P. & Welte D.H. 1984. *Petroleum formation and occurrence*. 2° ed. Berlin, Springer-Verlag, 699p.

Thomaz-Filho A., Cordani U. G., Marino O. 1974. Idades K-Ar de rochas basálticas da Bacia Amazônica e sua significação tectônica regional. *In*: SBG, 6° Congresso Brasileiro de Geologia, Porto Alegre. *Anais*[...] p. 273-278.

Thomaz-Filho A., Mizusaki A.M.P., Milani E.J., Cesero P. 2000. Rifting and magmatism associated with the South América and Africa break up. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**(1):017–019.

Thomaz-Filho A., Mizusaki A.M.P., Antonioli L. 2008a. Magmatism and petroleum exploration in the Brazilian Paleozoic basins. *Marine and Petroleum Geology*, **25**(2):143-151.

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

Tornos F. & Spiro B.F. 2000. The geology and isotope geochemistry of the talc deposits of Puebla de Lillo (Cantabrian zone, northern Spain). *Economic Geology*, **95**(6):1277–1296.

Tracy R.J. & Frost B.R. 1991. Phase equilibria and thermobarometry of calcareous, ultramafic and mafic rocks, and iron formations. *In*: Kerrick D.M. (ed.). *Contact metamorphism*. Washington, D.C., Mineralogical Society of America, p.207-280. (Reviews in Mineralogy, 26).

Trigüis J.A., Rodrigues R., Souza E. 2005. Estratigrafia Química da Seção Tipo da Formação Barreirinha (Devoniano Superior), Bacia do Amazonas-Brasil. *In:* 3° Congresso Brasileiro de Pesquisa e Desenvolvimento em Petróleo e Gás, Salvador. *Resumos Expandidos*. p. 1–4.

Tucker M. & Wright V.P. 1990. *Carbonate sedimentology*. Oxford: Blackwell Scientific Publications, 482p.

Tucker M.E. 2001. *Sedimentary petrology*: an introduction to the origin of sedimentary rocks. 3 ed. London, Blackwell Science, 135p.

Uher P., Ondrejka M., Bačík P., Broska I., Konečný P. 2015. Britholite, monazite, REE carbonates, and calcite: Products of hydrothermal alteration of allanite and apatite in A-type granite from Stupné, Western Carpathians, Slovakia. *Lithos*, **236–237**:212–225.

Verplanck P.L. 2017. The role of fluids in the formation of rare earth element deposits. *Proceedia Earth and Planetary Science*, **17**:758 – 761.

Vitali F., Blanc G., Larque P., Duplay J., Morvan G. 1999. Thermal diagenesis of clay minerals within volcanogenic material from the Tonga Convergent Margin. *Marine Geology*, **157**:105-125.

Walker R.G. & James N.P. (eds). 1992. *Facies models response to sea level change*. [S.I.], Geological Association of Canadá, 407p.

Wanderley-Filho J.R. 1991. Evolução estrutural da Bacia do Amazonas e sua relação com o embasamento. MS Dissertation, Universidade Federal do Pará, Belém, 125p.

Wanderley-Filho J.R., Melo J.H.G., Fonseca V.M.M., Machado D.M.C. 2005. Bacias sedimentares brasileiras: Bacia do Amazonas. *Phoenix*, Aracajú: ano 7, **82**:1-6.

Wanderley-Filho J.R., Travassos W.A.S., Alves D.B. 2006. O diabásio nas bacias paleozoicas amazônicas – herói ou vilão? *Boletim de Geociências da Petrobras*, **14**(1):177-184.

Wan Y., Wang X., Chou I-M., Hu W., Zhang Y., Wang X. 2017. An experimental study of the Formation of Talc through CaMg(CO₃)₂–SiO₂–H₂O Interaction at 100–200°C and Vapor-Saturation Pressures. *Geofluids*, **2017**:1-14.

Wei W., Chen D., Qing H., Qian Y. 2017. Hydrothermal dissolution of deeply buried cambrian dolomite rocks and porosity generation: integrated with geological studies and reactive transport modeling in the Tarim Basin, China. *Geofluids*, **2017**:1-19.

Wendte J., Chi G., Al-Aasm I., Sargent D. 2009. Fault/fracture controlled hydrothermal dolomitization and associated diagenesis of the Upper Devonian Jean Marie Member (Redknife Formation) in the July Lake area of northeastern British Columbia. *Bulletin Canadian Petroleum Geology*, **57**:275–322.

White D. E. 1957. Thermal waters of volcanic origin. *Geological Society of America Bulletin*, **68**:1637–1658.

Wildman W.E., Whittig L.D., Jackson M.L. 1971. Serpentine stability in relation to formation of iron-rich montmorillonite in some California soils. *American Mineralogist*, **56**:587-602.

Williams-Jones A.E. & Wood S.A. 1992. A preliminary petrogenetic grid for REE fluorocarbonates and associated minerals. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **56**:725–738.

Wright V.P. 1992. A revised classification of limestones. Sedimentary Geology, 76:177-185.

Xu K., Yu B., Gong H., Ruan Z., Pan Y., Ren Y. 2015. Carbonate reservoirs modified by magmatic intrusions in the Bachu area, Tarim Basin, NW China. *Geoscience Frontiers* **6**:779–790.

You D., Han J., Hu W., Qian Y., Chen Q., Xi B., Ma H. 2018. Characteristics and formation mechanisms of silicified carbonate reservoirs in well SN4 of the Tarim Basin. *Energy Exploration & Exploitation*, **36**(4):820–849.

Yamanaka T., Maeto K., Akashi H., Ishibashi J-I., Miyoshi Y., Okamura K., Noguchi T., Kuwahara Y., Toki T., Tsunogai U., Ura T., Nakatani T., Maki T., Kubokawa K., Chiba H. 2013. Shallow submarine hydrothermal activity with signifcant contribution of magmatic water producing talc chimneys in the Wakamiko Crater of Kagoshima Bay, southern Kyushu, Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **258**:74–84.

Zalán P.V. 1991. Influence of Pré-Andean orogenies on the paleozoic Intracratonic Basins of South América. *In:* 4° Simpósio Bolivariano, "Exploracion Petrolera en las Cuencas Subandinas", *Memorias*, Tomo I, Trabajo 7, Bogotá.

Zalán P.V. 2004. Evolução Fanerozoica das Bacias Sedimentares Brasileiras. *In*: Mantesso-Neto V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Brito-Neves B.B. (eds.). *Geologia do Continente Sul-Americano*: evolução da obra de Fernando Flávio de Almeida, [S.1.], Editora Beca, p. 595-612.

Zheng H., Ma Y., Chi G., Qing H., Liu B., Zhang X., Shen Y., Liu J., Wang Y. 2019. Stratigraphic and Structural Control on Hydrothermal Dolomitization in the Middle Permian Carbonates, Southwestern Sichuan Basin (China). *Minerals*, **9**:1-32.

Zhu D., Jin Z., Hu W. 2010. Hydrothermal recrystallization of the Lower Ordovician dolomite and its significance to reservoir in northern Tarim Basin. *Science China Earth Sciences*, **53**(3):368–381.

Zhu D., Liu Q., Zhang J., Ding Q., He Z., Zhang X. 2019. Types of Fluid Alteration and Developing Mechanism of Deep Marine Carbonate Reservoirs. *Geofluids*, **2019**:1-18.

Zhu D., Liu Q., He Z., Ding Q., Wang J. 2020. Early development and late preservation of porosity linked to presence of hydrocarbons in Precambrian microbialite gas reservoirs within the Sichuan Basin, southern China. *Precambrian Research*, **342**:1-18.

APÊNDICE

Tabela 5- Classificação das rochas e análises empregadas.

			(continua)	
	Amostras	Classificação	Análises	
1	F11-CX1-22	Calcimudstone		
2	F11-CX1-23	<i>Calcimudstone</i> contato com zona precipitação de <i>chert</i>	DRX / MEV-EDS	
3	F11-CX1-23 B	Calcimudstone		
4	F11-CX1-23,30	Wackestone bioclástico	MEV-EDS	
5	F11-CX1-23,40	Calcimudstone		
6	F11-CX1-23,80	Calcimudstone		
7	F11-CX1-24,50	Calcimudstone		
8	F11-CX1-24,50 B	Dolomudstone	CL/ DRX /MEV-EDS	
9	F11-CX1-25,2	Dolomudstone	DRX	
10	F11-CX1-26,20	Dolomudstone	DRX	
11	F11-CX2-26,5	Dolomudstone	CL/ MEV-EDS	
12	F11-CX2-27,6	Dolomudstone	DRX	
13	F11-CX2-28,2	Calcimudstone		
14	F11-CX2-29	Wackestone bioclástico		
15	F11-CX3-29,6	Wackestone bioclástico		
16	F11-CX3-29,80	Wackestone bioclástico	CL/ DRX / MEV-EDS	
17	F11-CX3-30,10	Wackestone bioclástico	CL/ DRX	
18	F11-CX3-31,5	Calcimudstone		
19	F11-CX3-31,8	Wackestone bioclástico	MEV-EDS	
20	F11-CX3-32	Packstone bioclástico pseudonodular	MEV-EDS	
21	F11-CX3-32,50	Packstone bioclástico	CL/ DRX /MEV-EDS	
22	F11-CX3-33	Packstone bioclástico pseudonodular		
23	F11-CX4-35,2	Dolomudstone	CL/ DRX	
24	F11-CX4-36	Dolomudstone	MEV-EDS	

	. ~ `
(conc	lusão)
(COIIC.	ubuo,

	Amostras	Classificação	Análises
25	F11-CX4-37	Basalto porfiritico	DRX/ MEV-EDS
26	F11-CX4-37,50	Basalto porfiritico	
24	F11-CX5-38	Dolomudstone	DRX (37,80)
25	F11-CX5-38,4	Dolomudstone	CL/ MEV-EDS
26	F11-CX5-39	Wackestone bioclástico	DRX (39,10)
27	F11-CX5-40,5	Dolomudstone	DRX/ MEV-EDS
28	F11-CX5-41	Dolomudstone	DRX / MEV-EDS
29	F11-CX6-41,8	Wackestone bioclástico pseudonodular	MEV-EDS
30	F11-CX6-42,5	Wackestone bioclástico	
31	F11-CX6-43,6	Wackestone bioclástico pseudonodular	DRX/ MEV-EDS
32	F11-CX6-44,6	Argilito	DRX/ MEV-EDS
33	F11-CX6-45,20	Grainstone bioclástico rico em terrígenos	CL
34	F11-CX7-47	Argilito	DRX/ MEV-EDS
35	F11-CX6-47,60	Argilito	CL/ DRX/ MEV-EDS
36	F11-CX7-48,40	Arenito alterado	DRX
37	F11-CX7-48,50	Arenito alterado	DRX/ MEV-EDS
38	F11-CX7-48,80	Arenito alterado	DRX / MEV-EDS
39	F11-CX7-49	Arenito maciço	CL /DRX/ MEV-EDS
40	F11-CX8-49,90 A	Siltito com laminação cruzada truncada	DRX
41	F11-CX8-49,90 B	Contato Siltito com laminação cruzada truncada com Arenito com estratificação plano paralela	CL
42	F11-CX8-50,22	Siltito com laminação cruzada truncada	DRX
43	F11-CX8-50,93	Contato arenito com siltito com laminação cruzada de baixo ângulo	
44	F11-CX8-51	Siltito com laminação cruzada de baixo ângulo	MEV-EDS
45	F11-CX8-51,70	Contato Arenito com Siltito com laminação cruzada de baixo ângulo	DRX / MEV-EDS