



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
FACULDADE DE GEOLOGIA
TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO**

MANUELY PEREIRA NEVES

**PETROGRAFIA DE CARBONATOS DA FORMAÇÃO ITAITUBA
(CARBONÍFERO SUPERIOR), BACIA DO AMAZONAS, REGIÃO DE
MONTE ALEGRE, PA**

BELÉM – PA

2009

MANUELY PEREIRA NEVES

**PETROGRAFIA DE CARBONATOS DA FORMAÇÃO ITAITUBA
(CARBONÍFERO SUPERIOR), BACIA DO AMAZONAS, REGIÃO DE
MONTE ALEGRE, PA**

Trabalho de Conclusão de Curso,
apresentado à Faculdade de Geologia do
Instituto de Geociências da Universidade
Federal do Pará - UFPA, em cumprimento
as exigências para obtenção de Bacharel
em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Werner Truckenbrodt

BELÉM – PA

2009

MANUELY PEREIRA NEVES

**PETROGRAFIA DE CARBONATOS DA FORMAÇÃO ITAITUBA
(CARBONÍFERO SUPERIOR), BACIA DO AMAZONAS, REGIÃO DE
MONTE ALEGRE, PA**

Trabalho de Conclusão de Curso,
apresentado à Faculdade de Geologia do
Instituto de Geociências da Universidade
Federal do Pará - UFPA, em cumprimento
as exigências para obtenção de Bacharel
em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Werner Truckenbrodt

Defendido e aprovado em: ____/____/____

Conceito: _____

Banca Examinadora:

Prof. Werner Truckenbrodt – Orientador

Doutor em Geologia Sedimentar
Universidade Federal do Pará (UFPA)

Prof. Afonso Nogueira – Relator

Doutor em Estratigrafia
Universidade Federal do Pará (UFPA)

**Prof. José Fernando Pina – Diretor da
Faculdade de Geologia**

Mestre em Ciências
Universidade Federal do Pará (UFPA)

Dedico à Dinaldo Neves e Cássio Lopes.

AGRADECIMENTOS

Agradeço inicialmente a Deus por ter me guiado por todos esses anos e por ter me dado força de vontade para nunca desistir apesar das dificuldades.

À Universidade Federal do Pará (UFPA), que através do Instituto de Geociências, proporcionou a infra-estrutura necessária para o desenvolvimento deste trabalho.

Ao meu orientador professor Dr. Werner Tuckenbrodt pela dedicação, disponibilidade e paciência.

Aos meus pais, Demócrito de A. Neves e Deuzanira M. Pereira, irmãs, Marcely e Michely, e a todos meus familiares que sempre me deram apoio, carinho e compreensão.

A Agência Nacional do Petróleo (ANP), que por meio do Programa de Recursos Humanos – PRH-06 proporcionou o financiamento deste trabalho, assim como, ao Professor André Andrade, coordenador do convênio UFPA/ANP/PRH-06.

Aos meus amigos da turma de 2004, em especial, Liliane Araújo, José Diogo, Manoel Correa, Jorge Augusto e Kellen Katucha. Assim como, a todos os amigos do Gsed, em especial Hozerlan Lima e Humberto Abinader.

Ao meu amigo e professor Dr. Vladimir Távora, que foi tutor do Programa de Educação Tutorial (PET) durante quase dois anos, no qual me proporcionou muito aprendizado.

Aos técnicos e funcionários Carlos Alberto, João Lopes, Souza, Regina, Joelma, Natalino, Vivian e Cristiane que contribuíram de alguma forma para a minha formação acadêmica e realização desse trabalho.

Agradeço também a todos os professores da Faculdade de Geologia que contribuíram tanto para formação acadêmica como para a realização desse trabalho.

Expresso meus agradecimentos a todas às pessoas que contribuíram de alguma forma para a elaboração deste trabalho.

“Determinação, coragem e auto-confiança são fatores decisivos para o sucesso. Se estamos possuídos por uma inabalável determinação conseguiremos superá-los. Independentemente das circunstâncias, devemos ser sempre humildes, recatados e despidos de orgulho.”
(Dalai Lama)

RESUMO

A Formação Itaituba, de idade Pensilvaniana, na região de Monte Alegre-Pa, é constituída de calcários intercalados com folhelhos carbonáticos e menos freqüentemente de arenitos. A fauna desta formação é representada principalmente por braquiópodes, equinodermas, moluscos, foraminíferos, e mais esporadicamente por ostracódeos, trilobitas, briozoários e algas. O estudo de microfácies determinou 8 tipos de microfácies, sendo a mais predominante a *mudstone* com grãos terrígenos e poucos bioclóstos, seguido de *grainstones* e dolomitos, além de *packstones* e *wackstones* híbridos. Salvo os *grainstones*, essas microfácies sugerem ambiente deposicional lagunar com influência de sedimentação continental/transicional. Já os *grainstones* bioclásticos oolíticos e *grainstones* peloidais oolíticos, indicam águas mais agitadas, sugerindo assim, como ambientes deposicionais barras de maré ou baixios de alta energia (*shoal grainstone*) na plataforma interna. A diagênese dos carbonatos é caracterizada por bioturbação e micritização, seguidos de cimentação, silicificação, dolomitização e piritização. A compactação mecânica é evidenciada pela presença de fraturas enquanto estilólitos e filmes de dissolução por pressão indicam a atuação da compactação química. A fração insolúvel é predominantemente síltico-argilosa, e constitui juntamente com a fração areia (>62µm) 2 a 30% da rocha. O argilomineral mais abundante é a illita, seguida de esmectita e traços de clorita e caulinita. Não foi possível identificar a origem, detrítica e/ou autigênica, desses minerais. O clima durante a deposição da Formação Itaituba é considerado moderado com tendência árida, apoiado pela presença de illita, esmectita e feldspatos. Além disso, o quartzo terrígeno, fração silte, nos carbonatos sugere transporte eólico.

Palavras-chave: Formação Itaituba. Pensilvaniano. Microfácies. Ambiente Depositional. Bacia do Amazonas.

ABSTRACT

The Itaituba Formation (Pennsylvanian age) in the Monte Alegre region is characterized by limestones interbedded with carbonatic shales and less frequently sandstones. The fauna of this formation is represented mainly by brachiopods, echinoderms, molluscs, foraminifera and sporadically by ostracods, trilobites, bryozoans and algae. The microfacies study determined 8 types of microfacies, being the most predominant the mudstone with terrigenous grains and few bioclasts, followed by grainstones, dolomites, and hybrid packstones and wackstones. Unless the grainstones these microfacies suggest a lagoon environment influenced by continental/transicional sedimentation. Regarding the oolitic bioclastic grainstone and oolitic peloidal grainstone they indicate more agitated waters of tidal bar or shoal environment of the internal platform. The diagenesis of the limestones is characterized by bioturbation and micritization, followed by cementation, silicification, dolomitization and pyritization. The mechanical compaction is evidenced by the presence of fractures, while stylolithes and dissolution seams indicate chemical compaction. The insoluble fraction is predominantly silty clay, and together with the sand fraction ($> 62\mu\text{m}$) constitutes 2 to 30% of the rock. The most abundant clay mineral is illite, followed by smectite and traces of chlorite and kaolinite. The climate during the deposition of the Itaituba Formation is considered to be moderate with a trend to aridity supported by the presence of Illite, smectite and feldspars. Furthermore, the terrigenous silty quartz in the limestones suggests eolic transport.

Keywords: Itaituba Formation. Pennsylvanian. Microfacies. Depositional environment. Amazon Basin.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Mapa de localização e geológico da área estudada, na região de Monte Alegre (PASTANA, 1999).	16
Figura 2. Carta Litoestratigráfica da Bacia do Amazonas (CUNHA; MELO; SILVA, 2007), sendo a Formação Itaituba destacada em vermelho.	21
Figura 3. Perfis confeccionados na região de Monte Alegre com as microfácies e amostras coletadas. A linha vermelha indica a superfície de inundação marinha, que separa as formações Monte Alegre e Itaituba. Modificado de Lima (2009, em fase de elaboração).	27
Figura 4. Mina Calpará, com calcários intercalados com folhelhos e dolomitos. Em destaque de vermelho, camada de arenito.	28
Figura 5. Mina Dois Galhos, com intercalações de folhelhos e arenitos com calcário na parte superior.	28
Figura 6. Calcário de cor cinza escuro, em destaque fratura preenchida por calcita, Mina Mulata. ...	29
Figura 7. Icnofósseis do gênero <i>Thalassinoides</i> , estruturas em tubos, encontrados na Formação Itaituba, mina Calpará.	30
Figura 8. Dolomito de cor cinza escuro, amostra CP-23.	31
Figura 9. Folhelho laminado da Formação Itaituba, mina Calpará.	31
Figura 10. Classificação de rochas carbonáticas segundo Dunham (1962).	33
Figura 11. Microfácies dolomito com textura não-planar; observe que em algumas porções a dolomita é mais grosseira. A. Nicóis paralelos (N//). B. Nicóis cruzados (NX).....	34
Figura 12. Dolomito muito fino com foraminífero (Fo), nicóis cruzados.....	34
Figura 13. Dolomito muito fino com poros (P) que ainda apresentam resquícios de evaporitos (gipsita), nicóis cruzados.	35
Figura 14. Dolomito com poros preenchidos por minerais de sílica (calcedônia), nicóis cruzados. ...	35
Figura 15. <i>Grainstone</i> bioclástico oolítico (Gbo), com bioclastos de equinodermas (Eq), braquiópodes (Br), foraminíferos (Fo), oóides (Oo) e pelóides (Pl). Observe a piritização parcial dos pelóides. A. Nicóis paralelos; B. Nicóis Cruzados.	37
Figura 16. <i>Grainstone</i> bioclástico oolítico (Gbo), em destaque: Pelecípode (Pe), trilobita (Tr), foraminífero (Fo), oóides (Oo), fratura (F), quartzo autigênico (Qtz), anidrita (An). A. Nicóis paralelos; B. Nicóis cruzados.....	39
Figura 17. <i>Grainstone</i> com duas gerações de cimento: cimento fibroso, em forma de franja ao redor dos grãos (Cimento A), e cimento em mosaico preenchendo o restante do espaço intergranular (Cimento B), nicóis cruzados.	40
Figura 18. <i>Grainstone</i> bioclástico oolítico (Gbo), em destaque: Alga verde (Al), gastrópode (G), foraminífero (F) em forma cônica, equinoderma (Eq) com cimento sintaxial (CS). A. Nicóis paralelos; B. Nicóis cruzados.....	41

Figura 19. <i>Grainstone</i> com grãos aloquímicos fraturados, posteriormente preenchido por calcita espática, nicóis cruzados.	42
Figura 20. <i>Grainstone</i> peloidal oolítico, em destaque: Pelóides (Pl) e oóides (Oo). A. Nicóis paralelos; B. Nicóis cruzados.	43
Figura 21. Oóide recristalizado em um único cristal de calcita, no centro. Observe também o cimento em mosaico. Nicóis cruzados.	44
Figura 22. <i>Packstone</i> híbrido com bioclastos e grãos terrígenos, observe a grande quantidade de grãos siliciclásticos, matriz micrítica e bioclastos, como: Equinoderma (Eq), espinhos de braquiópodes (Br), foraminíferos (Fo), e outros. Nicóis paralelos.	45
Figura 23. <i>Packstone</i> híbrido com bioclastos e grãos terrígenos (Pbt). A. Braquiópode com estrutura fibrosa com canalículos transversais (estrutura "punctae"); B. Fragmento de braquiópode com cristais de calcita perpendiculares a margem da concha; C. Concha de braquiópode com feição geopetal; D. Fragmento de equinoderma com estrutura em peneira típica, e cimento de calcita espática a esquerda; E. Gastrópode, em seção transversal, preenchido com matriz micrítica; F. Fragmento de trilobita com microestrutura prismática homogênea de extinção característica. Em A, B, D e F, nicóis cruzados; C e D, nicóis paralelos.	47
Figura 24. Cimento de calcita espática no interior de bioclasto, na borda um cimento em franja e no interior cimento em mosaico. Nicóis cruzados.	48
Figura 25. Anidrita substituindo a calcita nos bioclastos. Nicóis cruzados.	48
Figura 26. Quartzo autigênico em matriz micrítica, observe que os cristais de quartzo são euédricos. Nicóis paralelos.	49
Figura 27. <i>Wackestone</i> híbrido com grãos terrígenos e bioclastos (Wtb), observe a quantidade de terrígenos e bioclastos, como: Equinodermas (Eq) e braquiópodes (Br). Nicóis cruzados.	50
Figura 28. <i>Wackestone</i> híbrido com grãos terrígenos e bioclastos (Wtb) mostrando espinho de braquiópode (Br), calcisfera (Cc), quartzo autigênico (Qa), além de <i>dissolution seams</i> (Ds). Nicóis paralelos.	51
Figura 29. <i>Wackestone</i> híbrido com grãos terrígenos e bioclastos (Wtb) mostrando a presença de foraminífero (Fo), com câmaras preenchidas por calcita, além de equinoderma (Eq) e pseudoesparito (Ps). Nicóis cruzados.	51
Figura 30. <i>Mudstone/Wackestone</i> bioclástico mostrando pelecípodes (Pe), ostracódeos (Os), intraclastos (In), além de pirita (Pi) e <i>Dissolution seams</i> (Ds). Nicóis cruzados.	52
Figura 31. <i>Mudstone</i> com foraminíferos (Fo), com nicóis cruzados.	53
Figura 32. <i>Mudstone</i> com grãos terrígenos e poucos bioclastos, em destaque os grãos terrígenos, Quartzo (Qtz) e plagioclásio (Pl) e também matriz de calcita microcristalina (Mi). Nicóis cruzados.	54
Figura 33. <i>Mudstone</i> com grãos terrígenos e poucos bioclastos (Mtb). A. Equinoderma (Eq) em matriz de calcita microcristalina; B. Crinóide (Cr) e briozoário (Br); C. Braquiópodes (Br) e ostracódeos (Os); D. Pelecípodes (Pe); E. Foraminífero (Fo); F. Briozoário (Br) e <i>dissolution seams</i> (Ds). Em A, B, C e D, nicóis cruzados; E e F, nicóis paralelos.	56
Figura 34. <i>Mudstone</i> com grãos terrígenos e poucos bioclastos (Mtb). A e B. Trilobita (Tr), ostracódeos (Os) e dolomita euédrica (DI); C. <i>Dissolution seams</i> (Ds); D. Pseudoesparito. Em A e D, nicóis paralelos; B e C, nicóis cruzados.	57
Figura 35. <i>Microfacies</i> mudstone (M) com calcita microespática. Nicóis cruzados.	58

Figura 36. <i>Microfácies</i> Mudstone (M0 com estilólitos (Es) e braquiópode (Br) nas proximidades dos estilólitos. Nicóis paralelos.	58
Figura 37. <i>Microfácies mudstone</i> (M) de calcita microcristalina de cor marrom amarelado com fratura preenchida por dois tipos de cimento, em A. cimento em franja e B. cimento em mosaico. Nicóis cruzados.	59
Figura 38. Difratoograma do material insolúvel (fração argila) da Formação Itaituba com illita (I), esmectita (S) e traços de clorita (C) e caulinita (K), além de quartzo (Q). Amostra de lâmina orientada (OR), glicolada (GL) e aquecida (AQ).	61
Figura 39. Difratoograma do material insolúvel (fração argila) com illita (I), esmectita (S) e quartzo (Q). Amostra de lâmina orientada (OR), glicolada (GL) e aquecida (AQ).	61
Figura 40. Difratoograma do material insolúvel (fração areia) da microfácies Mtb com quartzo (Q), feldspato (F) e muscovita (Ms).	62
Figura 41. Difratoograma do material insolúvel (fração areia) da microfácies Gpo. Muscovita (Ms) e pirita (P).	62
Figura 42. Lâminas de grãos, em A. Cristais de quartzo autigênico separados de <i>grainstones</i> ; B. Grãos de quartzo terrígeno; C. Feldspatos e quartzo de <i>mudstones</i> ; D. Cristal de pirita autigênica..	63

LISTA DE TABELAS

TABELA 1. Valores em Å das reflexões características (001) dos principais argilominerais.....	60
---	----

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	14
1.1 APRESENTAÇÃO	14
1.2 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	15
1.3 OBJETIVOS	17
1.4 METODOLOGIA	17
2 CONTEXTO GEOLÓGICO	19
2.1 GENERALIDADES	19
2.2 ESTRATIGRAFIA	19
2.3 ARCABOUÇO TECTÔNICO	22
3 FORMAÇÃO ITAITUBA	24
3.1 TRABALHOS ANTERIORES	24
3.2 PERFIS ESTUDADOS	26
4 CLASSIFICAÇÃO DAS ROCHAS CARBONÁTICAS – MICROFÁCIES	32
4.1 MICROFÁCIES DOLOMITO - DI	33
4.2 MICROFÁCIES <i>GRAINSTONE</i> BIOCLÁSTICO OOLÍTICO - Gbo	36
4.3 MICROFÁCIES <i>GRAINSTONE</i> PELOIDAL OOLÍTICO - Gpo	42
4.4 MICROFÁCIES <i>PACKSTONE</i> HÍBRIDO COM BIOCLASTOS E GRÃOS TERRÍGENOS – Pbt	44
4.5 MICROFÁCIES <i>WACKESTONE</i> HÍBRIDO COM GRÃOS TERRÍGENOS E BIOCLASTOS – Wtb	49
4.6 MICROFÁCIES <i>MUDSTONE/WACKESTONE</i> BIOCLÁSTICO – MWb	52
4.7 MICROFÁCIES <i>MUDSTONE</i> COM GRÃOS TERRÍGENOS E POUCOS BIOCLASTOS – Mtb	54
4.8 MICROFÁCIES <i>MUDSTONE</i> – M	57
5 MINERAIS INSOLÚVEIS	60
6 INTERPRETAÇÕES E DISCUSSÕES	64
7 CONCLUSÕES	66
REFERÊNCIAS	67

1 INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

A Formação Itaituba, de idade pensilvaniana, faz parte da seqüência Permo-carbonífera da Bacia do Amazonas que consiste em rochas siliciclásticas, carbonatos e evaporitos depositados em ambientes continentais e marinho raso de baixa energia (CUNHA et al., 1994; LEMOS, 1990). Na porção inferior desta seqüência dominam rochas terrígenas (Formação Monte Alegre) e carbonatos (Formação Itaituba), enquanto na porção superior evaporitos (Formação Nova Olinda), além de rochas siliciclásticas (Formação Andirá), são mais freqüentes (CAROZZI et al., 1973; CUNHA et al., 1994).

Os grandes reservatórios de hidrocarbonetos encontrados nas bacias brasileiras estão associados a rochas carbonáticas, o que está motivando também estudos detalhados de carbonatos na Bacia do Amazonas. Esta bacia é alvo de pesquisas geológicas desde a década de 60 com a finalidade de descobrir sistemas petrolíferos e desde o ano de 2007 estão previstas pesquisas exploratórias pela Petrobrás nesta bacia. Assim sendo, o estudo da sucessão carbonática da Formação Itaituba é uma excelente oportunidade de conhecer melhor esses carbonatos, no que diz respeito a seu ambiente deposicional, sua microfácies e diagênese.

1.2 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo está localizada na região de Monte Alegre, situada na Mesorregião do Baixo-Amazonas e na Microrregião de Santarém, porção NNW do Estado do Pará, fazendo parte da borda norte da Bacia do Amazonas. Nesta região ocorrem excelentes exposições de rochas carbonáticas da Formação Itaituba que proporcionam estudos de detalhe. Os afloramentos estudados encontram-se nas proximidades da cidade de Monte Alegre, 8 km ao norte, ao longo da PA-423 (Figura 1).

A cidade de Monte Alegre localiza-se em um patamar edificado por duas quebras de relevo (em forma de *graben*), que arquitetou três patamares distintos, em que: a região mais rebaixada é a Planície Amazônica; a intermediária, onde está situada a cidade de Monte Alegre, chamado de Planalto Rebaixado da Amazônia; e a mais elevada, chamada de Planalto da Bacia Sedimentar da Amazônia (ARAÚJO et al., 1976).

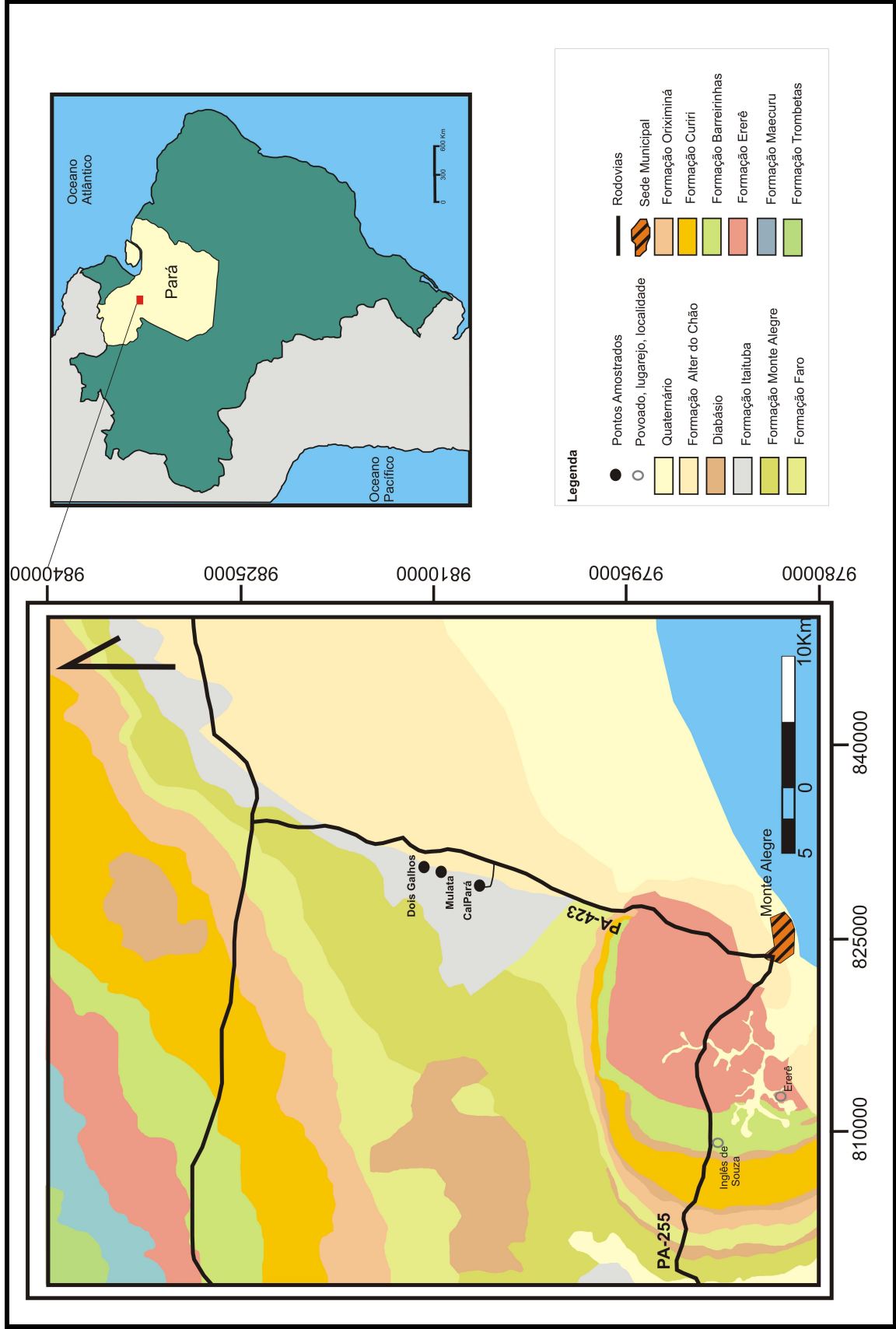


Figura1. Mapa de localização e geológico da área estudada, na região de Monte Alegre (PASTANA, 1999).

1.3 OBJETIVOS

Este trabalho tem como objetivo contribuir para um melhor entendimento do ambiente deposicional da Formação Itaituba com base na análise de microfácies de seus carbonatos e identificar processos e seqüência de eventos diagenéticos.

1.4 METODOLOGIA

O presente trabalho consistiu inicialmente na consulta bibliográfica básica da geologia da Bacia do Amazonas, em particular, sobre a Formação Itaituba, e sobre petrografia de carbonatos, assim como eventos relacionados ao Carbonífero, através de artigos, dissertações e teses, tendo como ponto de partida os trabalhos de Cunha et al. (1994), Matsuda (2002), Wanderley Filho (1991), Tucker (1991) e Figueiras (1983).

Posteriormente, foi realizado um trabalho de campo na região para o reconhecimento da geologia e levantamento e descrição de perfis. No total foram confeccionados três perfis colunares e coletadas sistematicamente amostras. Estas foram então descritas macroscopicamente e 15 amostras selecionadas para o estudo de microfácies (caracterização textural, composicional e diagenética) e de minerais insolúveis. A classificação dos carbonatos seguiu a de Dunham (1962), enquanto os ambientes deposicionais foram definidos segundo Irwin (1965) e Wilson (1975) com base em microfácies e estruturas macroscópicas.

A análise por difração de raios-X (DRX) foi realizada em rocha total e parte insolúvel de carbonatos (fração areia e fração argila orientada). O difratômetro utilizado é X'Pert Pro PANalytical, equipado com tubo de cobre e monocromador de grafite. Tensão e corrente foram ajustadas para 40 kV e 40 mA, respectivamente. Os registros foram realizados no intervalo de exposição de 5° a $75^\circ 2\theta$, steps de $0,02^\circ 2\theta$, com tempo de 5 min, e tratados de modo digital com softwares do próprio equipamento X'PERT HIGH SCORE e busca no banco de dados do PCPDFWIN (Powder Diffraction File – International Centre for Diffraction Data).

Para a separação e quantificação da fração insolúvel foram tratados 100g de cada amostra, com ácido clorídrico a 5% e peróxido de hidrogênio. A parte insolúvel obtida foi depois dividida nas frações areia ($>62\mu\text{m}$) e silte-argila ($<62\mu\text{m}$).

A separação da fração argila ocorreu por centrifugação, e a argila, após pipetada sobre lâmina de vidro, foi analisada por DRX sob condições secas ao ar, glicoladas (etilenoglicol) e aquecidas a 550°C por 2 horas. A identificação dos argilominerais baseia-se nas reflexões características basais apresentadas por Thorez (1975). A fração areia foi também caracterizada sob o microscópio petrográfico usando-se lâminas de grãos.

2 CONTEXTO GEOLÓGICO

2.1 GENERALIDADES

A Bacia do Amazonas está localizada na Amazônia Oriental, sendo classificada como uma bacia intracratônica que abrange uma área de cerca de 500.000km², incluindo parte dos estados do Amazonas e Pará. Está limitada ao norte pelo Escudo das Guianas, ao sul pelo Escudo Brasileiro, a oeste com a Bacia do Solimões pelo Arco de Purus, e a leste pelo Arco de Gurupá (Cunha et al., 1994).

O substrato proterozóico da Bacia do Amazonas é composto de faixas móveis acrescidas a um núcleo mais antigo, denominado Província Amazônia Central (CORDANI et al., 1984), sendo as faixas móveis Maroni-Itacaíunas (oriental) e Ventuari-Tapajós (ocidental) constituídas de rochas graníticas e metamórficas (TASSINARI & MACAMBIRA, 1999; CORDANI et al., 1984 e SANTOS et al., 2000). No final do Proterozóico Superior vários tipos de rochas siliciclásticas e alguns calcários do Grupo Purus recobriram o embasamento cristalino.

O arcabouço estratigráfico da Bacia do Amazonas apresenta duas megassequências de primeira ordem, com cerca de 5000m de espessura: uma paleozóica, constituída de rochas siliciclásticas e, subordinadamente, de carbonatos e evaporitos, com intrusões de diques e soleiras de diabásios mesozóicos (Episódio Penatecaua); e uma mesozóico-cenozóica de rochas siliciclásticas (CUNHA; MELO; SILVA, 2007).

2.2 ESTRATIGRAFIA

De acordo com Cunha et al. (1994) e Ghinone e Northfleet (1971) o arcabouço estratigráfico da Bacia do Amazonas é subdividido em quatro sequências deposicionais (Figura 2): (a) Ordoviciano-devoniano, que corresponde ao Grupo Trombetas; (b) Devoniano-carbonífero, correspondente aos grupos Urupadi e Curuá; (c) Permo-carbonífero, que corresponde ao Grupo Tapajós; e por último (d) Cretáceo-terciário, correspondente ao Grupo Javari. Essas sequências são limitadas por discordâncias regionais, decorrentes de eventos tectônicos atuantes nas bordas da Placa Gondwânica (CUNHA; MELO; SILVA, 2007).

A sequência ordoviciana-devoniana consiste no estágio inicial de deposição da sinéclise de caráter pulsante transgressivo-regressivo, com alternâncias de sedimentos glaciais e marinhos, assentando-se em *onlap* sobre o Arco de Purus (CUNHA; MELO; SILVA, 2007). Essa seqüência corresponde ao Grupo Trombetas, constituído pelas formações Autás-Mirim (arenitos e folhelhos neríticos neo-ordovicianos), Nhamundá (arenitos neríticos e depósitos glaciogênicos eossilurianos), Pitinga (folhelhos e diamictitos marinhos silurianos) e Manacapuru (arenitos e pelitos neríticos neossilurianos), posteriormente, ocorre uma discordância relacionada à Orogenia Caledoniana (CAPUTO, 1984; CUNHA et al., 1994).

Após a Orogenia Caledoniana, iniciou-se um novo ciclo transgressivo-regressivo, originando a deposição dos grupos Urupadi e Curuá, que representam uma sedimentação marinha com inclusões glaciais (CUNHA et al., 1994). O Grupo Urupadi é composto pelas formações Maecuru (arenitos e pelitos neríticos a deltaicos emsianos a eo-eifelianos) e Ererê (siltitos, folhelhos e arenitos neríticos e deltaicos meso-devonianos) (CUNHA; MELO; MARTINS, 2007). Posteriormente, foram depositados os sedimentos do Grupo Curuá que demonstram uma nova ingressão marinha após um pequeno pulso regressivo (MATSUDA; GÓES; WANDERLEY FILHO, 2006), sendo composto pelas Formações Barreirinha (folhelho cinza-escuro e preto neo-Fransniano), Curiri (diamictitos, folhelhos e siltitos do Fameniano), e Oriximiná (arenitos e pelitos Neofameniano) (CUNHA et al., 1994; PETRI & FÚLVARO, 1983). De acordo com Cunha, Melo e Silva (2007) a Formação Faro é considerada como unidade autônoma devido a um hiato regional de duração de cerca de 12Ma a 14Ma, e consiste em arenitos flúvio-deltaicos e litorâneos com influência de tempestades do Neoviseano.

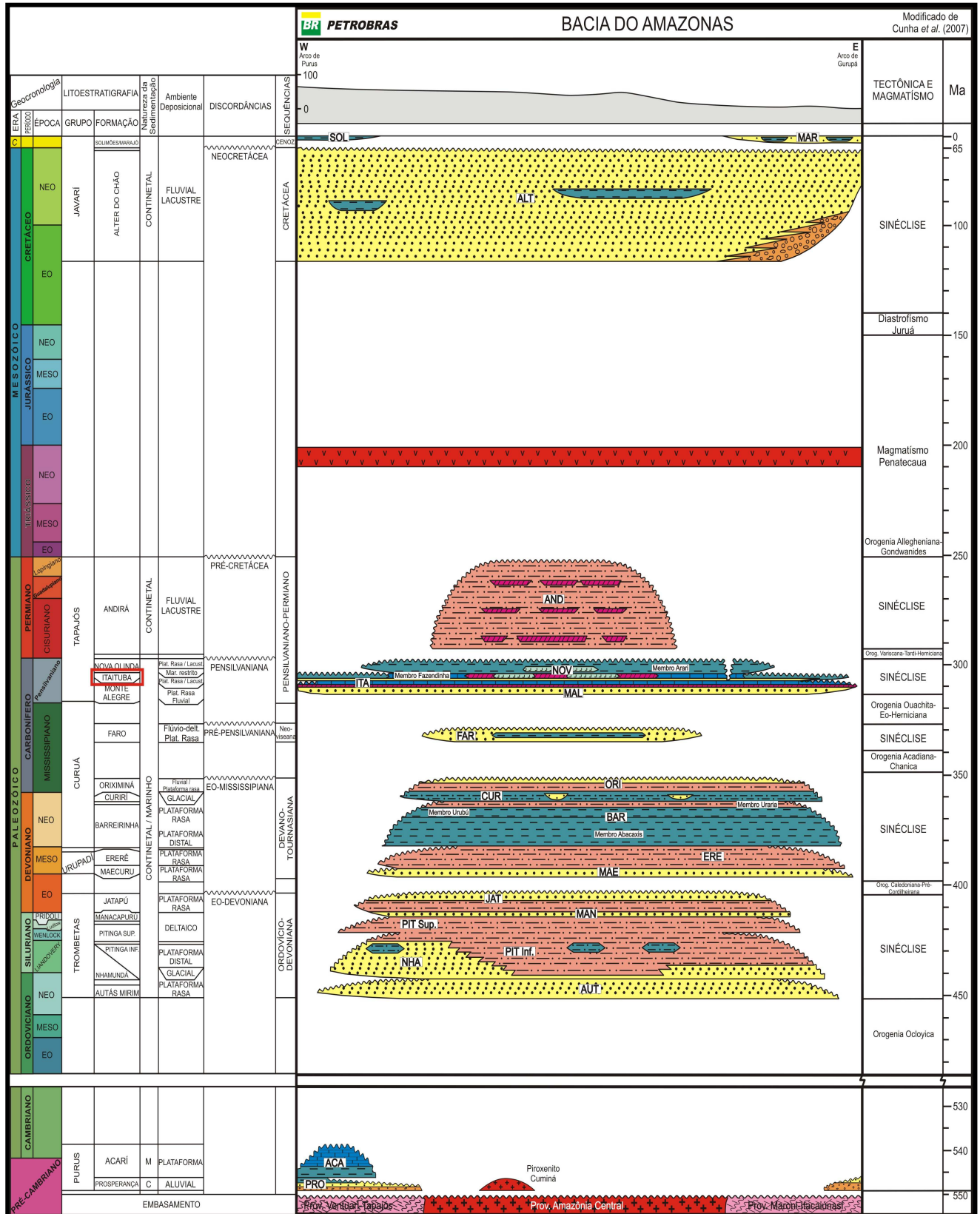


Figura 2. Carta Litoestratigráfica da Bacia do Amazonas (CUNHA; MELO; SILVA, 2007), sendo a Formação Itaituba destacada em vermelho.

Após a deposição da Sequência Devoniana-carbonífera foi formada uma discordância relacionada a Orogenia Eo-Herciniana, que ocasionou o recuo do mar e a bacia sofreu um extenso processo erosivo (CAROZZI et al., 1973). Depois deste hiato, houve um novo ciclo transgressivo-regressivo durante o Neocarbonífero e o Neopermiano, associado a mudanças climáticas, de frio para quente e árido (CUNHA et al., 1994; MATSUDA, DINO & WANDERLEY FILHO, 2004), representado pelo Grupo Tapajós que é constituído pelas formações Monte Alegre (arenitos eólicos e *wadis* intercalados com siltitos e folhelhos interdunas de idade Neobashkiriana), Itaituba (calcários, dolomitos e evaporitos intercalados a clastos de areia, Neobashkiriano-moscoviana; LEMOS, 1990), Nova Olinda (calcários, evaporitos e planícies de *sabkha* de idade Moscoviana) e Andirá (siltitos, arenitos e folhelhos avermelhados) relacionados à Orogenia Tardi-Herciniana (CUNHA; MELO; SILVA, 2007).

Em seguida, a bacia sofreu distensão que ocasionou em eventos magmáticos de caráter básico, na forma de diques e soleiras, no qual foi denominado de Episódio Penatecaua, relacionados ao término dos esforços gondwanides e processos de reativação durante a separação das placas africana e sul-americana (CUNHA; MELO; SILVA, 2007).

Por último, houve a deposição do Grupo Javari relacionado com um relaxamento tectônico ocorrido depois da atuação dos esforços compressivos (EIRAS et al., 1994) do Diastrofismo de Juruá. Este grupo é representado pelas formações Alter do Chão (arenitos, conglomerados, siltitos, argilitos e folhelhos Neocretáceos) e Solimões (pelitos e arenitos) (CAPUTO, 1984; CUNHA et al., 1994). Após o soerguimento da Cadeia Andina (Mioceno), a rede drenagem passou a ser dirigida para o Oceano Atlântico, e a bacia passou a ser alimentada por sedimentos oriundos dos Andes (CUNHA et al., 1994).

2.3 ARCABOUÇO TECTÔNICO

O arcabouço tectônico da Bacia do Amazonas é de natureza cratônica, essencialmente rúptil, com deformações relacionadas com as principais faixas tecto-orogênicas do embasamento Pré-cambriano, através de processos de reativação durante o Fanerozóico (REZENDE; BRITO, 1973).

Esse arcabouço tectônico pode ser subdividido em quatro blocos estruturais de acordo com a presença de falhas transcorrentes, variação lateral das unidades litológicas e posição espacial dos pacotes rochosos (WANDERLEY FILHO & COSTA, 1991; WANDERLEY FILHO, 1991), sendo eles: Bloco 1, marcado por estruturas transtensivas e compreende os pacotes sedimentares mais espessos do Devoniano/Eo-Carbonífero; Bloco 2, caracterizado por dobras e falhas inversas que sofreu bastante basculamento durante seu desenvolvimento; Bloco 3, por sua vez, compreendendo dobras e falhas de empurrão, sendo considerado o bloco mais estável da bacia; e Bloco 4, demonstrando como principais feições tectônicas linhas de charneira que sugerem que a bacia começou a abrir de leste pra oeste.

3 FORMAÇÃO ITAITUBA

3.1 TRABALHOS ANTERIORES

O termo “Serie Itaituba” foi proposto por Hartt (1874) para todas as rochas carboníferas que afloram na Bacia do Amazonas (CAPUTO; ANDRADE, 1968). Este termo foi posteriormente mudado para Formação Itaituba que compreende as camadas intermediárias dessa idade, sendo que a parte inferior das rochas carboníferas foi chamada de formações Monte Alegre e Faro, e a superior de Formação Nova Olinda (CAPUTO; ANDRADE, 1968). A localidade-tipo da Formação Itaituba está situada no Município de Itaituba, nas margens do rio Tapajós (PA) (CAPUTO; RODRIGUES; VASCONCELOS, 1971). Esta formação chega a alcançar 420m de espessura em subsuperfície, apresentando seu contato com a Formação Monte Alegre concordante e gradacional (CAPUTO; RODRIGUES; VASCONCELOS, 1972).

Segundo Caputo (1984) a Formação Itaituba consiste em calcários e dolomitos, com arenitos, siltitos e folhelhos intercalados. Os calcários gradam para margas e arenitos calcíferos fossilíferos, predominando biocalcarenitos, com anidrita disseminada.

Daemon & Contreiras (1971) posicionaram a Formação Itaituba nos intervalos bioestratigráficos XIII e XIV, referentes ao Neocarbonífero. Lemos (1990), por sua vez, definiu três biozonas de conodontes, sendo freqüentes *Diplognathodus orphanus* e *Diplognathodus coloradensis*, que são característicos do Atokano. Neis (1996) também realizou um estudo bioestratigráfico baseado em conodontes: definiu duas associações com idade Neomorrowana-Eomeso-Atokana. Já Scmazzon (1999), assim como Lemos (1990), propôs três biozonas de conodontes, que registram uma idade entre Neomorrowano e o Eodesmoinesiano.

Um dos primeiros trabalhos sobre as microfácies da Formação Itaituba, juntamente com as da Formação Nova Olinda, foi realizado por Carozzi, Alves e Castro (1972), que reconheceram quatro ambientes deposicionais distintos: ambientes de inframaré e intermaré baixa caracterizados por microfácies com associação de bioclastos como braquiópodes, briozoários, equinodermas, foraminíferos bentônicos calcáreos, trilobitas e pelecípodes, e outra microfácies com

predominância de foraminíferos aglutinantes; ambiente de intermaré alta, caracterizado por microfácies com foraminíferos aglutinantes, ostracódeos, pelecípodes de concha delgada, espículas de esponjas, gastrópodes e calcíferas; e por último, ambiente de supramaré marcado por poucas esteiras microbiais e ocasionalmente ostracódeos.

Figueiras (1983) caracterizou a Formação Itaituba nos furos AV-06-PA e AV-19-PA como sendo constituída predominantemente por calcários e dolomitos com níveis de siltito, argilito e arenito subordinado. Entre os fósseis foram identificados braquiópodes, equinodermas, foraminíferos e menos freqüentemente ostracódeos, briozoários, moluscos, trilobitas e algas. Os calcários têm granulometria fina e contêm calcita grossa em pequenas fraturas, além de drusas de calcita e cristais de pirita disseminados. Os dolomitos também possuem granulometria fina e são freqüentemente cavernosos. As microfácies mais freqüentes são representadas por biomicritos e biomicroesparitos com arcabouço fechado indicando um ambiente marinho raso de plataforma aberta, enquanto que os bioesparitos, menos freqüentes, sugerem zonas deposicionais de águas mais agitadas (FIGUEIRAS; TRUCKENBRODT, 1987).

Com base em estudos petrográficos e análises químicas, Matsuda (2002) identificou, na região de Itaituba, 22 microfácies que compreendem a parte superior da Formação Monte Alegre e parte inferior da Formação Itaituba (Morroano-Atokano – Pensilvaniano Inferior), sendo que estas incluem 17 fácies carbonáticas e 5 fácies siliciclásticas. Dentre as 17 fácies carbonáticas, três correspondem a dolomitos e o restante compreende principalmente *packstone*, *wackestone*, *mudstone* e *grainstone*, além de fácies microbiana laminada e calcário cristalino. Os calcários são ricos em bioclastos, como: braquiópodes, equinodermas, foraminíferos, briozoários, ostracódeos, gastrópodes, bivalves e trilobitas. Ocorrem também pelóides e oóides, sendo predominantes nas microfácies de *grainstone* e *packstone*.

Os dolomitos formam lentes e camadas espessas em unidades siliciclásticas e incluem dolomicritos, dolomicroesparitos e doloesparitos contendo grãos de quartzo e, mais esporadicamente, de feldspatos, bem selecionados e bem arredondados. Ocorrem também dolomitos argilosos laminados (MATSUDA, 2002).

Matsuda (2002), a partir de dados geológicos da Bacia do Amazonas (CAPUTO, 1984; ALTINER & SAVINI, 1991; entre outros) e resultados das análises

de microfácies, definiu como sítio deposicional para o período do Eopensilvano da Bacia do Amazonas uma plataforma sem margem (*unrimmed platform*) do tipo rampa que exibe uma seção rica em carbonatos desde a plataforma externa profunda até ambientes restritos como *sabkha*. Ocorrem ainda ambientes continentais.

Baseando-se em analogias recentes e nas associações de microfácies, Matsuda (2002) definiu um modelo fisiográfico deposicional com sete ambientes deposicionais dominantes: bacia de mar aberto, ilha barreira com bioclastos, laguna, inframaré com tapete algálico, *sabkha* de supramaré, zona de supramaré com influência de sedimentos terrígenos, e ambiente continental com exposição subaérea.

3.2 PERFIS ESTUDADOS

As melhores exposições da Formação Itaituba, na região da Cidade de Monte Alegre, ocorre nas pedreiras Calpará, Dois Galhos e Mulata, cerca de 20 Km ao norte desta cidade, e têm acesso pela PA-423 (Figura 1).

O perfil mais representativo encontra-se na mina Calpará (Figura 3 e 4), na qual os calcários alcançam até mais de 38m de espessura. Os calcários deste perfil, geralmente fossilíferos, encontram-se intercalados com folhelhos carbonáticos e dolomitos. Na parte intermediária do perfil ocorre um pacote de arenito fino, de cor roxa, com estratificação cruzada de baixo ângulo. O perfil Dois Galhos (Figura 5) alcança aproximadamente 10m de espessura e apresenta intercalações de folhelhos e arenitos com calcário (DGM-10) na porção superior, enquanto o perfil Mulata (Figura 6), com 6m de espessura, consiste em carbonatos intercalados com folhelhos.

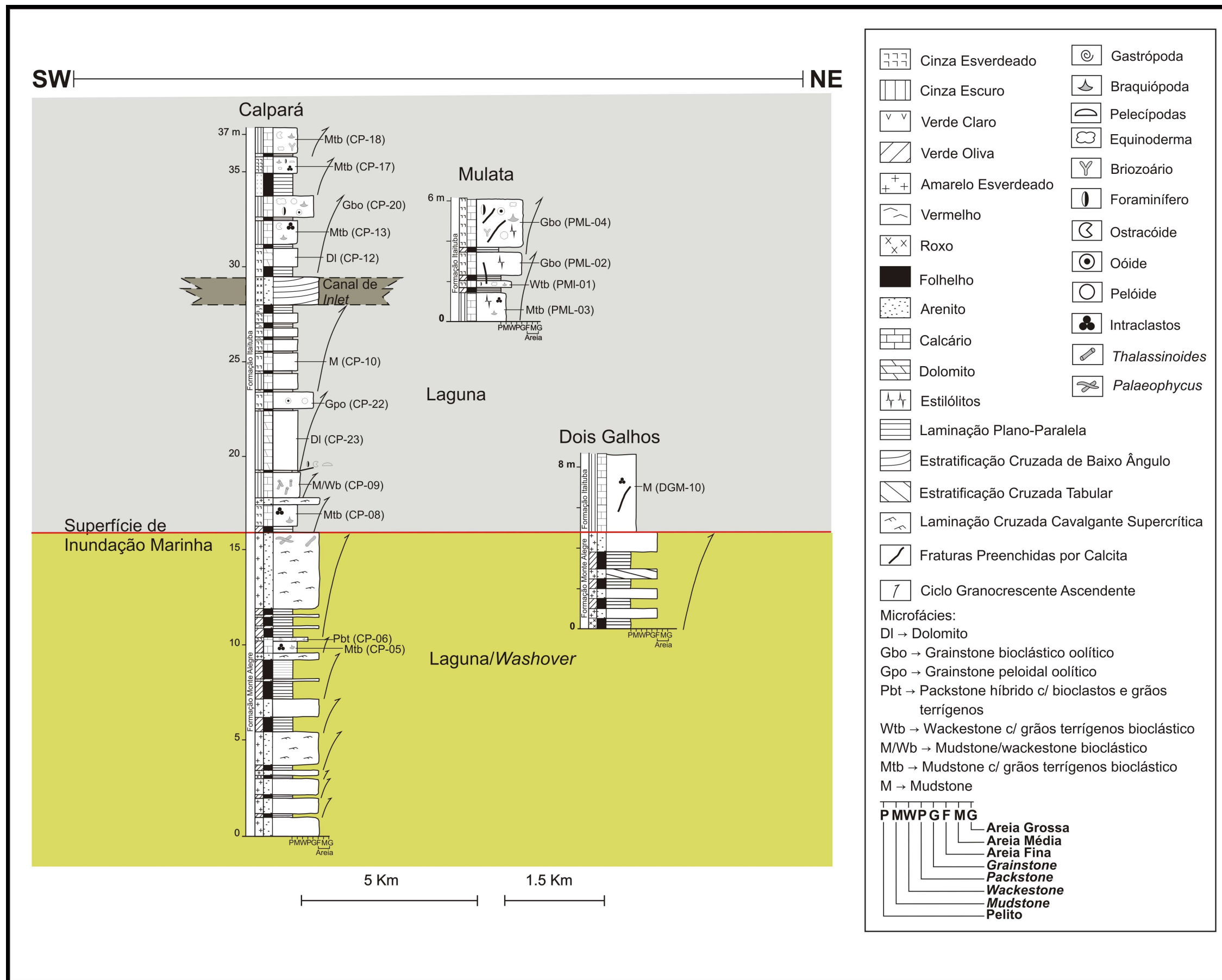


Figura 3. Perfis confeccionados na região de Monte Alegre com as microfácies e amostras coletadas. A linha vermelha indica a superfície de inundação marinha, que separa as formações Monte Alegre e Itaituba. Modificado de Lima (2009, em fase de elaboração)¹.

¹LIMA, H. P. Estratigrafia e paleoambiente da seqüência meso-carbonífera da Bacia do Amazonas, regiões de Monte Alegre e Itaituba (PA). 2009. Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Pará. (em fase de elaboração).



Figura 4. Mina Calpará, com calcários intercalados com folhelhos e dolomitos. Em destaque de vermelho, camada de arenito.



Figura 5. Mina Dois Galhos, com intercalações de folhelhos e arenitos com calcário na parte superior.

Os calcários na região de Monte Alegre são calcarenitos e calcilutitos, em geral fossilíferos, de cor cinza escura a esverdeada, que apresentam localmente fraturas preenchidas por calcita (Figura 6). Macroscopicamente é possível distinguir fragmentos de braquiópodes e moluscos. Os calcários apresentam também estruturas em tubos subhorizontais e verticais classificados como icnofósseis do gênero *Thalassinoides* (Figura 7). Além de calcita, os calcários contêm, em pequenas proporções, quartzo detrítico, fósseis silicificados, dolomita e argilominerais e apresentam como estrutura mais evidente estilólitos, geralmente paralelos à estratificação. Os dolomitos possuem cor cinza escura, sua granulometria varia de muito fina a fina, contendo também argilominerais (Figura 8).



Figura 6. Calcário de cor cinza escuro, em destaque fratura preenchida por calcita, Mina Mulata.



Figura 7. Icnofósseis do gênero *Thalassinoides*, estruturas em tubos, encontrados na Formação Itaituba, mina Calpará.

Os folhelhos desta formação geralmente são laminados, de cor verde oliva, localmenteossilíferos, sendo encontrados restos de corais e braquiópodes (Figura 8). Além de calcita, contém illita, esmectita e quartzo. Os folhelhos ocorrem intercalados com os calcários ao longo dos perfis Calpará e Mulata.

Os arenitos são finos e apresentam-se de cores variadas (amarelo esverdeado, roxo). Na passagem da Formação Monte Alegre para a Formação Itaituba no perfil Calpará, encontra-se um arenito de cor amarela esverdeada que apresenta icnofósseis do gênero *Palaeophycus*. Na parte superior do perfil Calpará, os arenitos exibem estratificação cruzada de baixo ângulo atribuído a um ambiente de canal/*Inlet* de laguna, enquanto que na parte inferior apresentam estrutura maciça e laminação cruzada cavalgante gerada provavelmente em ambiente deltáico.

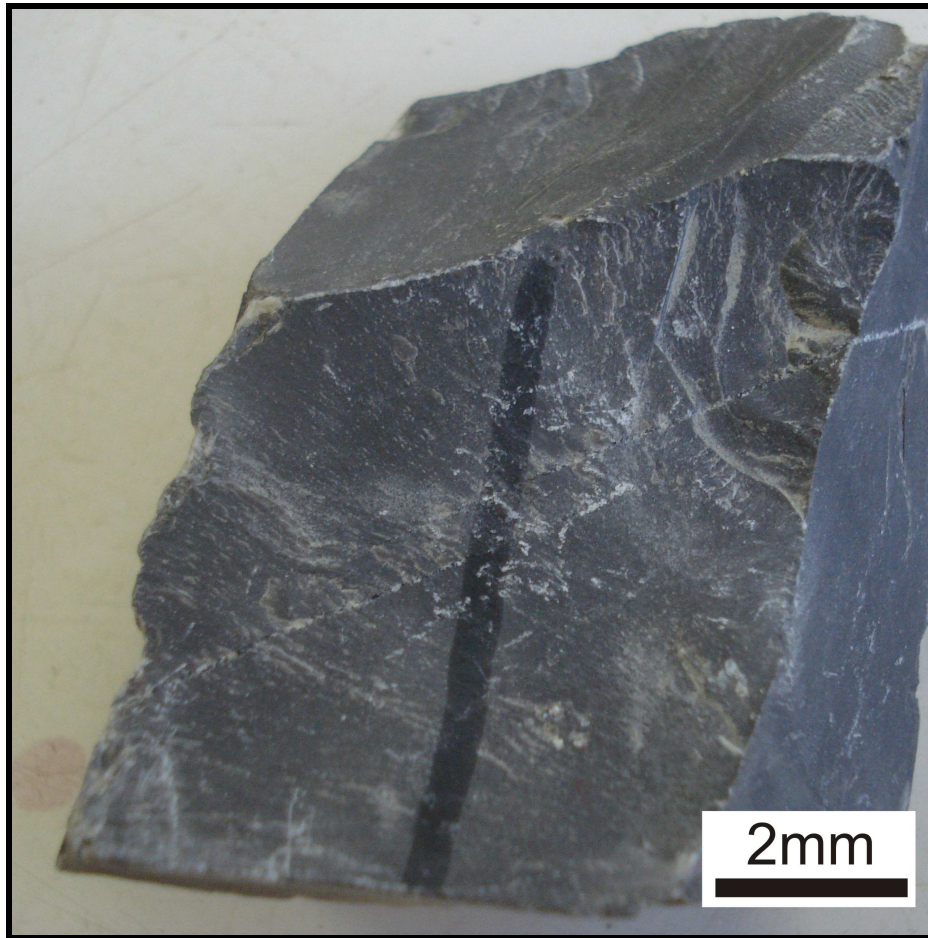


Figura 8. Dolomito de cor cinza escuro, amostra CP-23.



Figura 9. Folhelho laminado da Formação Itaituba, mina Calpará.

4 CLASSIFICAÇÃO DAS ROCHAS CARBONÁTICAS – MICROFÁCIES

A Formação Itaituba é composta predominantemente por carbonatos, calcários e dolomitos, que ocorrem intercalados com folhelhos carbonáticos e arenitos. As descrições de lâminas delgadas caracterizaram os grãos aloquímicos e suas respectivas associações, assim como matriz e cimento, sendo enfatizados também os aspectos texturais.

As rochas carbonáticas são classificadas segundo Folk (1959, 1962), Dunham (1962) e Embry & Klovan (1971). Neste trabalho seguiu-se a classificação de Dunham (1962), que divide as rochas carbonáticas em rochas com arcabouço suportado por grãos, onde os grãos estão em contato entre si; rochas suportadas pela matriz, onde os grãos encontram-se dispersos em uma matriz; rochas com textura deposicional não reconhecível e rochas com os grãos unidos durante a deposição (Figura 10). Além desses trabalhos também são utilizados para a determinação de tipos de microfácies e interpretações os trabalhos de Wilson (1975) e Flugel (1982).

As análises de seções delgadas caracterizaram 8 microfácies: uma correspondendo a dolomito e as demais a calcários, entre eles *grainstones*, *packstones*, *wackestones* e *mudstones*. Essas microfácies estão representadas nos perfis de Monte Alegre, como pode ser visto na Figura 3.

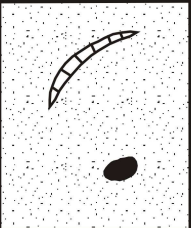
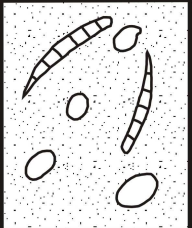
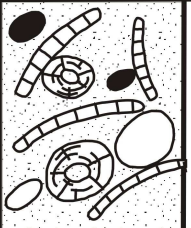
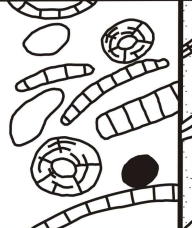
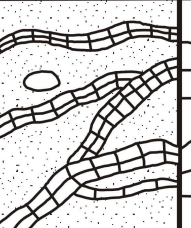
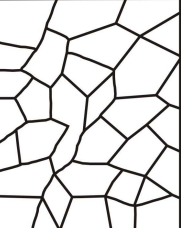
TEXTURA DEPOSICIONAL RECONHECÍVEL					TEXTURA DEPOSICIONAL NÃO RECONHECÍVEL
Componentes originais não “ligados” durante a deposição			Componentes originais ligados durante a deposição		
Contém lama (partículas com tamanho argila/silte fino)			Sem lama		
Arcabouço Suportado pela matriz		Arcabouço Suportado pelos grãos	Arcabouço Suportado pelos grãos		
Menos de 10% de grãos	Mais de 10% de grãos				
<i>Mudstone</i>	<i>Wackestone</i>	<i>Packstone</i>	<i>Grainstone</i>	<i>Boundstone</i>	<i>Carbonato Cristalino</i>
					

Figura 10. Classificação de rochas carbonáticas segundo Dunham (1962).

4.1 MICROFACIES DOLOMITO – DI

A microfácies dolomito ocorre apenas no perfil Calpará, na porção superior e média deste perfil (Figura 3). Esses dolomitos possuem cristais de muito finos a finos (5-20 μ m) com textura hipidiomórfica a xenomórfica (Figura 11), caracterizando uma fábrica não-planar. Os grãos aloquímicos são raros (<1%), sendo representados por foraminíferos (Figura 12).

Além de dolomita, ocorrem grãos de quartzo e minerais opacos (pirita). Os grãos de quartzo são monocristalinos, têm tamanho silte grosso (50 μ m), baixa esfericidade e são subangulosos a subarredondados.

Nesta microfácies é observada a presença de porosidade intercrystalina, com origem provável relacionada à dolomitização da calcita. Poros maiores, em parte preenchidos por minerais de sílica, são atribuídos à dissolução de minerais de evaporito (Figura 13 e 14).

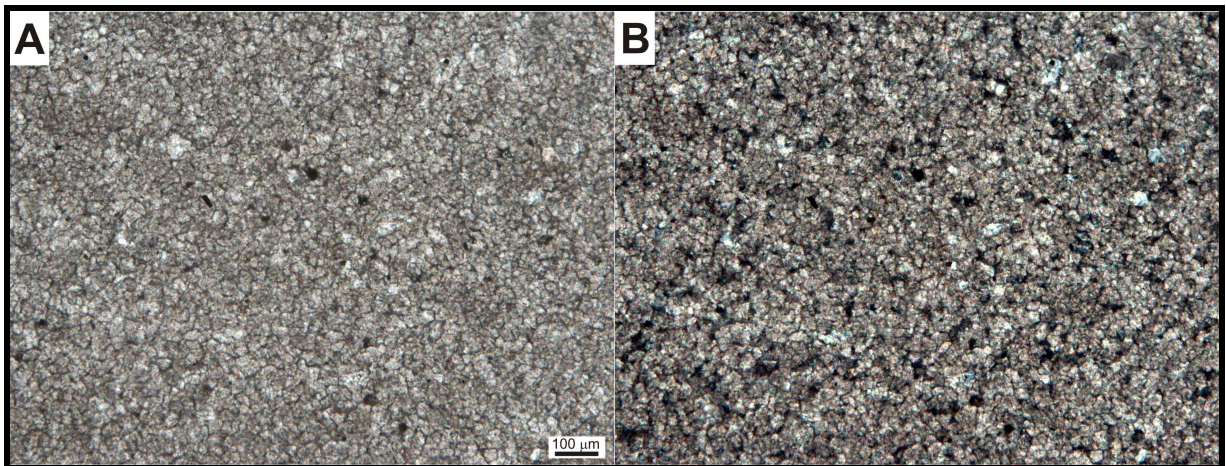


Figura 11. Microfácies dolomito com textura não-planar; observe que em algumas porções a dolomita é mais grosseira. A. Nicóis paralelos (N//). B. Nicóis cruzados (NX).

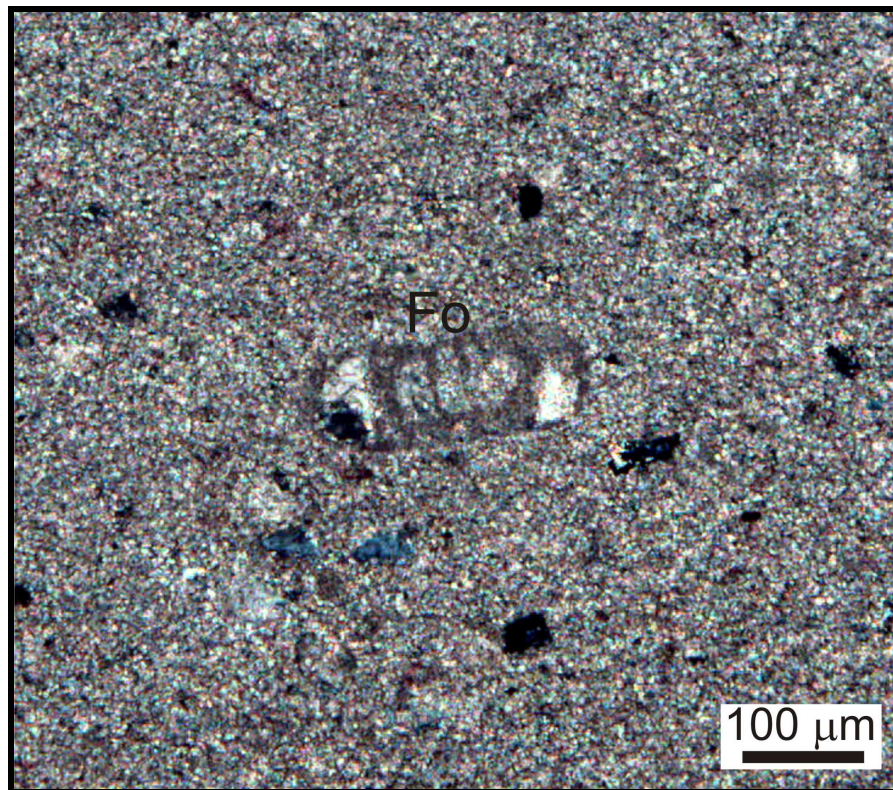


Figura 12. Dolomito muito fino com foraminífero (Fo), nicóis cruzados.

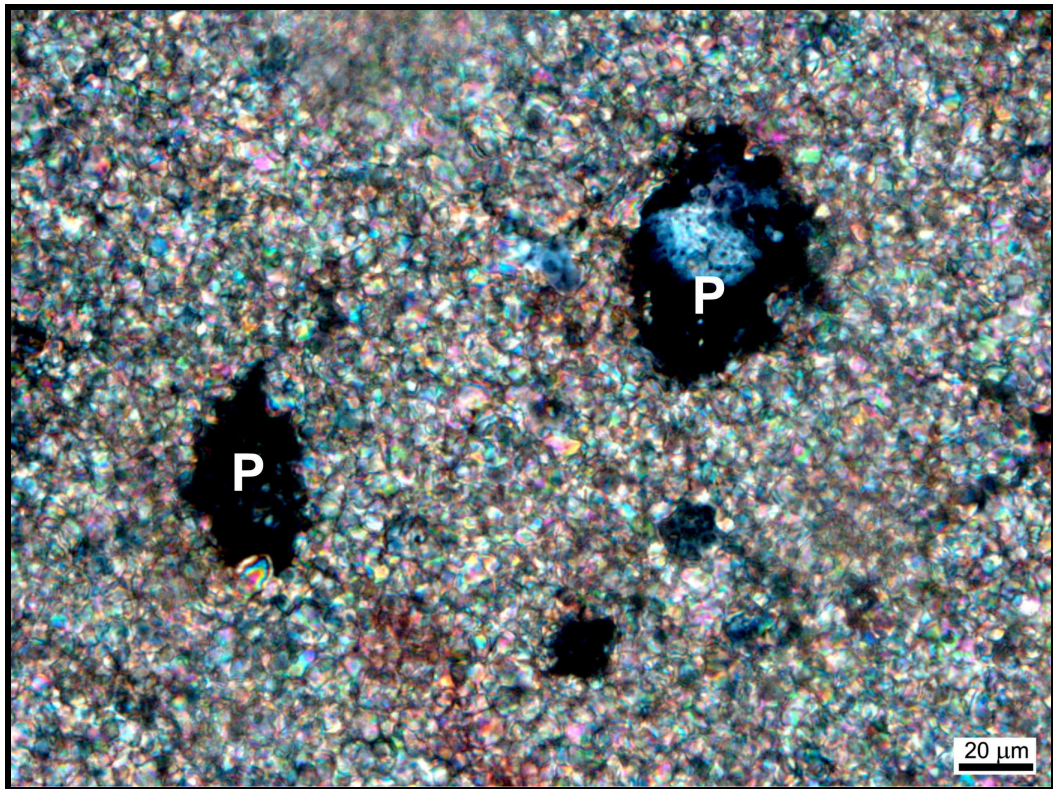


Figura 13. Dolomito muito fino com poros (P) que ainda apresentam resquícios de evaporitos (gipsita), nicóis cruzados.



Figura 14. Dolomito com poros preenchidos por minerais de sílica (calcedônia), nicóis cruzados.

4.2 MICROFACIES *GRAINSTONE* BIOCLÁSTICO OOLÍTICO – Gbo

A microfacies *grainstone* bioclástico oolítico (Gbo) foi observada na porção superior do perfil Calpará e Mulata. Apresenta arcabouço constituído predominantemente de bioclastos, oóides, e pelóides. Além desses grãos aloquímicos, ocorrem também intraclastos na forma de *aggregates*, anidrita, quartzo autigênico e pirita?.

Os bioclastos representam aproximadamente 35% nesses *grainstones*, são caracterizados principalmente por fragmentos de equinodermas, braquiópodes, moluscos e foraminíferos, enquanto trilobitas e algas são menos freqüentes (Figura 15). Esses bioclastos encontram-se bastante micritizados, o que dificulta sua identificação.

Os fragmentos de equinodermas, com tamanho médio de 0,35mm, são reconhecidos por sua típica estrutura em peneira (Figura 15) e cimento sintaxial.

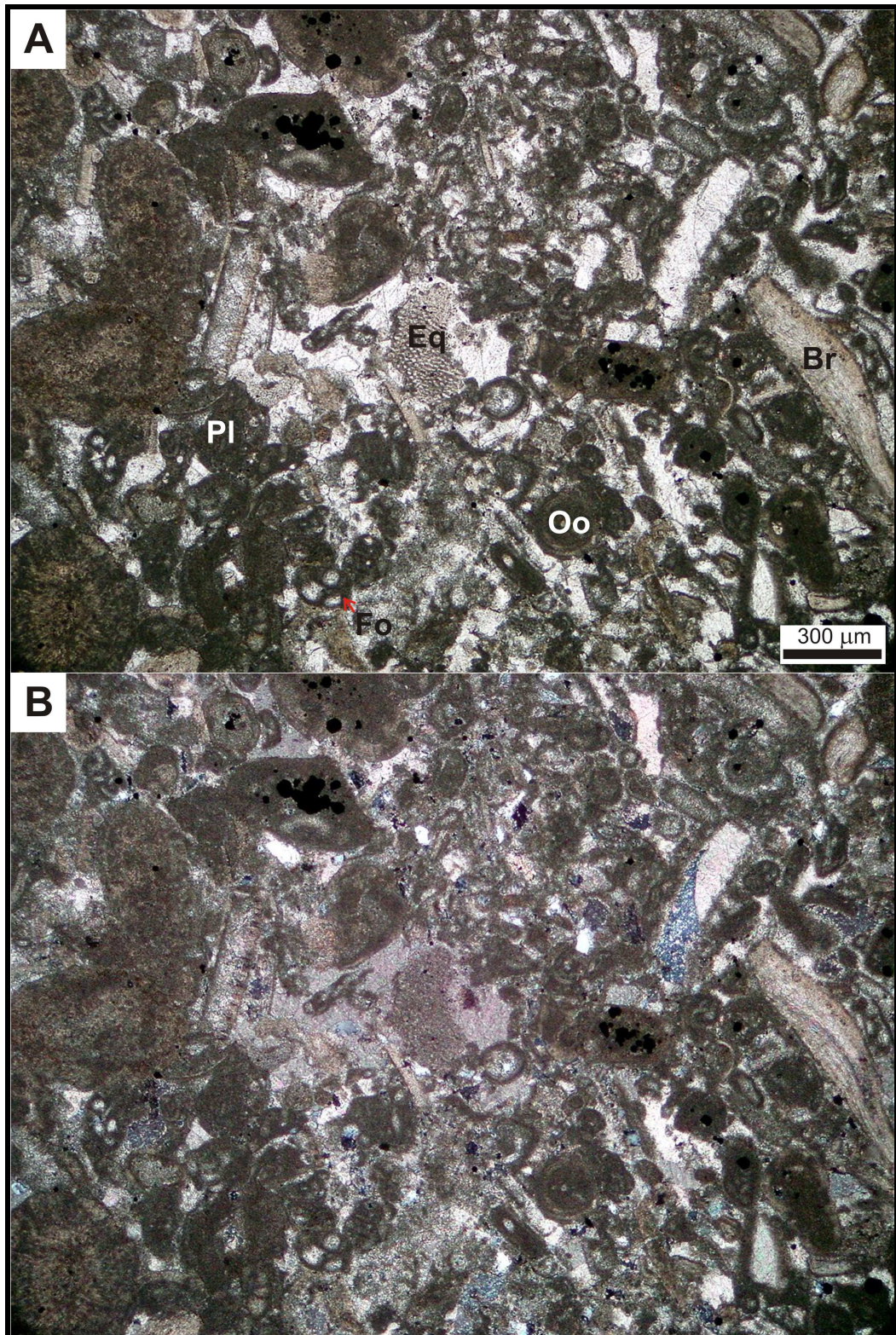


Figura 15. *Grainstone* bioclástico oolítico (Gbo), com bioclastos de equinodermas (Eq), braquiópodes (Br), foraminíferos (Fo), oóides (Oo) e pelóides (Pl). Observe a piritização parcial dos pelóides. A. Nicóis paralelos; B. Nicóis Cruzados.

Os braquiópodes também ocorrem em tamanhos variados. Seus fragmentos de conchas chegam a ter 0,5mm de comprimento e 0,15mm de espessura. São caracterizados por sua estrutura fibrosa, com lâminas sub-paralelas à margem da carapaça (Figura 15). Além de fragmentos de conchas são encontrados espinhos de braquiópodes.

Os moluscos são representados por pelecípodes (Figura 16) e gastrópodes (Figura 18), cujas conchas encontram-se geralmente micritizadas, enquanto a parte interna está preenchida por calcita espática. As conchas de moluscos não apresentam estrutura preservada.

Os foraminíferos, de diâmetro médio de 100 μm (Figura 15 e 16), ocorrem em várias formas de testas, como planoespiral, uniserial e bisserial, e cônica em seção longitudinal (*Orbitolina sp.*) (Figura 18). Em alguns casos as câmaras estão preenchidas por calcita espática. Vários foraminíferos servem como núcleos para oóides.

Os fragmentos de trilobitas (Figura 16) são caracterizados pela estrutura homogênea prismática e extinção em bandas, perpendiculares à margem da carapaça.

As algas são encontradas como grãos de diâmetros de até 150 μm , caracterizadas por segmentos quase esféricos que apresentam túbulos preenchidos por calcita microcristalina. De acordo com Scholle (1978) estas características são condizentes com algas verdes (Figura 18).

Os oóides apresentam diâmetro médio de 600 μm e compõem aproximadamente entre 12 e 20% dos *grainstones* (Figura 15 e 16). Ocorrem nas formas esféricas e elípticas, tendo estrutura concêntrica e/ou radial. O núcleo dos oóides é formado por fósseis (principalmente de foraminíferos), intraclastos de calcita espática ou microcristalina, ou até mesmo por mais de um núcleo.

Os pelóides constituem cerca de 5% dos *grainstones*, ocorrem de formas e tamanhos variados, e em parte, são produtos da micritização de bioclastos. Alguns pelóides estão parcialmente piritizados (Figura 15).

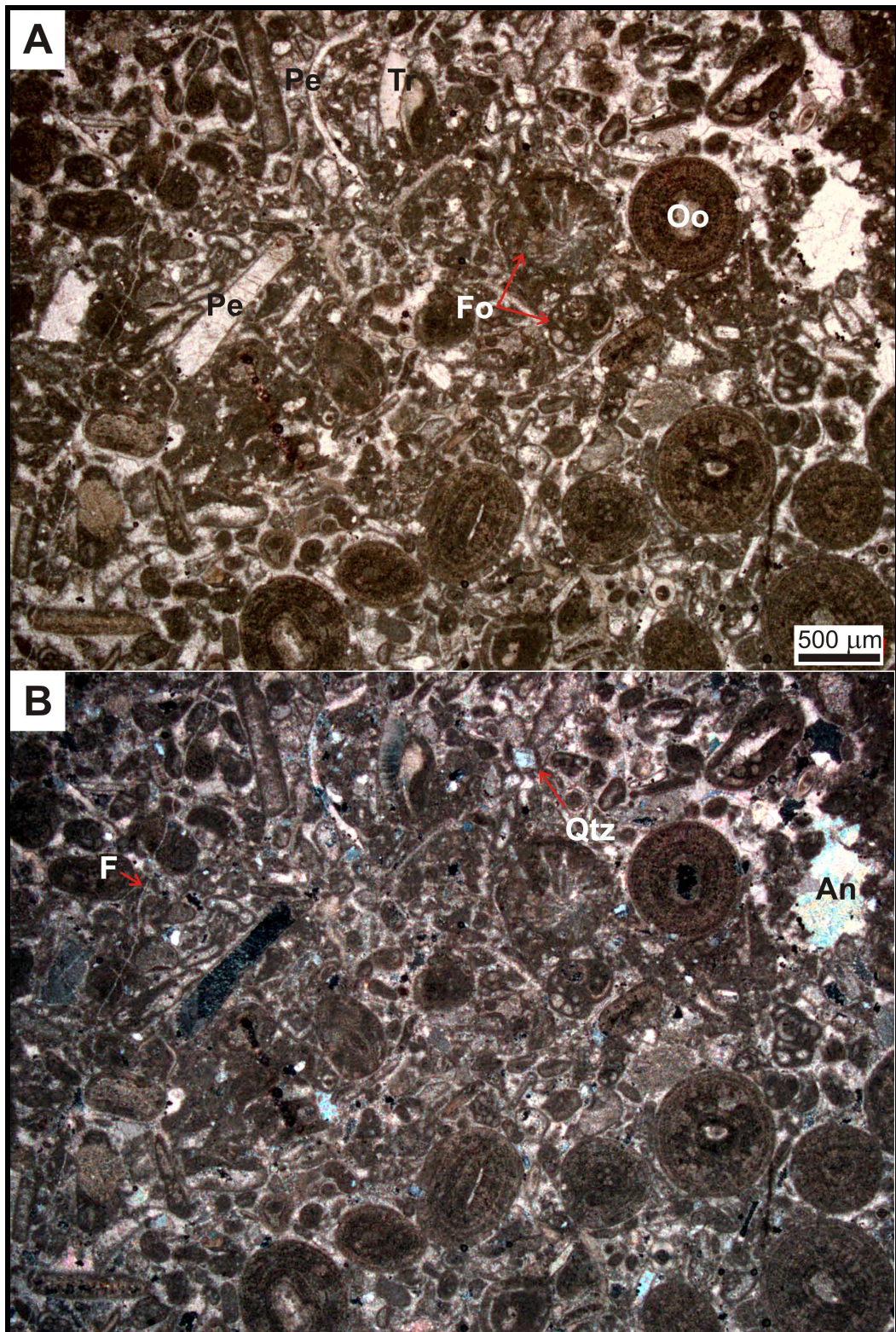


Figura 16. *Grainstone* bioclástico oolítico (Gbo), em destaque: Pelecípode (Pe), trilobita (Tr), foraminífero (Fo), oóides (Oo), fratura (F), quartzo autigênico (Qtz), anidrita (An). A. Nicóis paralelos; B. Nicóis cruzados.

O espaço intergranular dos *grainstones* está preenchido por cimento de calcita espática. São observados dois tipos de cimento: Cimento fibroso, em forma de franja, ao redor dos grãos (cimento A), e cimento em mosaico ou “blocky” que preencheu o que restou do espaço intergranular (cimento B) (Figura 17). Além dessas duas gerações de cimento, ocorre o cimento do tipo sintaxial em torno de equinodermas (Figura 18).

Nos *grainstones* bioclásticos oolíticos ocorreram processos de compactação mecânica, que geraram fraturas em grãos aloquímicos, posteriormente preenchidas por calcita espática (Figura 19).

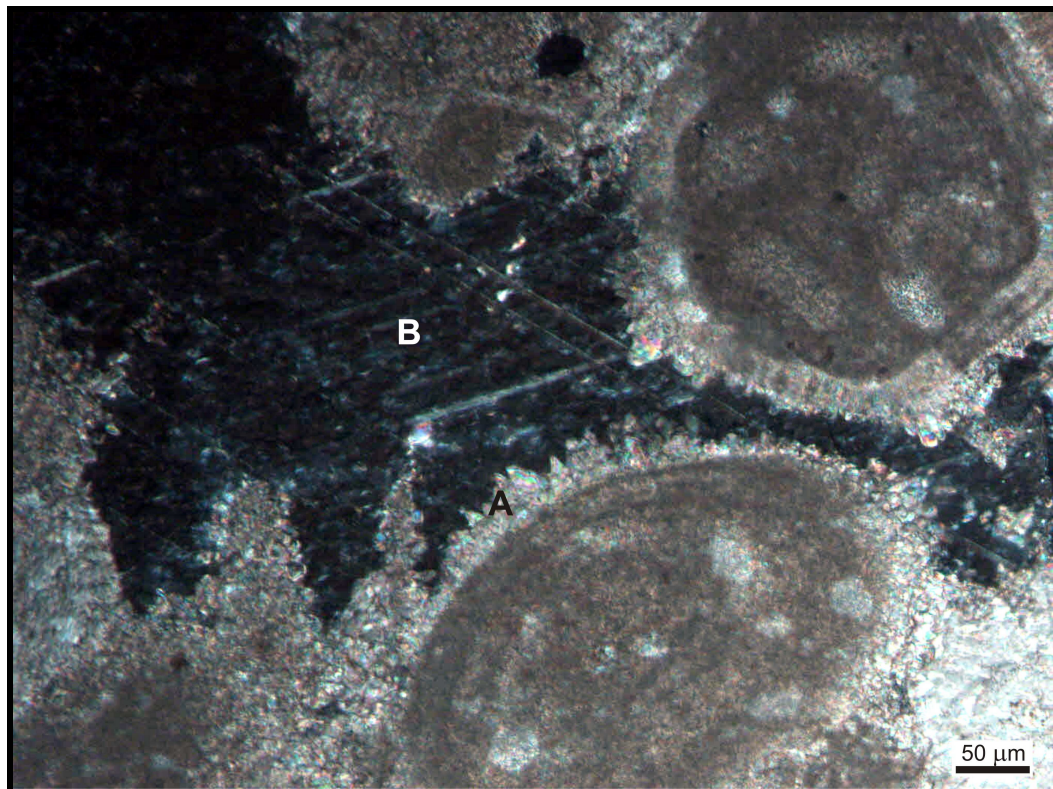


Figura 17. *Grainstone* com duas gerações de cimento: cimento fibroso, em forma de franja ao redor dos grãos (Cimento A), e cimento em mosaico preenchendo o restante do espaço intergranular (Cimento B), nicóis cruzados.

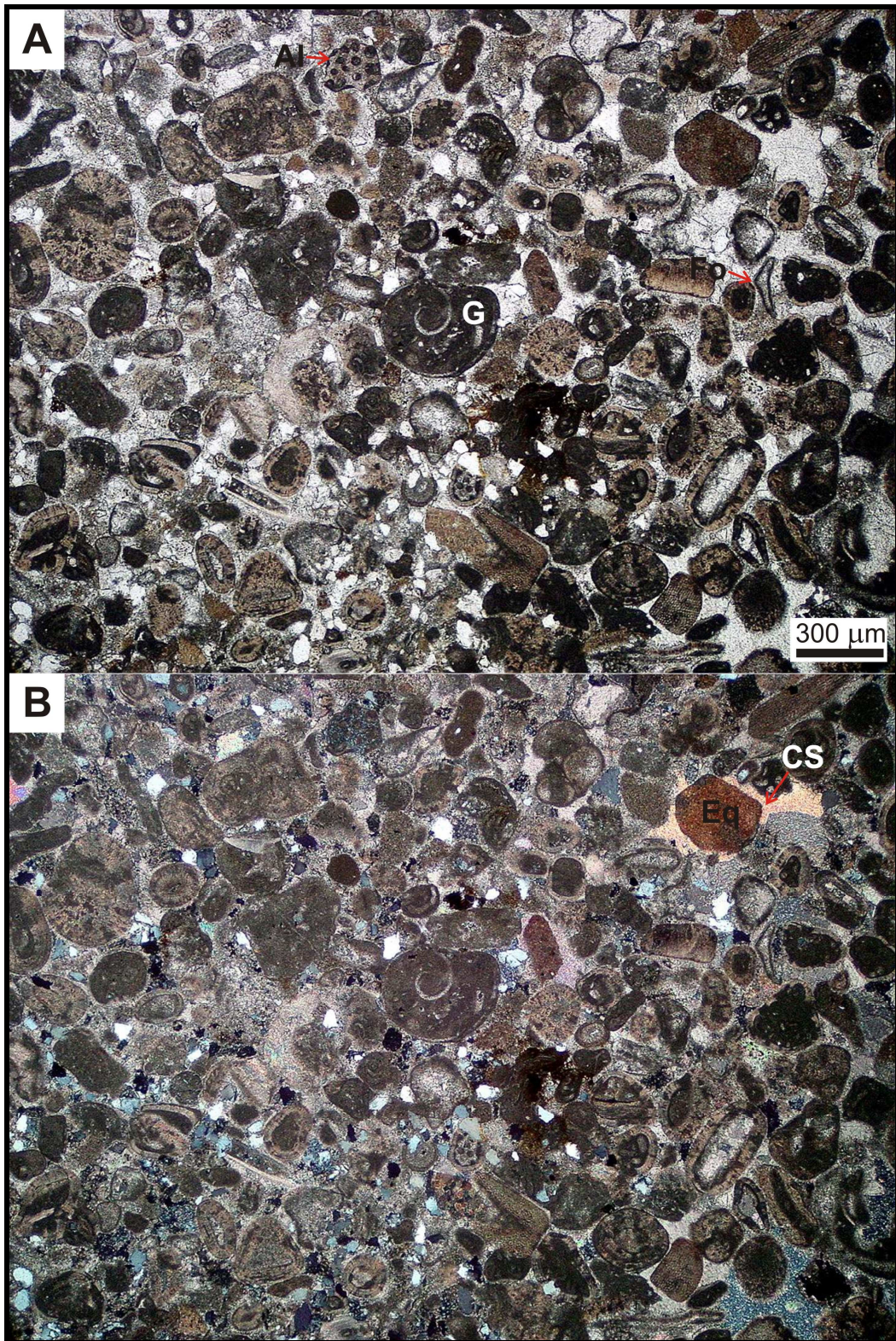


Figura 18. *Grainstone* bioclástico oolítico (Gbo), em destaque: Alga verde (Al), gastrópode (G), foraminífero (F) em forma cônica, equinoderma (Eq) com cimento sintaxial (CS). A. Nicóis paralelos; B. Nicóis cruzados.

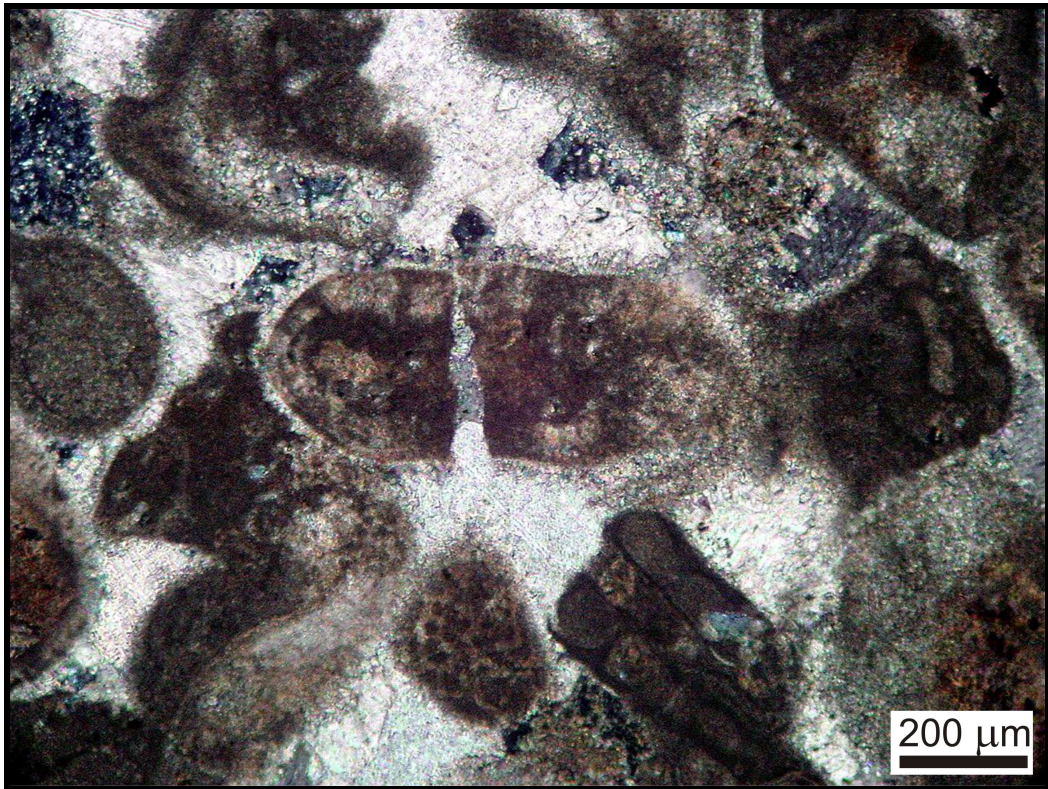


Figura 19. *Grainstone* com grãos aloquímicos fraturados, posteriormente preenchido por calcita espática, nicóis cruzados.

4.3 MICROFACIES *GRAINSTONE* PELOIDAL OOLÍTICO – Gpo

Essa microfácies ocorre na porção média do perfil Calpará (Figura 3), sendo caracterizada por pelóides e oóides. Os oóides são neomorfizados e preenchidos por calcita espática. Ocorre também anidrita proveniente da substituição da calcita espática (Figura 20).

Os pelóides constituem aproximadamente 40% do *grainstone*, possuem formas ovaladas e de bastão, com tamanhos de até 400 μ m. Os pelóides são constituídos por calcita microcristalina.

Os oóides dessa microfácies perfazem cerca de 25% da rocha, com diâmetro médio de 350 a 400 μ m. Encontram-se neomorfizados, preenchidos geralmente por um único cristal de calcita e estão envolvidos por micrito (Figura 21).

O espaço intergranular acha-se preenchido por cimento de calcita espática. Foram observados dois tipos de cimento: cimento granular em torno dos grãos; e cimento em mosaico preenchendo o restante do espaço intercristalino (Figura 21).

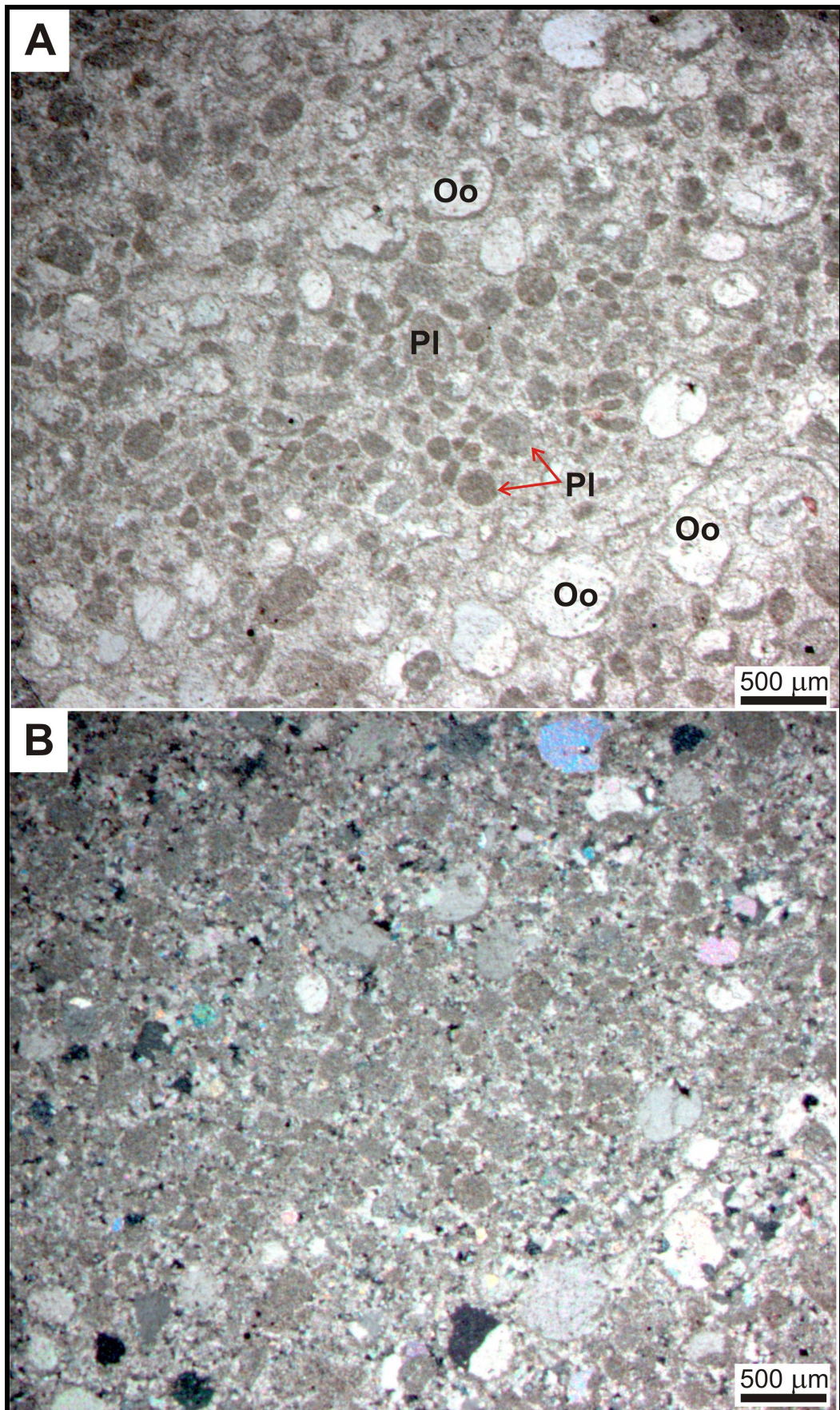


Figura 20. *Grainstone* peloidal oolítico, em destaque: Pelóides (PI) e oóides (Oo). A. Nicóis paralelos; B. Nicóis cruzados.

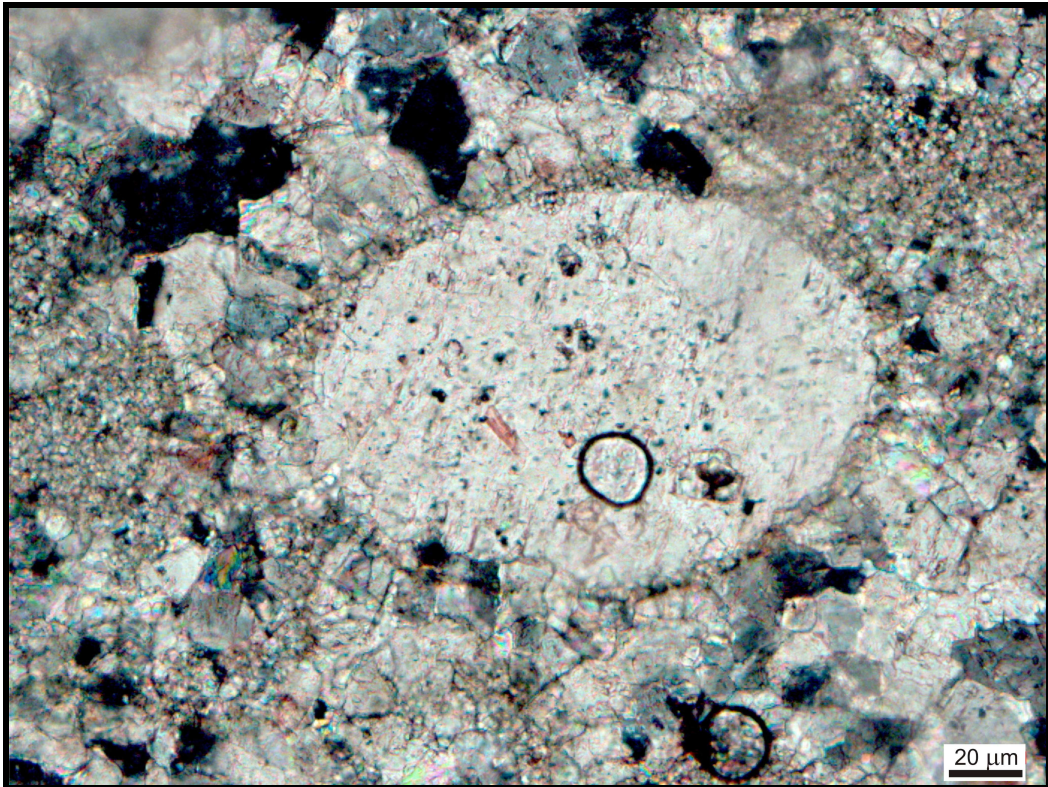


Figura 21. Oóide recrystalizado em um único cristal de calcita, no centro. Observe também o cimento em mosaico. Nicóis cruzados.

4.4 MICROFACIES *PACKSTONE* HÍBRIDO COM BIOCLASTOS E GRÃOS TERRÍGENOS – Pbt

A microfácies *packstone* híbrido encontra-se na porção inferior do perfil Calpará (Figura 3). Foi denominada como *packstone* híbrido devido à presença principal tanto de bioclastos como de grãos terrígenos no arcabouço da rocha. Além de bioclastos e grãos siliciclásticos, os constituintes do arcabouço incluem quartzo autigênico, muscovita, clorita, anidrita e minerais opacos (pirita?) (Figura 22). Os grãos siliciclásticos, que podem alcançar até 30% da rocha, são representados por quartzo e menos freqüente por plagioclásio.

Os bioclastos correspondem a 12% da rocha e são compostos predominantemente por fragmentos de braquiópodes, equinodermas, gastrópodes, trilobitas e foraminíferos, sendo que os três primeiros são mais abundantes que os demais.

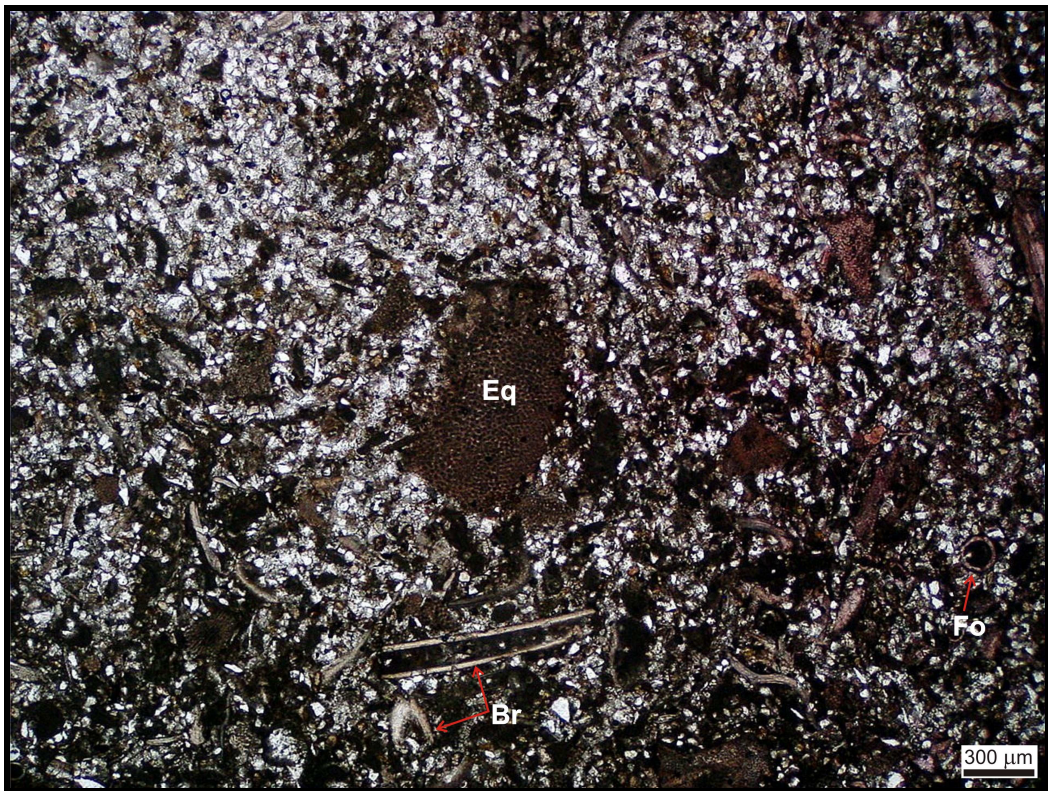


Figura 22. *Packstone* híbrido com bioclastos e grãos terrígenos, observe a grande quantidade de grãos siliciclásticos, matriz micrítica e bioclastos, como: Equinoderma (Eq), espinhos de braquiópodes (Br), foraminíferos (Fo), e outros. Nicóis paralelos.

Os braquiópodes apresentam geralmente conchas desarticuladas e espinhos, de tamanho variável, mas com comprimento inferior a 150 μ m. As conchas, exibindo envelope micrítico, possuem, em geral, estrutura fibrosa, com a presença de canalículos transversais à superfície da concha, denominados de “punctae” (Figura 23.A). Mas são encontradas também com uma estrutura atípica exibindo cristais grossos prismáticos de calcita orientados perpendicularmente à margem da concha. Essa estrutura é característica do braquiópode *Composita* sp. (Figura 23.B). Os espinhos de braquiópodes são encontrados em seção transversal e longitudinal (Figura 22). O centro, originalmente oco, está preenchido por calcita espática. Também foi observado um braquiópode articulado exibindo feição geopetal (Figura 23.C).

Os fragmentos de equinodermas são observados em forma retangular a circular com estrutura em peneira característica (Figura 23.D), com tamanho atingindo até 1,6mm de diâmetro. Apresentam geralmente sobrecrecimento syntaxial de calcita espática.

Os gastrópodes foram observados principalmente em seção transversal, com tamanho aproximado de 350µm. Suas conchas neomorfizadas e apresentando envelope micrítico encontram-se preenchidas por matriz micrítica (Figura 23.E).

Os fragmentos de trilobita apresentam uma microestrutura prismática homogênea, cujos prismas, perpendiculares a superfície da carapaça, mostram bandas características de extinção (Figura 23.F).

O cimento presente aparece na forma de franja e em mosaico no interior dos bioclastos (Figura 24), ou estando associadas a equinodermas na forma de cimento sintaxial, ou mesmo preenchendo espaços entre os grãos (Figura 23.D). A anidrita (Figura 25) e o quartzo autigênico são provenientes da substituição da calcita nos bioclastos, e também podem ocorrer imersos na matriz micrítica (Figura 26).

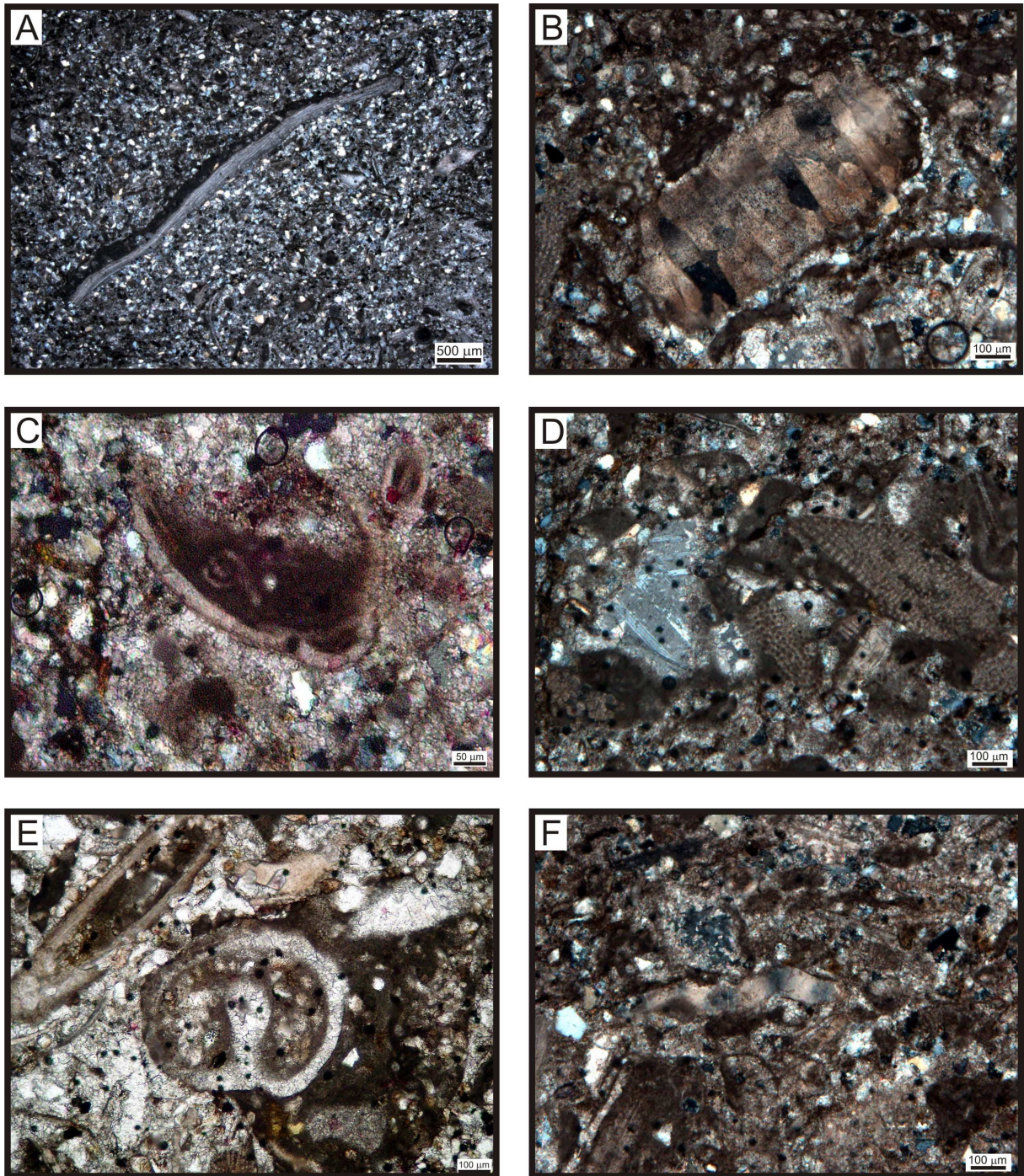


Figura 23. *Packstone* híbrido com bioclastos e grãos terrígenos (Pbt). A. Braquiópode com estrutura fibrosa com canaliculos transversais (estrutura "punctae"); B. Fragmento de braquiópode com cristais de calcita perpendiculares a margem da concha; C. Concha de braquiópode com feição geopetal; D. Fragmento de equinoderma com estrutura em peneira típica, e cimento de calcita espática a esquerda; E. Gastrópode, em seção transversal, preenchido com matriz micrítica; F. Fragmento de trilobita com microestrutura prismática homogênea de extinção característica. Em A, B, D e F, nicóis cruzados; C e D, nicóis paralelos.

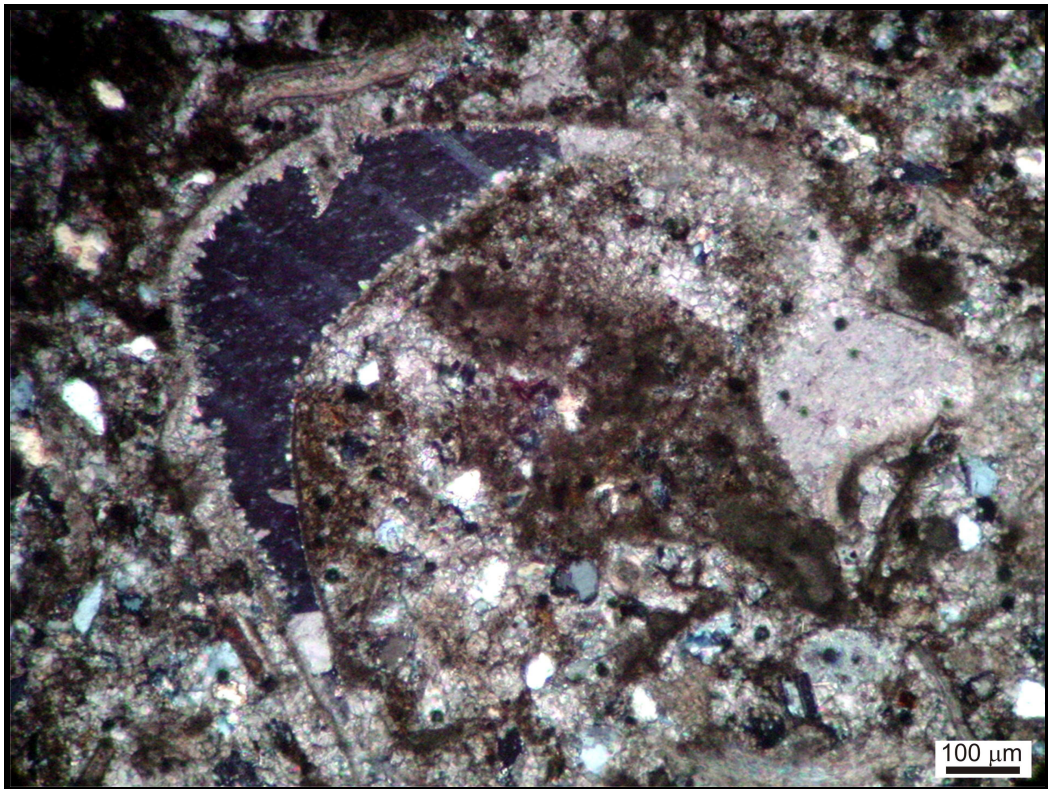


Figura 24. Cimento de calcita espática no interior de bioclasto, na borda um cimento em franja e no interior cimento em mosaico. Nicóis cruzados.

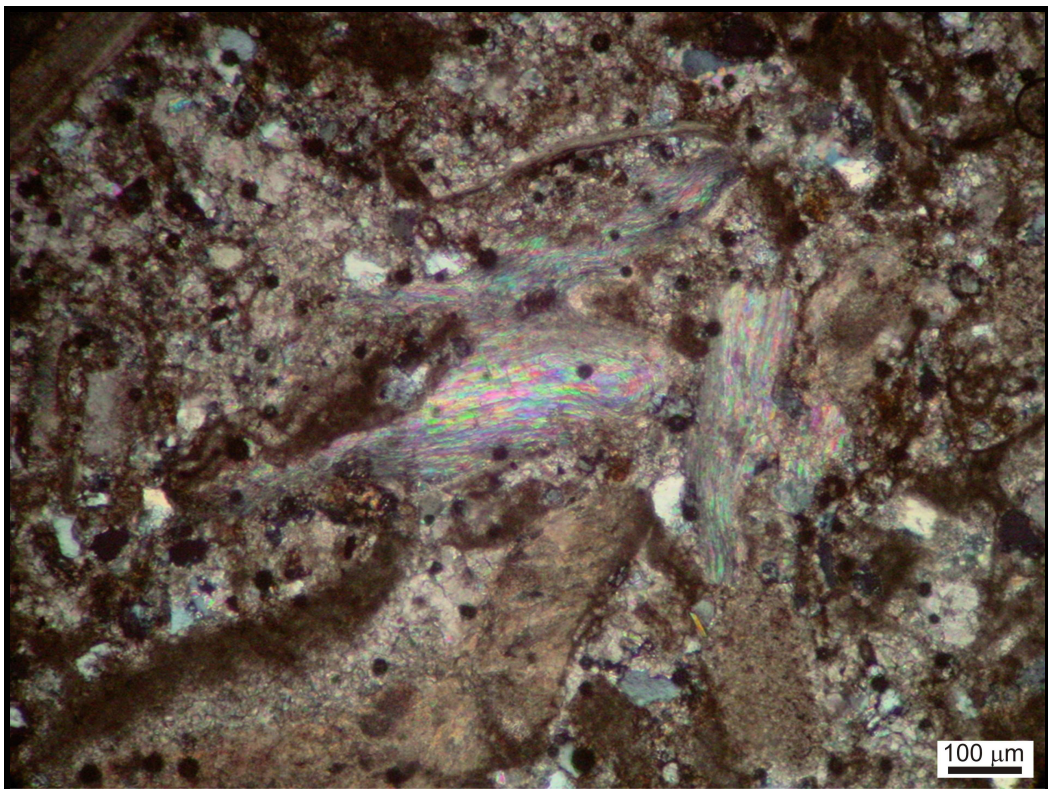


Figura 25. Anidrita substituindo a calcita nos bioclastos. Nicóis cruzados.

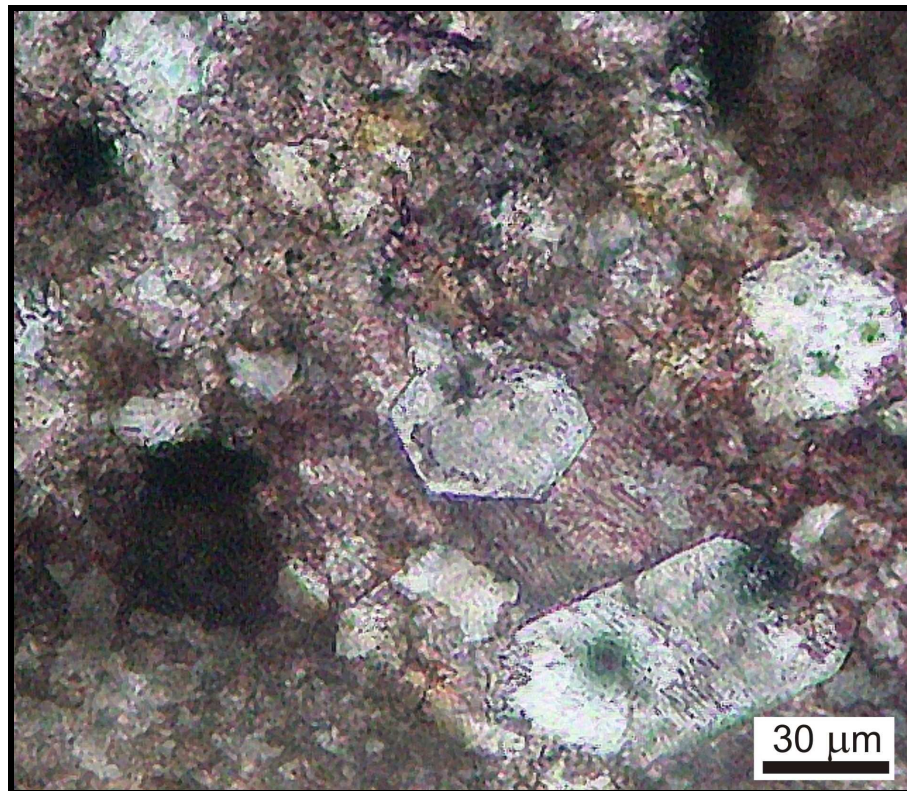


Figura 26. Quartzo autigênico em matriz micrítica, observe que os cristais de quartzo são euédricos. Nicóis paralelos.

4.5 MICROFACIES *WACKESTONE* HÍBRIDO COM GRÃOS TERRÍGENOS E BIOCLÁSTOS – Wtb

Esta microfácies ocorre na porção média do perfil da Mulata. Apresenta arcabouço aberto mal selecionado, composto predominantemente de grãos terrígenos e bioclastos, e menos freqüentemente de quartzo autigênico, minerais opacos, clorita e muscovita (Figura 27).

O conjunto de constituintes terrígenos (~20%) mostra grãos subangulosos a subarredondados, moderadamente selecionados. Sua mineralogia é constituída predominantemente por quartzo monocristalino e subordinadamente por plagioclásio.

Os bioclastos compreendem até 12% da rocha, incluindo fragmentos de equinodermas, braquiópodes, foraminíferos e calcíferas. Os equinodermas, mais predominantes na rocha, encontram-se bastante fragmentados, de tamanhos variados, chegando até 1,3mm de comprimento e 0,76mm de largura.



Figura 27. *Wackestone* híbrido com grãos terrígenos e bioclásticos (Wtb), observe a quantidade de terrígenos e bioclásticos, como: Equinodermas (Eq) e braquiópodes (Br). Nicóis cruzados.

Os fragmentos de braquiópodes, foraminíferos e calcíferas são menos frequentes e geralmente neomorfizados. Os braquiópodes encontram-se com cristais prismáticos perpendiculares a borda da concha e também são observados espinhos dos mesmos (Figura 28), já os foraminíferos encontrados apresentam poucas câmaras em arranjo uniserial (Figura 29).

O quartzo autigênico (Figura 28) ocorre principalmente na matriz micrítica, juntamente com a muscovita e clorita. A matriz micrítica é geralmente preservada, mas podem aparecer feições de pseudoesparito, além de cimento intragranular, como visto nos fósseis (Figura 29). Também é possível observar filmes de dissolução por pressão (*dissolution seams*) nesta microfácies (Figura 28).

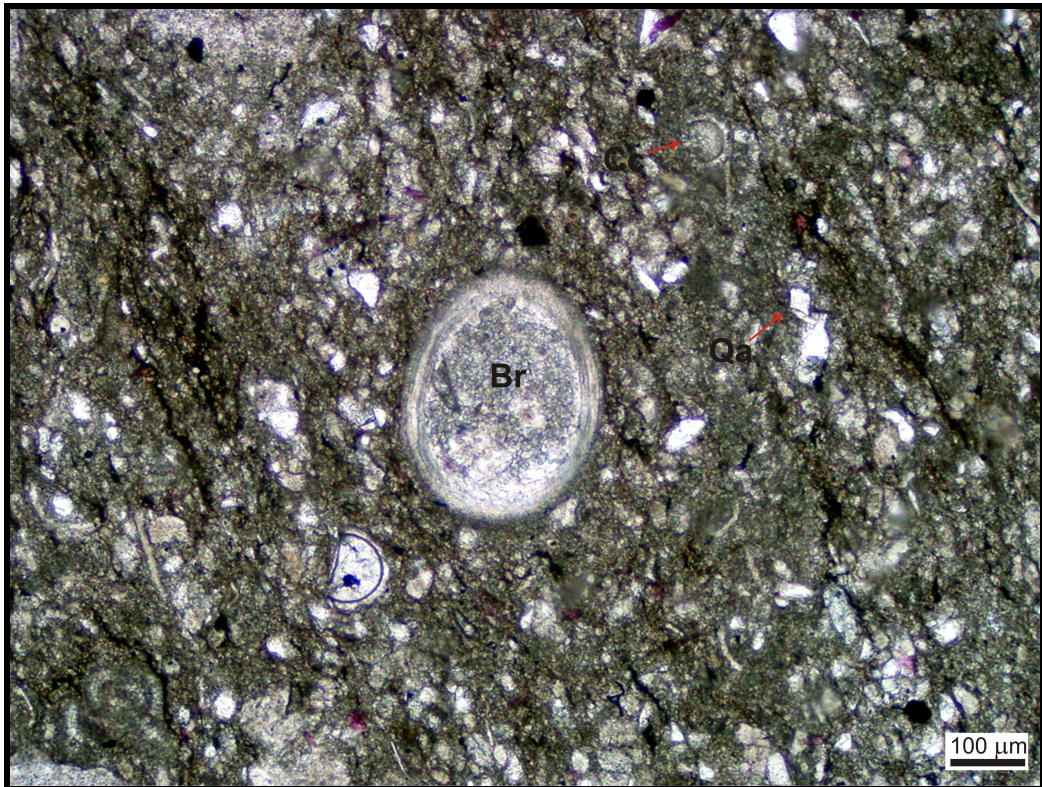


Figura 28. *Wackestone* híbrido com grãos terrígenos e bioclóstos (Wtb) mostrando espinho de braquiópode (Br), calcisfera (Cc), quartzo autigênico (Qa), além de *dissolution seams* (Ds). Nicóis paralelos.

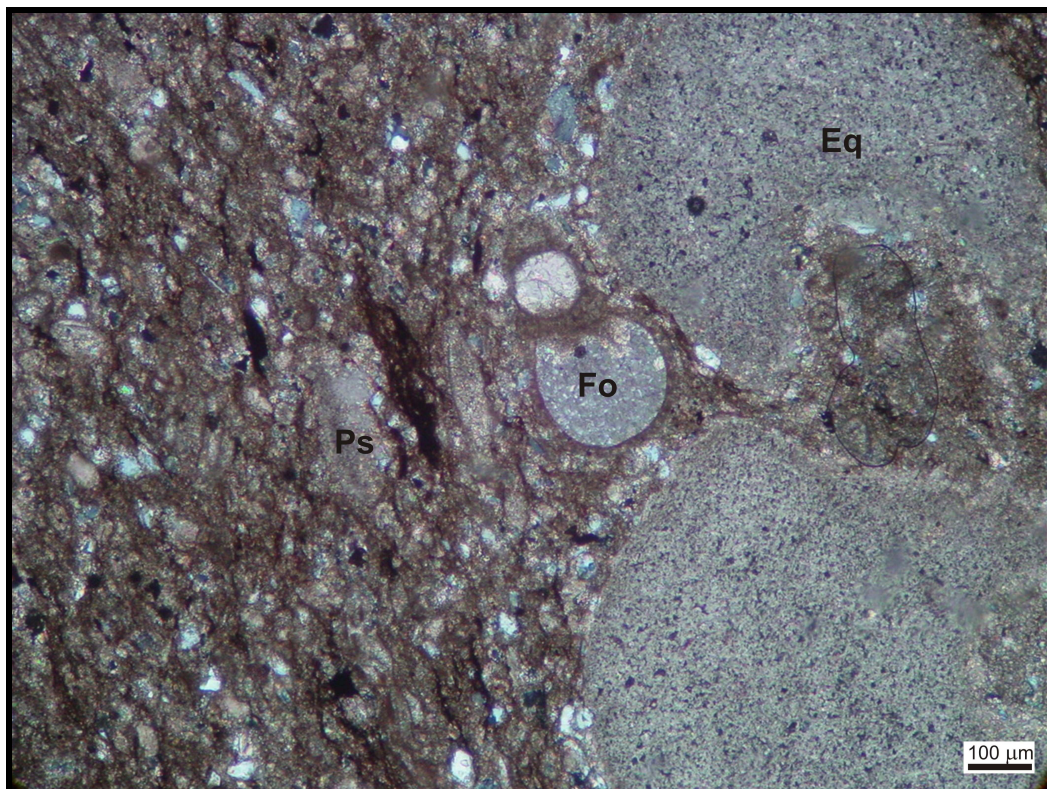


Figura 29. *Wackestone* híbrido com grãos terrígenos e bioclóstos (Wtb) mostrando a presença de foraminífero (Fo), com câmaras preenchidas por calcita, além de equinoderma (Eq) e pseudoesparito (Ps). Nicóis cruzados.

4.6 MICROFACIES *MUDSTONE/WACKESTONE* BIOCLÁSTICO – M/Wb

A microfácies *mudstone/wackestone* bioclástico encontra-se na porção média do perfil Calpará, na base da Formação Itaituba. Constitui uma intercalação milimétrica de *mudstone* e *wackestone*, compostos de bioclastos, intraclastos e pirita dispersa em matriz micrítica, que perfaz mais de 90% da rocha (Figura 30). Os bioclastos, mais freqüentes na porção *wackestone*, mas também ocorrem na porção *mudstone*, compõem aproximadamente 5% desta microfácies e compreendem foraminíferos, moluscos e ostracódeos.

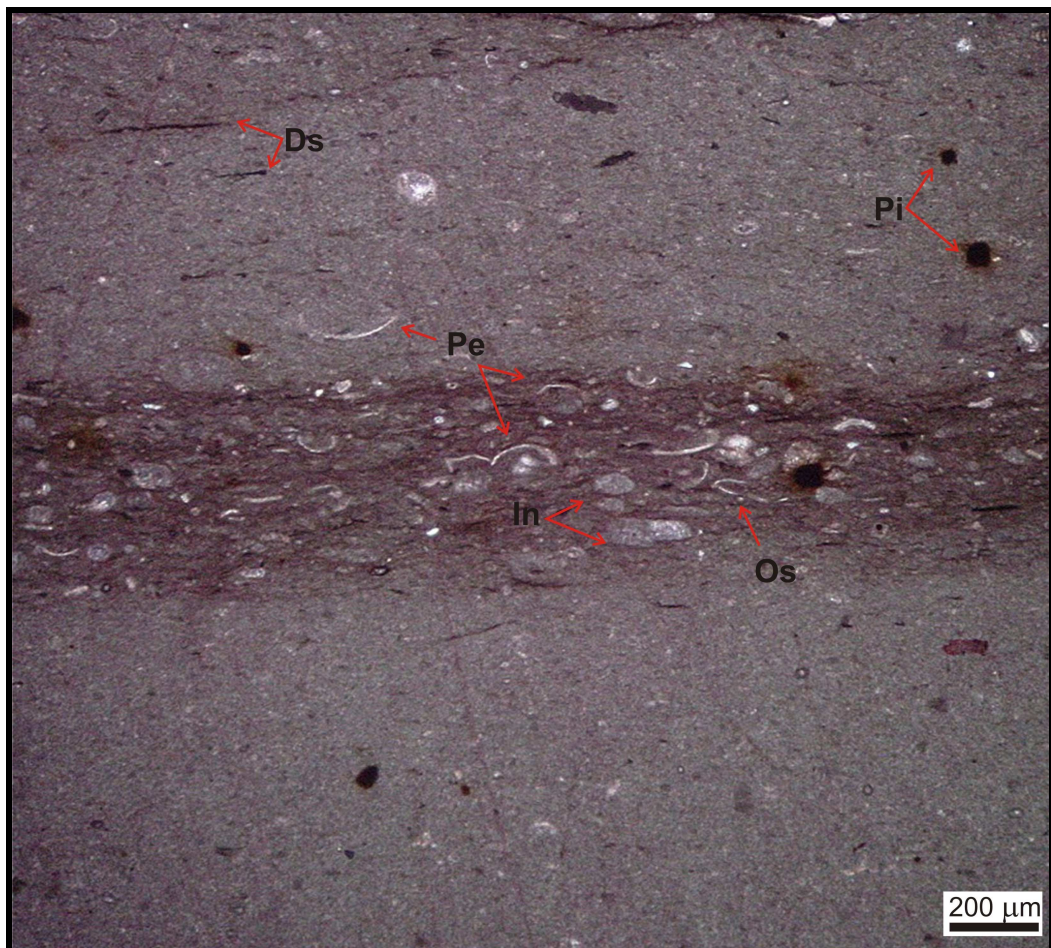


Figura 30. *Mudstone/Wackestone* bioclástico mostrando pelecípodes (Pe), ostracódeos (Os), intraclastos (In), além de pirita (Pi) e *Dissolution seams* (Ds). Nicóis cruzados.

Os foraminíferos apresentam tamanho de até 0,4mm (Figura 31). Os moluscos, representados por pequenos pelecípodes, e os ostracódeos ocorrem, principalmente na porção *wackestone*, com as conchas neomorfizadas. Os intraclastos possuem formas geralmente angulosas, apresentam tamanho médio na fração areia grossa (70 μ m) e são constituídos de calcita espática. Em algumas porções são observados filmes de dissolução por pressão (*dissolution seams*) (Figura 30).

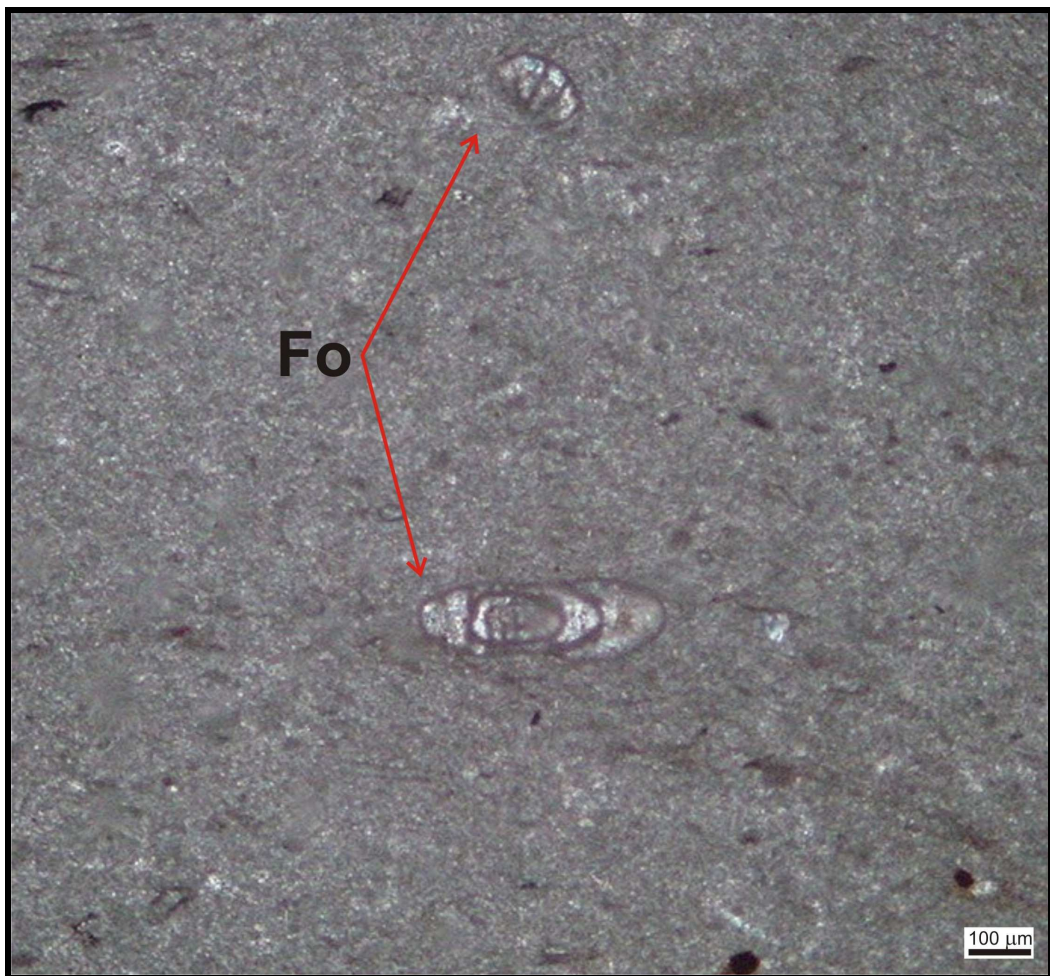


Figura 31. *Mudstone* com foraminíferos (Fo), com nicóis cruzados.

4.7 MICROFACIES *MUDSTONE* COM GRÃOS TERRÍGENOS E POUCOS BIOCLASTOS – Mtb

A microfácies *mudstone* com grãos terrígenos e poucos bioclastos ocorre nas partes inferior (Formação Monte Alegre), média e superior do perfil Calpará (Formação Itaituba), acima do arenito de coloração roxa, com estratificação cruzada de baixo ângulo. Essa microfácies também é encontrada na porção inferior do perfil Mulata.

Esta microfácies é composta de grãos terrígenos e poucos bioclastos, além de pelóides, intraclastos, muscovita e clorita dispersos em matriz de calcita microcristalina (Figura 32). Os grãos terrígenos (15 a 25%) são subangulosos a subarredondados, de silte grosso a areia muito fina. Sua mineralogia é constituída predominantemente por quartzo monocristalino, e menos freqüentemente por plagioclásio e microclina.

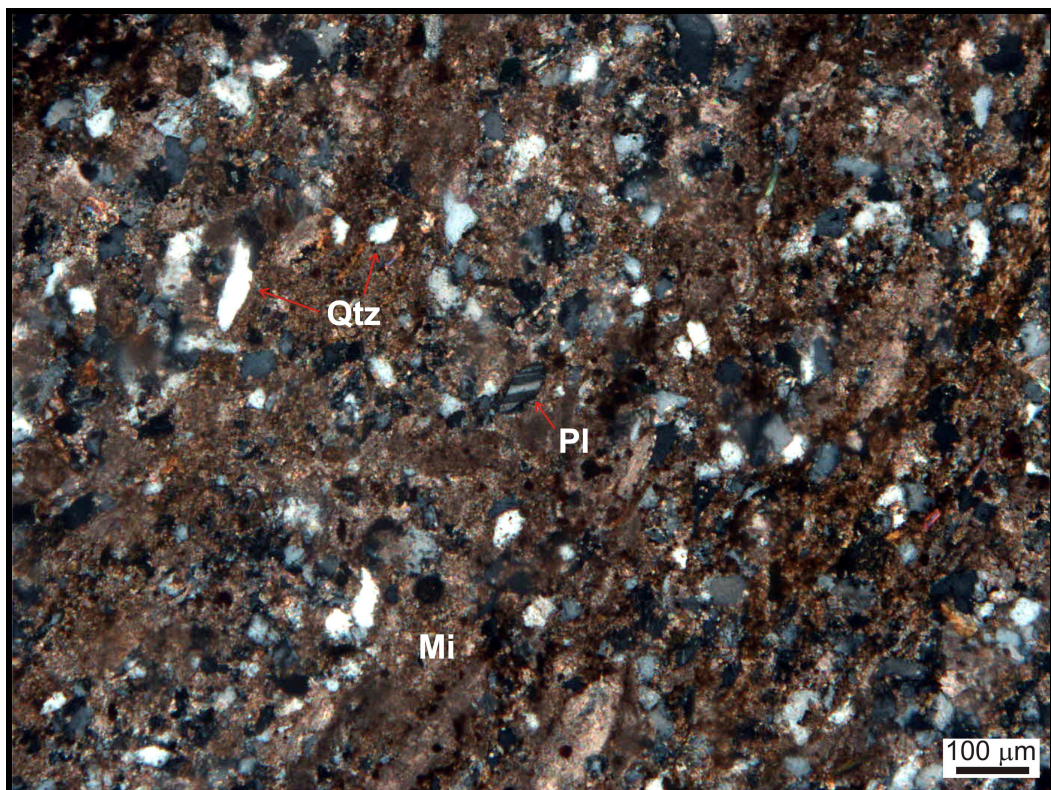


Figura 32. *Mudstone* com grãos terrígenos e poucos bioclastos, em destaque os grãos terrígenos, quartzo (Qtz) e plagioclásio (Pl) e também matriz de calcita microcristalina (Mi). Nicóis cruzados.

Entre os bioclastos, compondo entre 2 e 7% da rocha, observam-se freqüentemente placas de equinodermas, conchas de braquiópodes e moluscos. Menos freqüentes são ostracódeos, foraminíferos, briozoários, trilobitas e algas.

Os fragmentos de equinodermas são encontrados com tamanhos variados de até 1,7mm de comprimento, apresentando extinção uniforme e estrutura em peneira pouco preservada (Figura 33.A, B).

As conchas de braquiópodes ocorrem bastante fragmentadas, sendo possível o reconhecimento da estrutura fibrosa e até mesmo prismática. As conchas possuem largura média de 0,55mm e até 8mm de comprimento.

Entre os moluscos têm-se os bivalves com conchas delgadas neomorfizadas (Figura 33.D). As conchas de ostracódeos ocorrem articuladas e preenchidas por calcita espática, e podem mostrar estrutura geopetal (Figura 33.C). As testas de foraminíferos apresentam tamanho em torno de 320 μ m (Figura 33.E). Os briozoários são encontrados principalmente em seção transversal-longitudinal, com os zoécios preenchidos por calcita espática e micrito (Figura 33.F). E por último, os trilobitas ocorrem juntamente com os ostracódeos, com extinção em bandas características (Figura 34.A,B). Os pelóides e intraclastos são raros nos *mudstones*, sendo compostos por calcita microcristalina.

A dolomitização foi um processo pouco efetivo e localizado. Os cristais euedrais de dolomita com cerca de 100 μ m de tamanho encontram-se dispersos em algumas porções desta microfácies e apresentam cristais euedrais e núcleos de aspecto empoeirado. Vários cristais de dolomita foram também substituídos por calcita espática xenotópica (Figura 34. A,B).

Feições de dissolução por pressão, em alguns níveis, destacam-se pela presença de argilominerais (Figura 33.F e 34.C). O cimento de calcita espática aparece principalmente nos espaços intragranulares dos fósseis. Também há a ocorrência de microesparito e pseudoesparito, provenientes do neomorfismo da matriz micrítica (Figura 34.D).

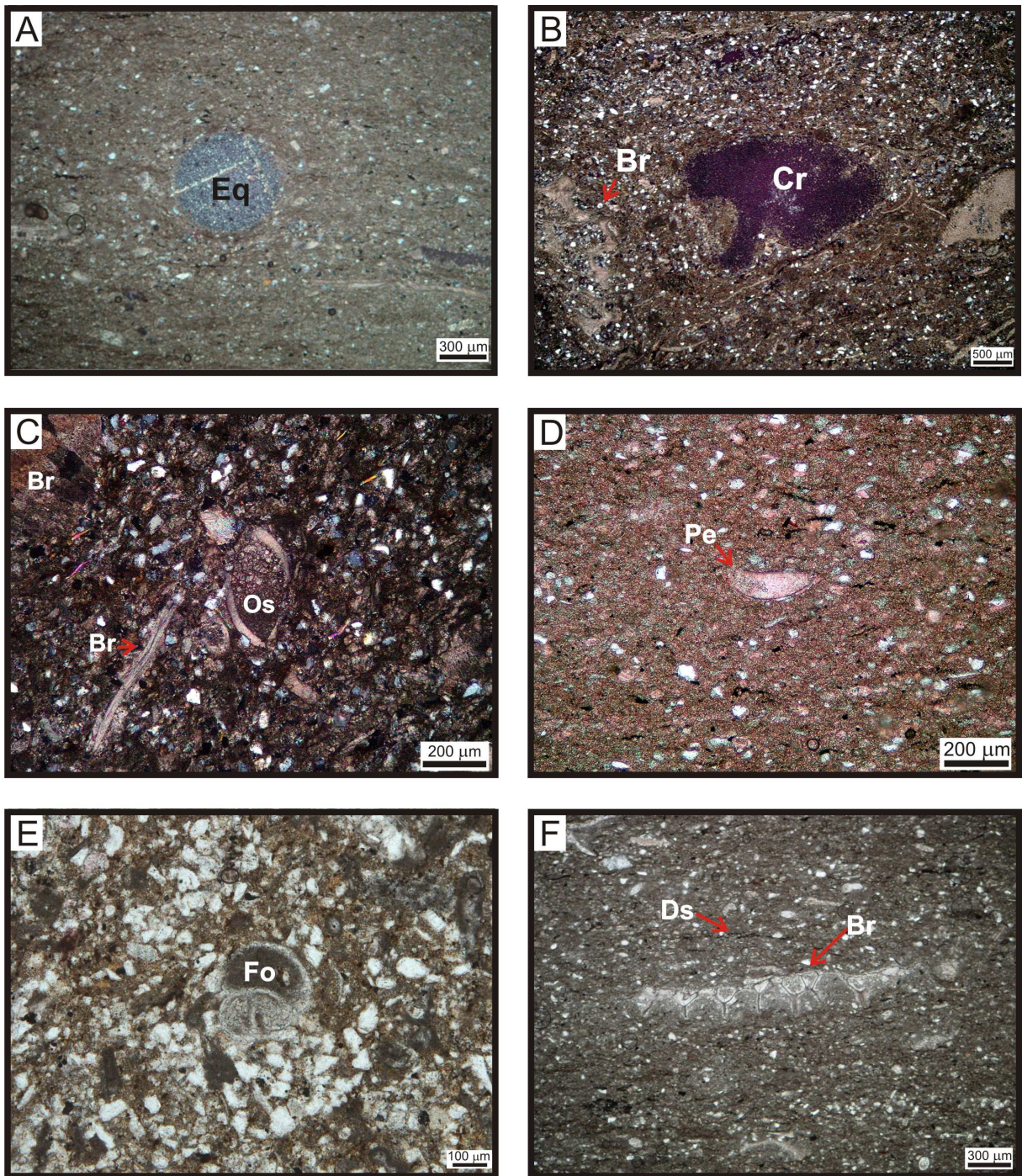


Figura 33. *Mudstone* com grãos terrígenos e poucos bioclastos (Mtb). A. Equinoderma (Eq) em matriz de calcita microcristalina; B. Crinóide (Cr) e briozoário (Br); C. Braquiópodes (Br) e ostracódeos (Os); D. Pelecípodes (Pe); E. Foraminífero (Fo); F. Briozoário (Br) e *dissolution seams* (Ds). Em A, B, C e D, nicóis cruzados; E e F, nicóis paralelos.

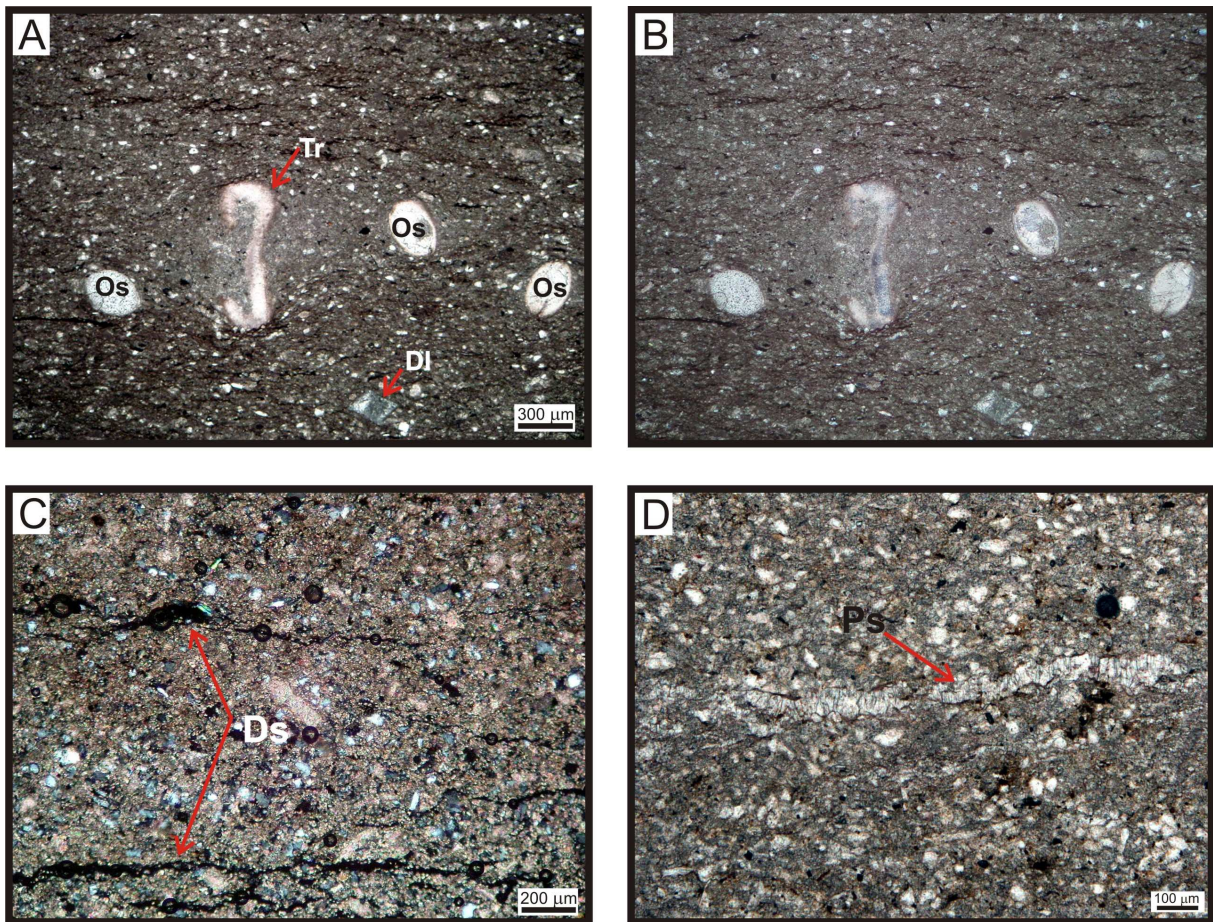


Figura 34. *Mudstone* com grãos terrígenos e poucos bioclastos (Mtb). A e B. Trilobita (Tr), ostracódeos (Os) e dolomita euédrica (Dl); C. *Dissolution seams* (Ds); D. Pseudoesparito. Em A e D, nicóis paralelos; B e C, nicóis cruzados.

4.8 MICROFACIES *MUDSTONE* – M

A microfácies *mudstone* é encontrada na porção superior do perfil Dois Galhos e na porção média do perfil Calpará. Contém mais de 90% de calcita microcristalina/microesparito e poucos bioclastos de braquiópodes e foraminíferos (Figura 35 e 36). Apresenta também estilólitos e fraturas preenchidas por calcita espática (Figura 37).

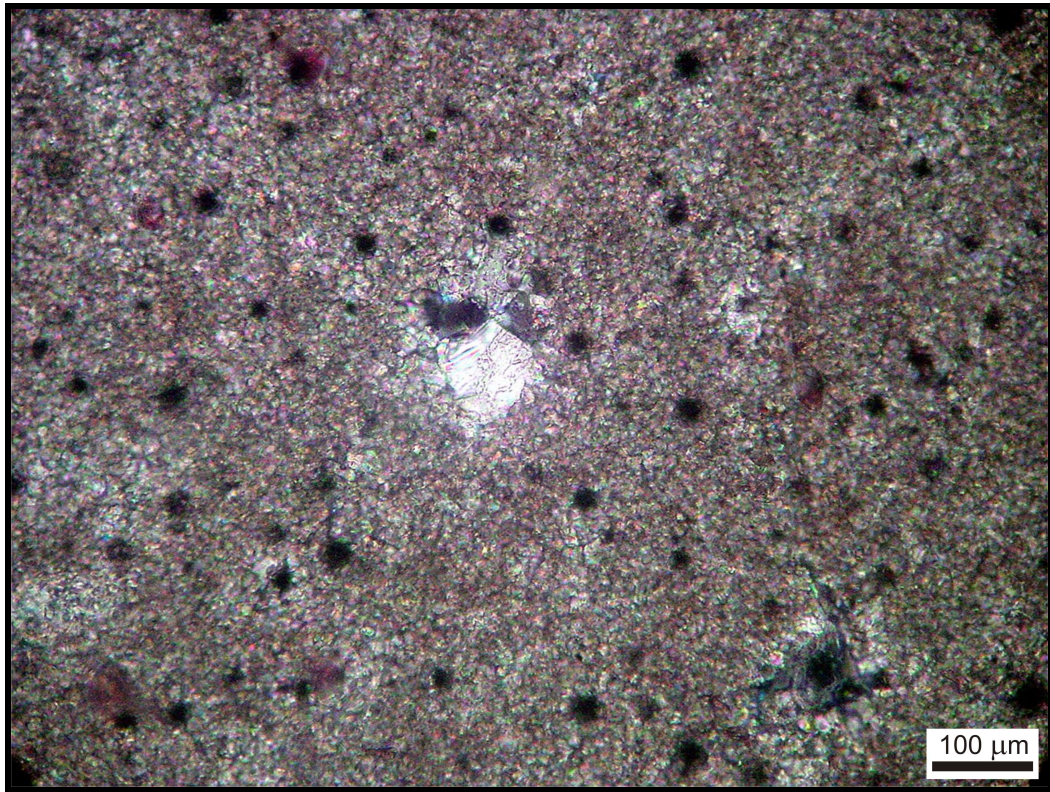


Figura 35. Microfácies *mudstone* (M) com calcita microespática. Nicóis cruzados.

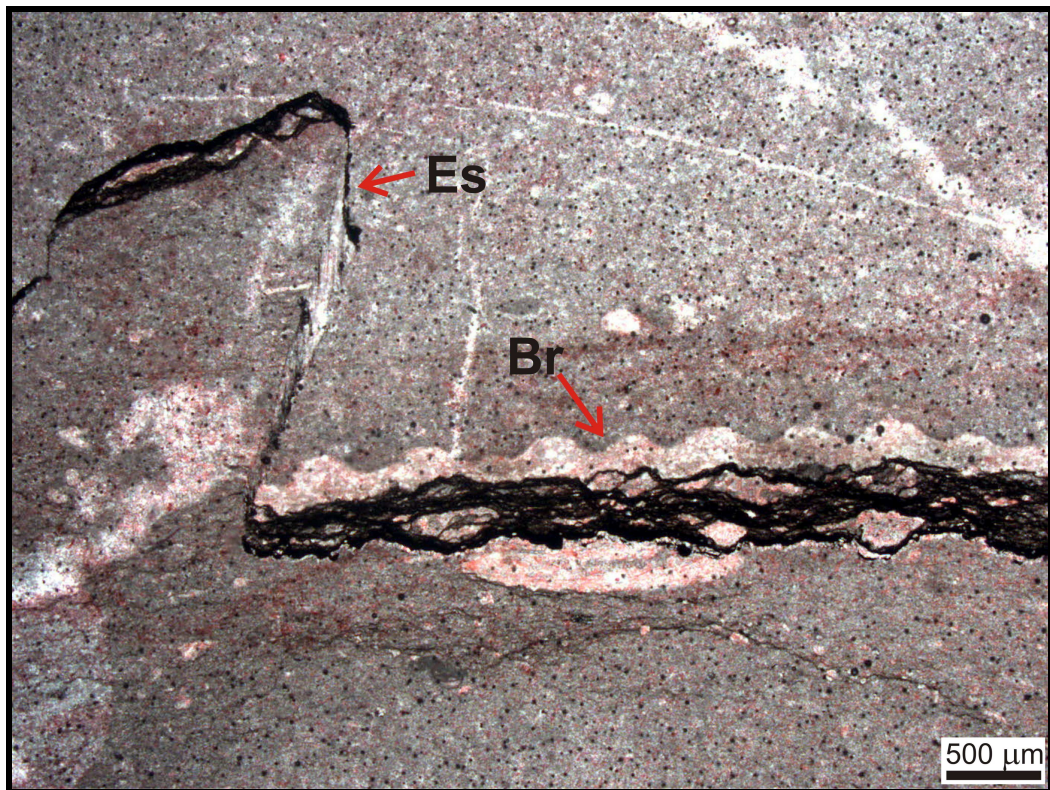


Figura 36. Microfácies *Mudstone* (M) com estilólitos (Es) e braquiópode (Br) nas proximidades dos estilólitos. Nicóis paralelos.

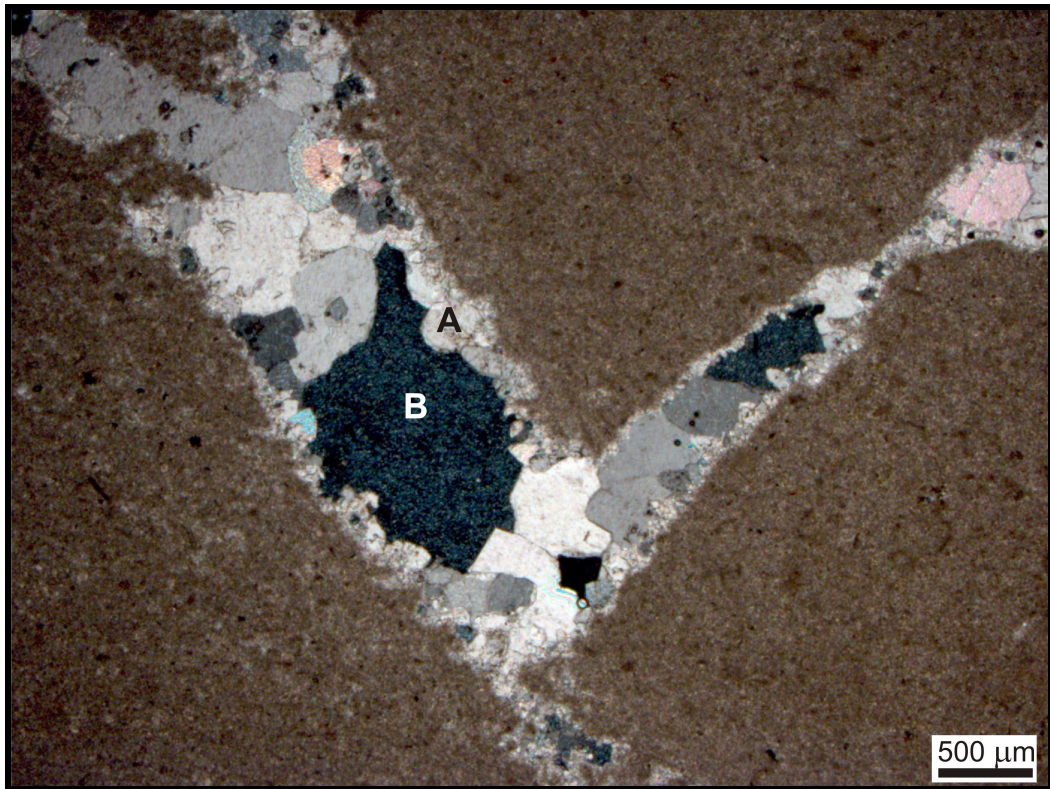


Figura 37. Microfácies *mudstone* (M) de calcita microcristalina de cor marrom amarelado com fratura preenchida por dois tipos de cimento, em A. cimento em franja e B. cimento em mosaico. Nicóis cruzados.

5 MINERAIS INSOLÚVEIS

A fração insolúvel dos carbonatos da Formação Itaituba é composta de minerais terrígenos e autigênicos, constituindo de 2 a 30% da rocha. Dentre os argilominerais da fração <2 μ m ocorrem illita, esmectita e traços de clorita e caulinita (TABELA 1) (Figura 38 e 39). A origem desses minerais, se detrítica e/ou diagenética, não foi investigada. Além desses constituintes, os carbonatos da Formação Itaituba contêm matéria orgânica, constituindo de 1 a 15%. Os maiores teores de matéria orgânica são encontrados principalmente na microfácies *mudstone*, tanto nos *mudstones* com grãos terrígenos e poucos bioclóstos como nos *mudstones*. O restante das microfácies possui menos de 1% de matéria orgânica.

A fração areia da parte insolúvel corresponde de <1 a 8% dos carbonatos, e juntamente com a fração silte é constituída principalmente de quartzo (terrígeno e autigênico) e feldspato (Figura 40). Menos freqüentemente são encontrados muscovita e piritita autigênica (Figura 41). Nas microfácies dolomito e *grainstone*, o quartzo é principalmente autigênico, como mostram suas formas euedrais (Figura 42.A). Nas demais microfácies, o quartzo ocorre principalmente como constituinte terrígeno (Figura 42.B), assim como o feldspato (Figura 42.C).

TABELA 1. Valores em Å das reflexões características (001) dos principais argilominerais.

Mineral	Tratamentos	(001)	(002)	(003)	(004)	(005)
Esmectita	N	15,4		5,1		3,05
	EG	17	8,5	5,7	4,2	3,4
	550°C	10		5,0		3,3
Illita	N	10	5	3,3	2,5	
	EG	10	5	3,3	2,5	
	550°C	10	5	3,3	2,5	
Clorita	N	14	7	4,7	3,53	2,83
	EG	14	7	4,7	3,53	2,83
	550°C	14	-	4,7	-	2,83
Caulinita	N	7,1	3,58	2,33		
	EG	7,1	3,58	2,33		
	550°C	-	-	2,33		

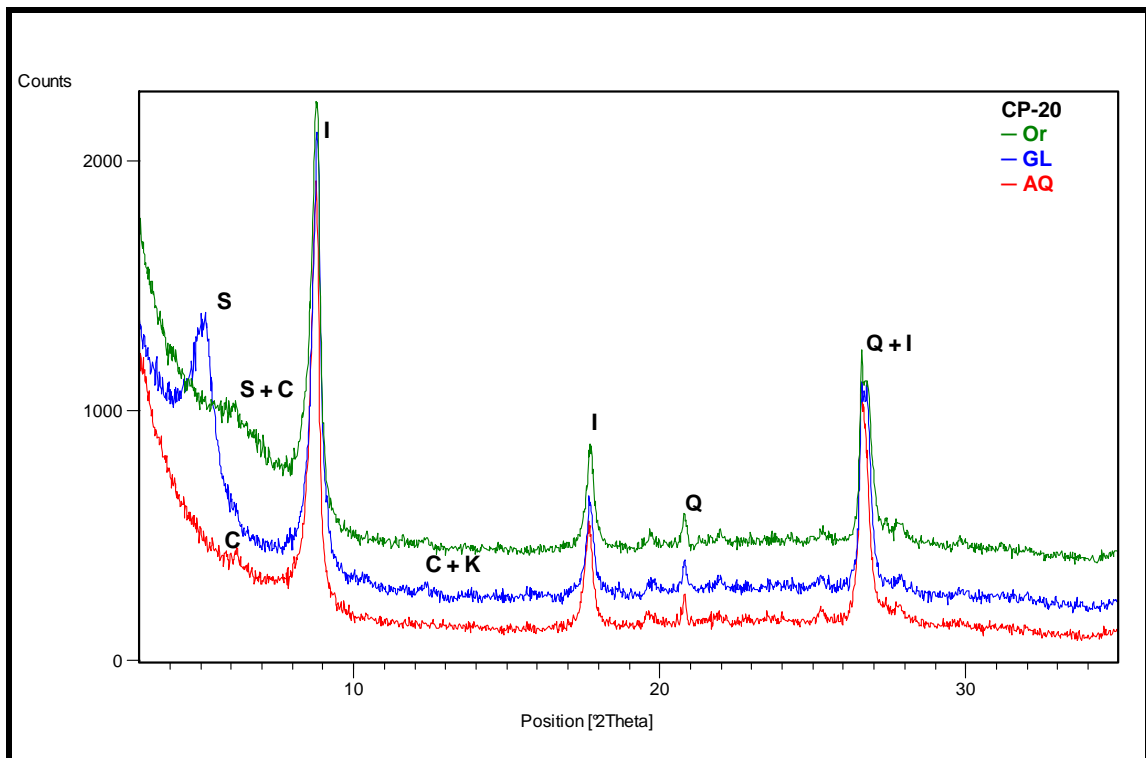


Figura 38. Difratoograma do material insolúvel (fração argila) da Formação Itaituba com illita (I), esmectita (S) e traços de clorita (C) e caulinita (K), além de quartzo (Q). Amostra de lâmina orientada (OR), glicolada (GL) e aquecida (AQ).

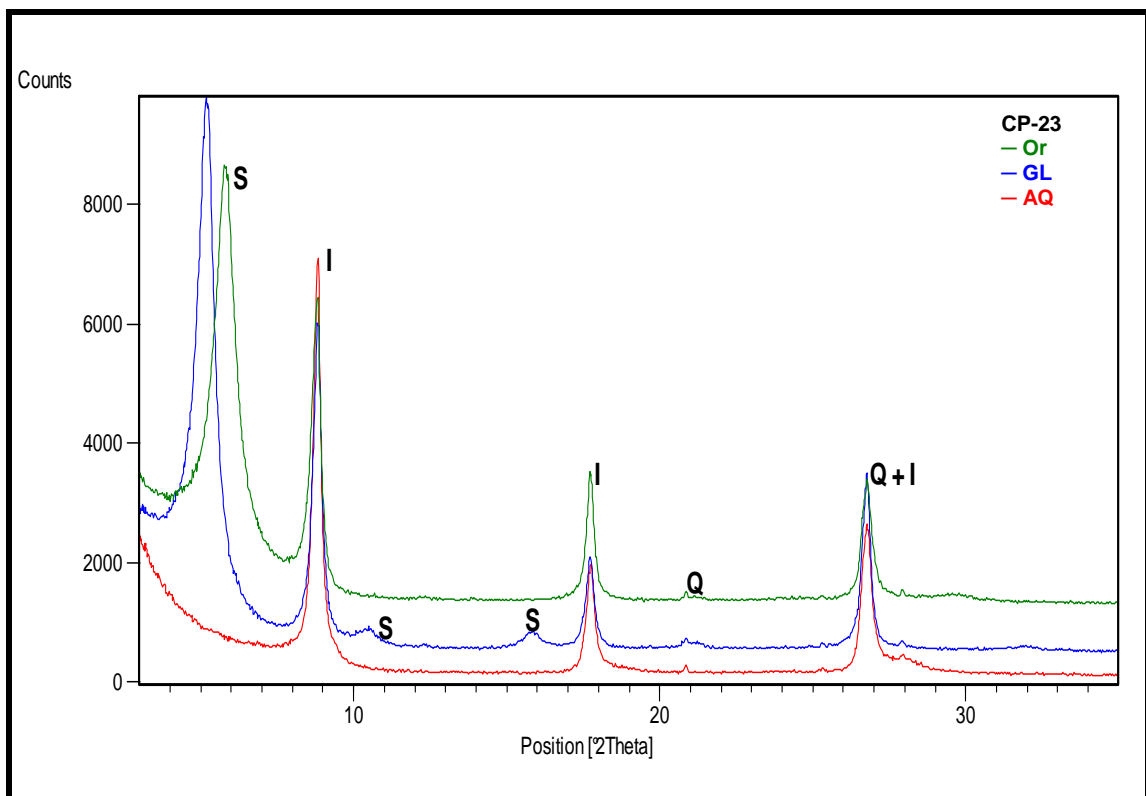


Figura 39. Difratoograma do material insolúvel (fração argila) com illita (I), esmectita (S) e quartzo (Q). Amostra de lâmina orientada (OR), glicolada (GL) e aquecida (AQ).

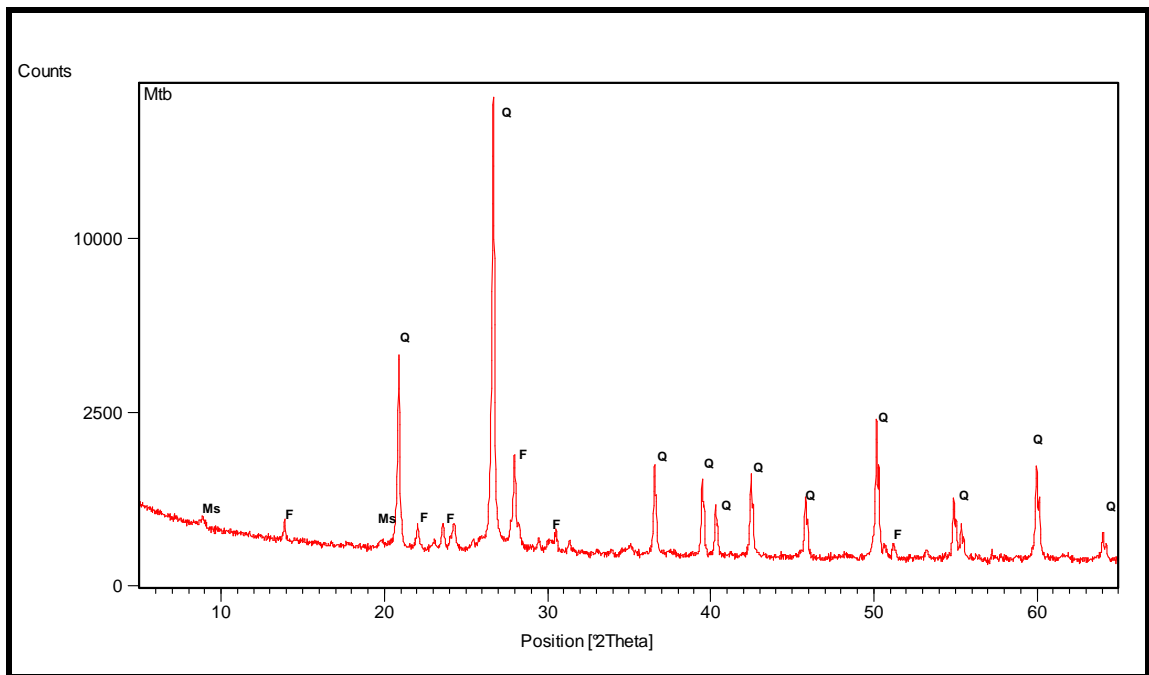


Figura 40. Difratoograma do material insolúvel (fração areia) da microfácies Mtb com quartzo (Q), feldspato (F) e muscovita (Ms).

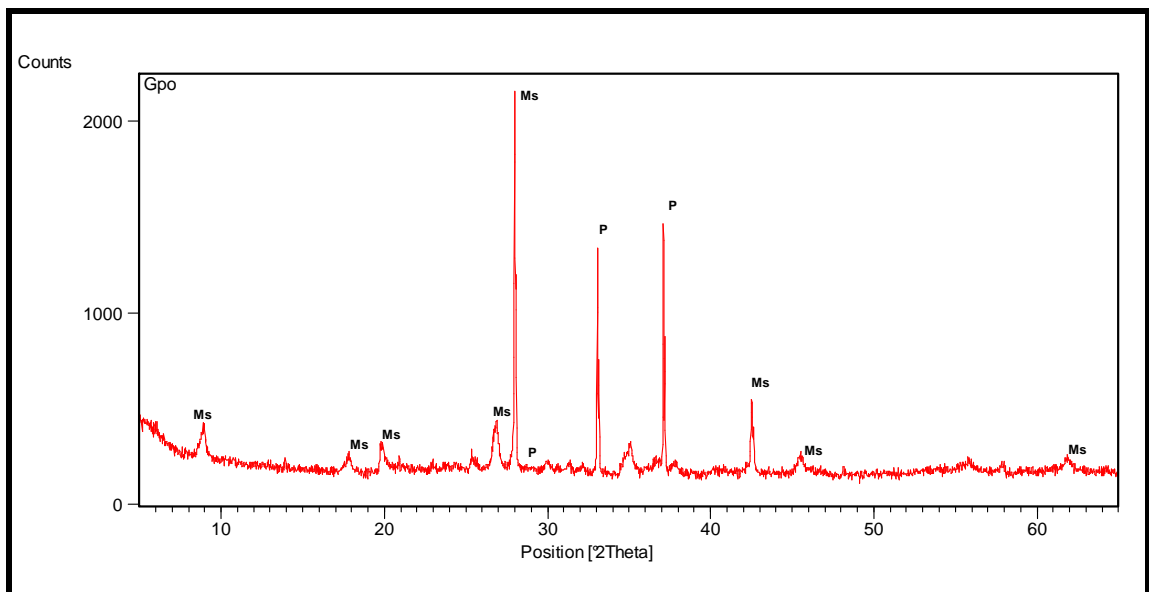


Figura 41. Difratoograma do material insolúvel (fração areia) da microfácies Gpo. Muscovita (Ms) e pirita (P).

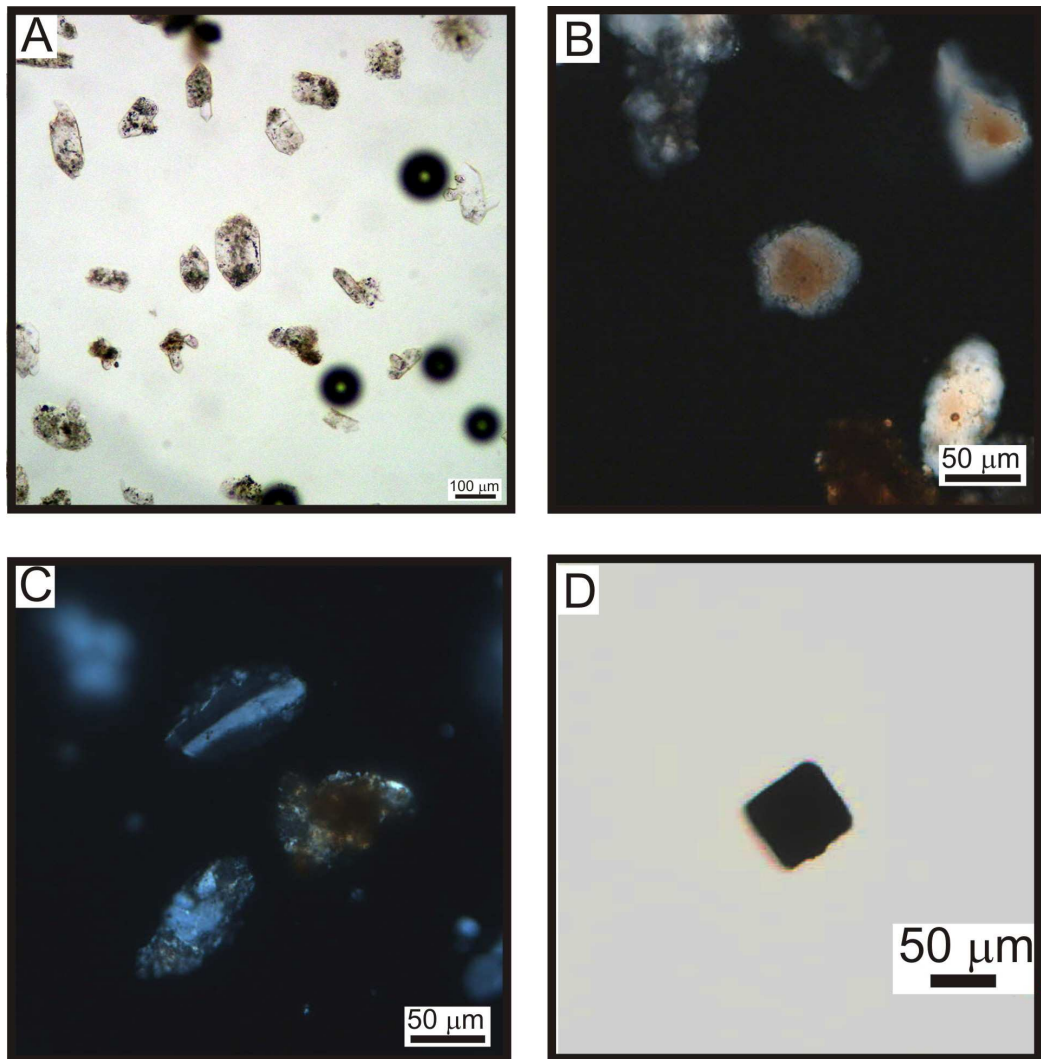


Figura 42. Lâminas de grãos, em A. Cristais de quartzo autigênico separados de *grainstones*; B. Grãos de quartzo terrígeno; C. Feldspatos e quartzo de *mudstones*; D. Cristal de pirita autigênica.

6 INTERPRETAÇÕES E DISCUSSÕES

Os sedimentos carbonáticos resultam de processos químicos e, principalmente, bioquímicos, que ocorrem em um ambiente marinho específico, de águas quentes, claras e rasas (Wilson, 1975). Diferem dos depósitos siliciclásticos por apresentarem diversas categorias de grãos aloquímicos (grãos esqueléticos e não-esqueléticos), matriz micrítica e vários tipos de cimento carbonático. Os sedimentos carbonáticos são também mais sensíveis em relação a processos diagenéticos.

Os dados mineralógicos, texturais e de estruturas sedimentares obtidos dos carbonatos da Formação Itaituba, na região de Monte Alegre, permitem definir 8 tipos de microfácies, que foram interpretados com base nos modelos deposicionais de Irwin (1965) e Wilson (1975).

O modelo de Irwin (1965) define três zonas faciológicas de acordo com regimes energéticos diferentes e o modelo de Wilson (1965) abrange nove cinturões de fácies, compostos de 24 tipos de microfácies. Os dois modelos compreendem desde a zona litorânea até a bacia marinha profunda, em que cada sub-ambiente é descrito em termos de composição, bioclastos, tipo de grão e estruturas sedimentares presentes, além da presença de sedimentos terrígenos.

Desta forma, foram definidos dois ambientes deposicionais principais para os carbonatos da Formação Itaituba: laguna e barras de maré ou baixios de alta energia. O ambiente lagunar, caracterizado por águas calmas e semi-restritas, propiciou a deposição das microfácies de *mudstones* (M) e *mudstones* com grãos terrígenos e poucos bioclastos (Mtb). Essas microfácies sugerem ambientes mais restritos devido à presença de moldes de evaporitos. Além dessas microfácies ocorrem também nesse ambiente *mudstone/wackestone* bioclástico (M/Wb), *wackestone* híbrido com grãos terrígenos e bioclastos (Wtb) e *packstone* híbrido com bioclastos e grãos terrígenos (Pbt), mas com ligação ao mar (plataforma interna aberta). Essas microfácies se depositaram em ambiente mais energético, comparado aos *mudstones*.

O aporte de grãos terrígenos no ambiente lagunar sugere transporte eólico, apoiado pela presença de grãos tamanho silte grosso a areia fina. Segundo Handford & Loucks (1993), se as fontes de sedimentos terrígenos estiverem nas

adjacências do ambiente carbonático, as diferenças climáticas podem afetar a maneira como esses sedimentos chegarão à bacia deposicional: climas úmidos favorecem transporte flúvio-deltáico e climas áridos, o transporte eólico. A presença de esmectita, feldspatos e a quase ausência de caulinita corroboram também o transporte eólico.

No ambiente de barras de maré ou baixios de alta energia se desenvolveram os *grainstones* bioclásticos oolíticos (Gbo) e *grainstones* peloidais oolíticos (Gpo).

Processos pós-deposicionais precoces dos carbonatos da Formação Itaituba envolvem bioturbação, evidenciada pela presença de *Thalassinóides*, e micritização dos bioclastos relacionada à ação de algas, bactérias e fungos endolíticos (Tucker & Wright, 1990). Posteriormente houve a precipitação de aragonita fibrosa em franja (cimento A), convertida para calcita, seguida pela precipitação do cimento de calcita em mosaico (cimento B), assim como do cimento sintaxial em torno de equinodermas.

Os processos de silicificação e dolomitização refletem provavelmente condições de águas mistas e de evaporação. Cristais médios de dolomita com núcleo empoeirado parecem confirmar as condições de zona mista. À medida que o ambiente se tornou mais marinho, teria se formado a parte externa mais límpida da dolomita, livre de inclusões. Já a formação dos dolomitos finos é mais compatível com um ambiente de condições evaporíticas no qual um grande número de sítios de nucleação leva à competição entre cristais pequenos.

A silicificação afetou bioclastos, mas foi responsável também pelo desenvolvimento de cristais euedrais de quartzo.

A dissolução por pressão e a piritização são processos diagenéticos tardios. A dissolução por pressão levou à formação de filmes de dissolução (*dissolution seams*) e de estilólitos (estilolitização), geralmente paralelos ou subparalelos à estratificação, cujos planos são ressaltados pela presença de argilominerais e matéria orgânica.

7 CONCLUSÕES

De acordo com os dados obtidos, a Formação Itaituba, na região de Monte Alegre (Pa), é constituída de calcários, em parte dolomíticos, com considerável aporte terrígeno. Os carbonatos, que apresentam folhelhos e arenitos intercalados, são constituídos de bioclastos de braquiópodes, equinodermas, gastrópodes, bivalves, foraminíferos, e menos freqüentemente de ostracódeos, trilobitas, briozoários e algas. Além dos bioclastos ocorrem pelóides, oóides e intraclastos. De acordo com o regime energético deposicional, os componentes esqueléticos estão envolvidos por calcita microcristalina ou calcita espática.

O estudo petrográfico caracterizou 8 microfácies, que compreendem: dolomito, *grainstone* bioclástico oolítico, *grainstone* peloidal oolítico, *packstone* híbrido com bioclastos e grãos terrígenos, *wackestone* híbrido com grãos terrígenos e poucos bioclastos, *mudstone/wackestone* bioclástico, *mudstone* com grãos terrígenos e poucos bioclastos e *mudstones*, sendo o *mudstone* com grãos terrígenos e poucos bioclastos a microfácies mais freqüente. A caracterização dessas microfácies permitiu a definição de dois ambientes deposicionais para a Formação Itaituba: ambiente lagunar representado por *mudstones* e *wackestone/packstone* e barras de maré ou baixios de alta energia da plataforma interna aberta, responsáveis pela deposição de *grainstones*.

A presença de grãos terrígenos nas microfácies de *mudstone*, *wackestone* e *packstone*, sugere a proximidade da borda da bacia e um clima com tendências à aridez durante a deposição da Formação Itaituba, compatível com a presença de esmectitas e feldspatos na fração insolúvel dos carbonatos. Dolomitos finos, interpretados como dolomitos evaporíticos corroboram também estas condições climáticas.

Os processos diagenéticos da Formação Itaituba incluem bioturbação, micritização, cimentação, silicificação, dolomitização, piritização, compactação mecânica (fraturas) e compactação química (estilólitos e filmes de dissolução por pressão).

REFERÊNCIAS

- ALTINER, D.; SAVINI, R. **Pennsylvanian foraminifera and carbonate microfacies from the Amazon and Solimões Basins: biostratigraphic, paleoecologic and paleogeographic results.** Rio de Janeiro: PETROBRÁS, 1991. (Relatório Interno)
- ARAÚJO, J.F.V. et al. Geologia. In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto RADAMBRASIL. **Folha SA. 21 - Santarém: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra.** Rio de Janeiro, 1976. il. p.19 - 122 (Levantamentos de recursos naturais, 10).
- CAPUTO, M.V. **Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology and Paleogeography of Norther Basins of Brazil.** Santa Bárbara, 1984. 583 p. Tese (Doutorado em Geologia) - University of California, Santa Barbara.
-; ANDRADE, F. G. **Geologia em semidetalhe do flanco sul da Bacia Amazônica, entre os rios Cupari e Abacaxis.** Belém: PETROBRAS, 1968. (Sistema de Exploração em Informação 130-04054).
-; RODRIGUES, R.; VASCONCELOS, D.N.N. **Litoestratigrafia da Bacia do Amazonas.** PETROBRÁS, 1971. (relatório interno 641-A).
- Nomenclatura Estratigráfica da Bacia do Amazonas: histórico e atualização. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 26., Belém. **Anais...** Belém: SGB, 1972. v. 1, p. 242-258.
- CAROZZI, A. V.; ALVES, R. J.; CASTRO, J. C. **Microfácies study of the Itaituba-Nova Olinda (Pennsylvanian - Permian) carbonates of the Amazon basin, Brasil – Relatório 676 – A.** Belém: Petrobrás, 1972. p. 1-69.
- ; et al. Ambientes deposicionais e evolução tectono-sedimentar da seção clástica paleozóica da Bacia do Médio Amazonas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 27, 1973. São Paulo. **Anais...** São Paulo: SBG, 1973. v.3, p. 279-314.
- CORDANI, U.G. et al. **Estudo Preliminar de Integração do Pré- Cambriano com os Eventos Tectônicos das Bacias Sedimentares Brasileiras.** Rio de Janeiro, PETROBRAS, 1984. v.15, p.27-34. (Série Ciência-Técnica-Petróleo).
- CUNHA, F. M. B. et al. Bacia do Amazonas. **Boletim de Geociências da Petrobrás,** v. 8, n. 1, p. 47-55, 1994.

CUNHA, P.R.C.; MELO, J.H.G.; SILVA, O.B. Bacia do Amazonas. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, v. 15, n. 2, p. 227-251, 2007.

DAEMON, R. F.; CONTREIRAS C. J. A. Zoneamento palinológico da Bacia do Amazonas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25., 1971. São Paulo. **Anais...** São Paulo: SBG, 1971. v. 3, p. 79-92.

DUNHAM, R. J. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: HAM, W.E. (Ed.). **Classification of carbonate rocks**. Tulsa: AAPG, 1962. p. 108-121. (Memoir, 1).

EIRAS, J. F. et al. Bacia do Solimões. **Boletim de Geociências. PETROBRÁS**, 8 (1): 17-45, 1994.

EMBRY, A. F.; KLOVAN, J. E. A Late Devonian reef tracts on Northeastern Banks Island, Northwest Territories. **Canadian Petroleum Geology Bulletin**, v.19, p.730-781. 1971.

FIGUEIRAS, A. J. M. **Petrologia dos carbonatos da Formação Itaituba, na região de Aveiro-PA**. 1983. 135 f. Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal do Pará.

..... ; TRUCKENBRODT, W. Petrologia dos carbonatos da Formação Itaituba, na região de Aveiro – PA. **Boletim do Museu Emílio Goeldi: Nova Série. Geologia**, 31. Belém, p. 1 – 56, 1987.

FLÜGEL, E. **Microfacies Analysis of Limestones**. Berlin: Springer-Verlag, 1982. 633 p.

FOLK, R. L. Practical petrographic classification of limestones. **Bulletin of American Association of Petroleum Geologists**, v. 43, n. 1, p. 1-38, 1959.

..... . Spectral subdivision in limestone type. **Memoir AAPG**, n.1, p. 62-84. 1962.

GHIGNONE, J. I. E.; NORTHFLEET, A. A. **Sequências sedimentares brasileiras**. Salvador: PETROBRAS; RPBA; DIREX, 1971. 7 f. (Relatório n. 1424)

HANFORD, R.C.; LOUCKS, G.R. Carbonate depositional sequences and system tracts – Responses of carbonate platforms to relative sea-level changes. In: LOUCKS, G.R.; SARGS, F.J. (Ed.). **Carbonate Sequence Stratigraphy**. American Association of Petroleum Geologists, p. 3 – 41, 1993. AAPG Memoir n. 57.

IRWIN, M. L. General theory of epeiric clear water sedimentation. **Bulletin of American Association of Petroleum Geologist**, Tulsa, v. 49, n. 4, p. 445-459, 1965.

LEMOS, V. B. **Assembléia de conodontes do Carbonífero da Bacia do Amazonas**. 1990. 259 f. Tese (Doutorado) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1990.

MATSUDA, N. S. **Carbonate sedimentation cycle and origin of dolomite on the Lower Pennsylvanian intracratonic Amazon Basin, Northern Brazil**. 2002. 231 f. Tese (Doutorado) - Department of Earth and Planetary Science, Tóquio. 2002.

MATSUDA, N. S.; DINO, R.; WANDERLEY FILHO, J. R. Revisão litoestratigráfica do Grupo Tapajós, Carbonífero Médio – Permiano da Bacia do Amazonas. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, v. 12, n. 2, p. 435 -441, 2004.

MATSUDA, N. S.; GÓES, A. T. M. O.; WANDERLEY FILHO, J. R. **Relatório geológico do Paleozóico do Rio Tapajós, borda sul da bacia do Amazonas, Pará**. 2. ed. Manaus: PETROBRÁS, 2006. 87p.

NEIS, P.A. **Resultados Biocronoestratigráficos das Associações de Conodontes da Formação Itaituba, Carbonífero Superior (Pensilvaniano), da Bacia do Amazonas**. 1996. 138f. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.

PASTANA, S. M. N (Org.). **Síntese geológica e favorabilidade para tipos de jazimentos minerais do Município de Monte Alegre-PA**. Belém, CPRM, 1999. 34 p. Programa de Integração Mineral em Municípios da Amazônia - PRIMAZ.

PETRI, S.; FÚLFARO, V. J. **Geologia do Brasil (Fanerozóico)**. São Paulo. Ed. USP, 1983.

REZENDE, W. M.; BRITO, C. G. Avaliação geológica da Bacia paleozóica do Amazonas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 27., 1973. Aracaju, **Anais...** Aracaju: SBG, 1973. p.227-245, v. 3.

SANTOS, J. O. S. et al. A new understanding of the Provinces of the Amazon Cráton based on Integration of Field Mapping and U-Pb and Sm-Nd Geochronology. **Gondwana Research**, v. 3, n. 4, p. 453-488, 2000.

SCHOLLE, P. A. **A color illustrated guide to carbonate rock constituents, textures, cements and porosities**. Tulsa: AAPG, 1978. 241 p.

SCOMAZZON, A. K. **Refinamento bioestratigráfico com base em conodontes, no Pensilvaniano da Bacia do Amazonas – Região do Tapajós**. 1999. 142 f. Dissertação (mestrado) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.

TASSINARI, C.C.G.; MACAMBIRA, M. J. B. Geochronological Provinces of the Amazonian Craton. **Episodes**, v. 22, n. 3, p. 174-182, 1999.

THOREZ, J. **Practical identification of clay minerals**. Dison: Lelotte, 1976. 90p.

TUCKER, M. E. **Sedimentary Petrology**: an introduction. 2. ed. London: Blackwell Scientific Publications, 1991. 252 p.

TUCKER, M. E., WRIGHT, V. P. **Carbonate sedimentology**. Oxford: Blackwell Scientific Publications, 1990. 482 p.

WANDERLEY FILHO, J. R. **Evolução estrutural da Bacia do Amazonas e sua correlação com o embasamento**. 1991, 125 f. Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal do Pará, Belém, 1991.

..... ; COSTA, J. B.S. Contribuição a evolução estrutural da Bacia do Amazonas e sua relação com o embasamento. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 3. Belém. **Anais...** Belém: SBG, 1991. p. 244-259.

WILSON, J. L. **Carbonate fácies in geologic history**. Berlin: Springer-Verlag, 1975. 471p.