



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E GEOQUÍMICA**

---

**DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 572**

**ANÁLISE TAFONÔMICA DA OSTRACOFAUNA DO  
TESTEMUNHO 1AS-5-AM: CONTRIBUIÇÃO PARA A  
INTERPRETAÇÃO PALEOAMBIENTAL DOS DEPÓSITOS  
NEÓGENOS DA FORMAÇÃO SOLIMÕES, AM, BRASIL**

**Dissertação apresentada por:**

**KATIANE SILVA DOS SANTOS**

**Orientador: Prof.<sup>a</sup> Dr.<sup>a</sup> Maria Inês Feijó Ramos (MPEG)**

---

**BELÉM  
2019**

**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)**

---

S237a Santos, Katiane Silva dos

Análise tafonômica da ostracofauna do testemunho 1AS-5-AM: contribuição para a interpretação paleoambiental dos depósitos neógenos da Formação Solimões, AM, Brasil / Katiane Silva dos Santos. — 2019. xvii, 118 f. : il. color.

Orientador(a): Prof<sup>ª</sup>. Dra. Maria Inês Feijó Ramos

Dissertação (Mestrado) - Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2019.

1. Ostracodes . 2. Fossildiagênese. 3. Bioestratinomia. 4. Ambiente lacustre . 5. Mioceno. I. Título.

CDD 558.113

---



**Universidade Federal do Pará**  
**Instituto de Geociências**  
**Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica**

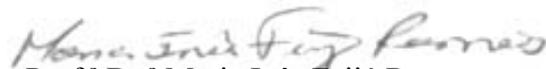
**ANÁLISE TAFONÔMICA DA OSTRACOFAUNA DO  
TESTEMUNHO 1AS-5-NA: CONTRIBUIÇÃO PARA A  
INTERPRETAÇÃO PALEOAMBIENTAL DOS DEPÓSITOS  
NEÓGENOS DA FORMAÇÃO SOLIMÕES AM, BRASIL**

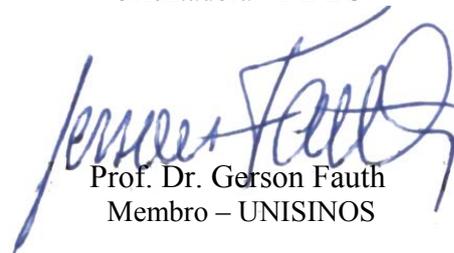
**DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR  
KATIANE SILVA DOS SANTOS**

**Como requisito parcial à obtenção do Grau de Mestre em Ciências na Área de  
GEOLOGIA, linha de pesquisa ANÁLISE DE BACIA SEDIMENTAR**

**Data de Aprovação: 01 / 11 / 2019**

**Banca Examinadora:**

  
Prof.<sup>a</sup> Dr.<sup>a</sup> Maria Inês Feijó Ramos  
Orientadora – MPEG

  
Prof. Dr. Gerson Fauth  
Membro – UNISINOS

  
Prof. Dr. Vladimir de Araújo Távora  
Membro – UFPA

À família Sousa e Silva, obrigado pela estadia,  
por todo carinho e cuidado, amo vocês!

## AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a Deus.

Aos meus pais Maria e Edmilson por me incentivaram a continuar em frente, mesmo diante das dificuldades.

O presente trabalho foi realizado com o apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) – Código de Financiamento 001.

À minha orientadora Dra. Maria Inês por aceitar me orientar, pelas revisões, cobranças, ensinamentos e principalmente pela paciência!

Ao Campus de Pesquisa do Museu Emílio Goeldi (MPEG) e à Coordenação de Ciências da Terra e Ecologia (COCTE) por toda infraestrutura para realização das análises. Obrigado por me acolherem tão bem!

Aos professores, bem como às secretárias do Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica da Universidade Federal do Pará (PPGG-UFPA).

À Dra. Ana Paula Linhares e ao graduando de geologia Maurício Brito pelo auxílio durante a triagem das amostras.

Ao Dr. Hilton Tulio Costi pelo auxílio no laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura.

À Oficina de Laminação da Universidade Federal do Pará pela confecção das lâminas petrográficas.

Ao Laboratório de Difração de Raios-X - IG (UFPA) pelas análises de identificação dos minerais.

Ao Dr. Dermeval Aparecido do Carmo da Universidade de Brasília (UnB). Obrigado por me apresentar o mundo dos ostracodes e pelas primeiras lições de triagem!

Aos amigos que a geologia me deu: Fabrícia, Wilma, Alan, Fernando, Isaque. Obrigado por todo o incentivo, companheirismo e apoio, por estarem ao meu lado nos momentos felizes e nos mais difíceis também! Agradeço especialmente à Fabrícia por me acolher em sua casa no início e final do mestrado, muito obrigada, mana!

Aos amigos que o MPEG me concedeu: Lorena, Renato e Luiz. Obrigado pelo carinho, risadas, companheirismo e pelas sugestões no trabalho.

Ao meu namorado Denyson por todo apoio, amor e companheirismo, obrigado por me incentivar a crescer e por compreender os longos períodos longe de casa.

**“Vida é luta.  
Vida sem luta é um mar morto no  
centro do organismo universal”  
Machado de Assis**

## RESUMO

A Formação Solimões corresponde a sucessão sedimentar miocênica da bacia do Solimões, e é constituída por argilitos, siltitos e arenitos finos, pouco consolidados, intercalados por níveis linhíticos e carbonáticos, cuja deposição se deu predominantemente em ambiente fluvial e fluvio-lacustre. Dentre os invertebrados da Formação Solimões, os ostracodes se destacam pela grande abundância e diversidade. Inicialmente, os estudos sobre esses microcrustáceos estiveram voltados principalmente à taxonomia. Posteriormente, contribuições no âmbito da bioestratigrafia, sugerem idade Mioceno Inferior - Mioceno Superior para essa unidade; enquanto que análises geoquímicas e paleontológicas apontam para condições ambientais predominantemente dulcícolas, embora com esporádicas incursões marinhas. Entretanto estudos tafonômicos com ênfase nos ostracodes da Formação Solimões ainda não foram realizados. A análise tafonômica das concentrações fossilíferas pode fornecer dados importantes sobre a hidrodinâmica paleoambiental, a geoquímica dos sedimentos, taxas de sedimentação e processos diagenéticos. Este trabalho aborda a biostratigrafia e fossildiagênese de ostracodes da Formação Solimões, bem como a composição mineralógica e aspectos sedimentológicos. O material analisado é proveniente da sondagem 1AS-5-AM, perfurado no vilarejo Cachoeira, próximo ao rio Itacuaí, estado do Amazonas. De acordo com as características litológicas, tipos de preservação e ocorrência dos ostracodes foi possível individualizar três intervalos ao longo do testemunho analisado. O intervalo I (284,50-119,30 metros) corresponde a porção mais basal do testemunho. Neste, a ostracofauna é menos abundante e pobremente preservada, ocorrendo apenas poucos juvenis (estágios A-2, A-3) e adultos, com acentuado processo de dissolução. A litologia desse intervalo compreende argilitos maciços, cinza escuro esverdeado a preto, com rico conteúdo de matéria orgânica. O intervalo II (116,70-107,10 metros) apresenta maior abundância de ostracodes em excelente estado de preservação e vários estágios ontogenéticos, maior ocorrência de carapaças fechadas e baixo grau de dissolução (ocorre de forma parcial e pontual), sugerindo evento de soterramento rápido e pouca influência da metanogênese devido ao menor conteúdo de matéria orgânica das amostras. A litologia corresponde a mesma do intervalo I, porém o conteúdo de matéria orgânica é menor. O intervalo III (106,90-41,00 metros) apresenta estágio moderado de preservação, onde o maior índice de dissolução associa-se à oxidação de monossulfetos e sulfetos de ferro que ocorrem aderidos na superfície dos espécimes, os quais foram expostos por ação de organismos bioturbadores dos sedimentos. A predominância de ostracodes juvenis nesse intervalo indica alta mortalidade na ontogenia provavelmente por um estresse ambiental.

A litologia desse intervalo é constituída por argilitos maciços cinza esverdeado claro a médio, localmente siltíticos e linhíticos. Bioturbações (*Skolitos*) foram registradas apenas neste intervalo. O conteúdo de matéria orgânica varia de baixo a moderado. Em relação a alteração de cor dos espécimes, valvas brancas opacas foram registradas no intervalo I com maior frequência, no II predominam exemplares de cor preta, cinza escura, branca e em menor quantidade, valvas de cor âmbar e hialinas; enquanto no III predominam espécimes de cor marrom avermelhados, seguida de cinza claro e branca opaca. A análise tafonômica dos ostracodes da Formação Solimões permitiu verificar carapaças/valvas com composição química original preservada, no entanto, contaminadas por elementos químicos provenientes dos sedimentos siliciclásticos e das películas minerais aderidas em sua superfície. Foram identificados os seguintes tipos de preservação: 1) valvas e carapaças de ostracodes recobertas por películas de monossulfetos, de fosfato de ferro e sulfetos de ferro e de tálio; 2) preservadas em óxidos de ferro, 3) recristalizadas e 4) moldes de carapaças piritizados. Os tipos de preservação identificados refletem condições predominantemente de diagênese precoce (mineralizações das películas e formação de moldes), e tardia (recristalização, formação de óxidos). As alterações fossildiagnéticas correspondem a preenchimento mineral das carapaças por pirita, dissolução, alteração de cor e recristalização. A primeira está relacionada com o fosfato de ferro presente nos sedimentos e à eventos de soterramento rápido. A dissolução decorreu da oxidação das películas de minerais aderentes nas valvas e do conteúdo de matéria orgânica; enquanto que carapaças/valvas de cor marrom avermelhado, cinza escura, pretas e âmbar refletem a deposição de delgadas películas de minerais na superfície dos espécimes, valvas brancas opacas decorrem da dissolução parcial. A recristalização pontual de poucas valvas reflete a estabilidade mineral da calcita baixa magnesiânica, constituinte principal da carapaça dos ostracodes. As alterações bioestratinômicas identificadas equivalem a fragmentação, desarticulação (proveniente da morte, ecdise e transporte dos ostracodes), bioerosão (por ação de bactérias quitinolíticas) e transporte. No intervalo I os ostracodes alóctones juvenis sugerem transporte *post-mortem*. No intervalo II o predomínio da fauna autóctone evidencia ambiente de baixa energia. Ostracodes alóctones e autóctones (predominantes) do intervalo III refletem variação de energia em cenário próximo a zona litorânea de lago. Com base nos tipos de preservação e características litológicas, o ambiente foi interpretado como lacustre, de energia baixa a moderada. A ausência de minerais evaporíticos e pirita dispersa nos sedimentos atestam a baixa salinidade do ambiente.

Palavras-chave: Ostracodes. Fossildiagnese. Bioestratinomia. Ambiente lacustre. Mioceno.

## ABSTRACT

The Solimões Formation corresponds to the miocenic sedimentation from the Solimões Basin; it is constituted, essentially by mudstone, siltstone and fine sandstone, poorly consolidated, interspersed by lignite and carbonate levels, whose deposition took place in a fluvial and fluvio-lacustrine environment. Among the invertebrates from Solimões Formation the ostracode stand out for their abundance and diversity. Initially, the studies on those microcruteacea focused mainly on taxonomy. Subsequently, contributions on the bioestigraphy field suggest Early Miocene - Late Miocene age for this unit; while geochemical and paleontological analysis point to predominantly freshwater environmental conditions, with sporadic marine influence. However, taphonomic studies with emphasis on ostracode from Solimões Formation have not yet been performed. Taphonomic analysis of fossil concentrations can provide important data on paleoenvironmental hydrodynamics, sediments geochemistry, sedimentation rates and diagenetic processes. This paper deals with the biostratigraphy and fossil diagenesis of ostracodes from Solimões Formation, as well as the mineralogical composition and sedimentological aspects of lithotypes. The material analyzed comes from the core 1AS-5-AM, drilled in the village Cachoeira, near the Itacuaí river, Amazonas State. According to lithological characteristics, types of preservation and occurrence of ostracodes it was possible to individualize three intervals along the analyzed core. The interval I (284.50-119.30 meters) corresponds to the lower portion of the core. In this, the ostracofauna is poorly preserved, occurring only few juveniles (A-2, A-3 stages) and adults, with strong dissolution process. The lithology of this interval comprises solid, dark greenish gray to black mudstone, with rich organic matter content. The Interval II (116.70-107.10 meters) presents a higher occurrence of ostracodes in excellent preservation state and several ontogenetic stages, higher occurrence of closed carapaces and low degree of dissolution (occurs partially and punctually), suggesting a rapid burial event and little influence of methanogenesis on the lower organic matter content of the samples. The lithology of these layers are the same from interval I, however the organic matter content is fewer. Interval III (106.90-41.00 meters) has a moderate preservation stage, where the highest dissolution rate is associated to oxidation of monosulfides and iron sulfides that occurs adherent to the specimens surface, which were exposed by bioturbating organisms of sediments. The predominance of juvenile ostracodes in this interval indicates high mortality in ontogeny probably due to environmental stress. The lithology of this interval is made up of light to medium solid greenish gray, locally siltitic and lignite. Bioturbations (*Skolithos*) were recorded only at this interval. Organic matter content varies from

low to moderate. Related to the color change of the ostracodes, opaque white valves were recorded in interval I more frequently; in II predominate black, dark gray, white and in smaller quantity, amber and hyaline colored valves; while in the III predominate reddish brown specimens, followed by light gray and opaque white. The taphonomic analysis of the ostracodes allowed to verify carapaces/valves with original chemical composition preserved, however, contaminated by chemical elements from the siliciclastic sediments and thin mineral layers adhered to its surface. The following types of preservation were identified: 1) ostracode valves and carapaces covered by thin mineral layers of iron monosulfide, iron phosphate, iron and thallium sulfide; 2) preserved in iron oxides; 3) recrystallized; and 4) pyritized molds. Preservation types identified predominantly reflect conditions of early (thin mineral layers mineralization and mold formation), and late (recrystallization, oxide formation) diagenesis. Fossildiagenetic alterations correspond to mineral filling of carapaces by pyrite, dissolution, color change and recrystallization. The first is related to iron phosphate present in sediments and rapid burial events. The dissolution resulted from the oxidation of the thin mineral layers adherent in the valves and the organic matter content; while carapaces/valves with alterations to reddish brown, dark gray, black and amber reflect the deposition of thin mineral layer on the specimens surface, opaque white valves result from partial dissolution. The punctual recrystallization of few valves reflects the mineral stability of the low magnesian calcite, the main constituent of ostracod carapace. The biostratinomic alterations identified are equivalent to fragmentation, disarticulation (from death, ecdysis and transport of ostracodes), bioerosion (due to chitinolytic bacteria) and transport. In interval I juvenile allochthonous ostracodes suggest *postmortem* transport. In interval II the predominance of native fauna shows low energy environment. Allochthonous and autochthonous (predominant) ostracodes of interval III reflect energy variation in scenery near the coastal lake zone. Based on the types of preservation and lithological characteristics, the environment was interpreted as lacustrine, with low to moderate energy. The absence of evaporitic minerals and dispersed pyrite in sediments attest to the low salinity of the environment.

Keywords: Ostracods. Fossildiagenesis. Biostratinomy. Lacustrine environment. Miocene.

## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

- Figura 1-Mapa de localização da área de estudo. Em detalhe, localização da sondagem 1AS-5-AM (S 04° 29/ W 70° 17°, losango no mapa). .....5
- Figura 2- Mapa do contexto geológico da bacia do Solimões. Fonte: modificado de Eiras 1998. ....6
- Figura 3- Coluna estratigráfica da bacia do Solimões Fonte: Wanderley Filho *et al.* 2007.....8
- Figura 4- (A) Carapaça de um ostracode. (B) Em detalhe, desenho hipotético da ultraestrutura das valvas dos ostracodes, exibindo o arranjo dos cristalitos e as camadas distintas da lamela calcítica, bem como a camada quitinosa. (C) Fotomicrografia de MEV: trama dos cristalitos da lamela calcítica em valva de ostracode do Recente. Fonte: A) Modificado de Smith & Horne 2002); B) Modificado de Sylvester-Bradley & Benson (1971); C) Autora. .... 15
- Figura 5- Elementos morfológicos de um ostracode (Podocopida). A-B: valvas. C: carapaça. Fonte: modificado de Smith & Horne (2002). .... 16
- Figura 6- Ilustração das estruturas populacionais de ostracodes e sua interpretação com o registro fóssil. A proporção valvas: carapaças aumenta e ocorre o desaparecimento dos estágios juvenis das associações autóctones com o aumento da energia e do transporte post-mortem. Tafocenoses de alta energia são predominadas por estágios maiores de juvenis, enquanto que os menores são depositados em outro local de tafocenose com energia mais baixa (Adaptado de Boomer *et al.* 2003). .... 22
- Figura 7- Perfil litológico e amostragem do testemunho 1AS-5-AM. .... 30
- Figura 8-Seção esquemática de uma carapaça de ostracode em lâmina petrográfica. Modificado de Scholle & Ulmer-Scholle (2003). .... 34
- Figura 9- Relação quantitativa da ostracofauna recuperada. .... 35
- Figura 10- (A) Perfil litológico do testemunho 1AS-5-AM, com destaque para as amostras do intervalo I (284,50m-119,30m). Litologia: (3) Argilito maciço, cinza médio, estéril para ostracodes. (7) Argilito maciço, preto, estéril para ostracodes, rico em matéria orgânica e fragmentos de linhito. (20) Argilito maciço, cinza esverdeado claro, com fragmentos de conchas, no entanto estéril para ostracodes. .... 38
- Figura 11- Perfil litológico do testemunho 1AS-5-AM, com destaque para as amostras do intervalo II (116,70m-107,10m). Litologia: (24) Argilito maciço cinza esverdeado claro com fragmentos de conchas, amostra provida também de ostracodes. (28) Amostra de argilito maciço cinza esverdeado, rica em ostracodes, gastrópodes, bivalves e foraminíferos.....40

- Figura 12- (A) Perfil litológico do testemunho 1AS-5-AM, com destaque para as amostras do intervalo III (106,90m-41,00m). Litologia: (50) argilito maciço, cinza claro esverdeado, com quelas de caranguejo (Q), desprovida de ostracodes. (52), (35) Argilito siltítico maciço, cinza claro esverdeado, com bioturbação do tipo Skolitos (pontilhado vermelho), detalhe em planta da bioturbação indicado por setas vermelhas..... 43
- Figura 13- Difratomogramas das amostras do intervalo I (284,50-119,30 metros). Legenda: q-Quartzo; g-Giniita; m-Mica; i-Ilita; nj-Natrojarosita; k-Caulinita..... 44
- Figura 14- Difratomogramas das amostras do intervalo II (116,70-107,10 metros). Legenda: q-Quartzo; g-Giniita; m-Mica; v-Vermiculita; h-Hidrotalcita; b-Birnessita; mt-Montmorilonita; i-Ilita; ca-Carlinita. .... 45
- Figura 15- Difratomogramas das amostras do intervalo III (106,0-41,00 metros). Legenda: q-Quartzo; g-Giniita; m-Mica; v-Vermiculita; h-Hidrotalcita; b-Birnessita; mt-Montmorilonita. .... 45
- Figura 16- Perfil do testemunho 1AS-5-AM e assembleia mineralógica identificada por DRX. .... 50
- Figura 17- (A-C-D) Fotomicrografias por MEV e de lupa eletrônica (B) dos diferentes estados de preservação dos fragmentos. Fragmentos com arestas pontiagudas, de origem hidráulica (A, C) e fragmentos de origem química (B, D). .... 55
- Figura- 18. Porcentagem, por amostra, de fragmentos e valvas/carapaças inteiras. .... 56
- Figura- 19. Relação quantitativa da fragmentação por intervalo..... 56
- Figura 20- Fotomicrografia de MEV de valvas afetadas por bioerosão. (A-B) Aspecto das trilhas deixadas por bactérias quitinolíticas, devoradoras da camada quitinosa que recobre a carapaça dos ostracodes. (A) Detalhe da bioerosão em valva da amostra 30 (107,55m) e (B) da amostra 28 (110,20m). .... 57
- Figura 21- Relação geral dos ostracodes articulados versus desarticulados por intervalo. .... 59
- Figura 22- Porcentagem, por amostra, de ostracodes articulados versus desarticulados (entre adultos e juvenis). .... 59
- Figura 23- Fotomicrografia de MEV e espectros gerados a partir de EDS (A-1; B-1). (A-1) Composição química de valva bem preservada do presente estudo e de valva do Recente (B-1). .... 61
- Figura 24- Fotomicrografias de Mev exibindo a ultraestrutura das carapaças dos ostracodes do Recente (C) e miocênicos da Formação Solimões (A, B, D). (A) Valva recristalizada com textura grosseira e cristais de calcita com aspecto “granulado”. (B) Valva recristalizada exibindo cristais de calcita com faces euédricas. (C) Valva do Recente

- exibindo uma camada de calcita foleada (x) e uma laminar (y), enquanto a valva do ostracode da área de estudo (D) exibe apenas uma camada de calcita foleada. .... 62
- Figura 25- (A) Fotomicrografia de MEV e espectros gerados a partir de EDS (1, 2, 3) em valva de cor marrom avermelhada. (B) Difratoograma mostrando a composição mineralógica dos sedimentos de onde provém a valva analisada..... 66
- Figura 26- (A) Fotomicrografia de MEV e espectros gerados a partir de EDS (1, 2, 3) em valva branca, bem preservada, sem alteração de cor e/ou dissolução. (B) Difratoograma mostrando a composição mineralógica dos sedimentos de onde provém a valva analisada. .... 67
- Figura 27- Fotomicrografia de MEV e espectros gerados a partir de EDS (1, 2, 3) em valva cinza. Valva cinza, com partes recobertas por película grossa de cor preta (delimitada por pontilhado vermelho) e por cristais de gipsita, a qual recobre também a película. (B) Difratoograma mostrando a composição mineralógica dos sedimentos de onde provém a valva analisada..... 68
- Figura 28- Fotomicrografia de MEV e seus respectivos espectros gerados a partir de EDS (1, 2) em valva de cor âmbar..... 69
- Figura 29- Difratoogramas provenientes das análises realizadas nas valvas com e sem alteração de cor. Legenda: q-Quartzo; g-Giniita; cal-Calcita e ca-carlinita..... 69
- Figura 30- Carapaça preenchida por pirita (Py) e abundância de fosfato de ferro giniita (G), de cor marrom avermelhada, dispersa na matriz dos sedimentos que circundam a carapaça. .... 71
- Figura 31- Pirita formada nos microambientes das carapaças (amostra 49). (A) Molde interno de carapaça. (B) Preenchendo da carapaça por pirita (Py) e ocorrência de overpyrite (seta branca do canto inferior direito)..... 72
- Figura 32- Fotomicrografia de MEV e espectros gerados a partir de EDS (1-2). Molde piritizado, exibindo crostra do mineral natrojarosita (Nt) (espectro 1), formada a partir da oxidação dos cristais de pirita (Py) (espectro 2) do molde. Os elementos Na, S e Fe coincidem com a fórmula da natrojarosita, enquanto Al e Si correspondem a vestígios de minerais de quartzo e de argila (espectro 1). Fe, O e S no espectro 2 correspondem a pirita. A presença de Au é decorrente da metalização dos exemplares para análise de MEV. .... 73
- Figura 33- (A) Cristais euédricos e framboidais (C, D) de pirita nos moldes de carapaças piritizados (B, E)..... 75

- Figura 34- Valva branca (opaca), com cristais de gipsita secundária (setas amarelas) aderentes à sua superfície, cujos poro-canais encontram-se preenchidos por pirita (que ocorre também na vista interna) e parcialmente expandidos por dissolução. .... 76
- Figura 35- Fotomicrografia de MEV. Hábitos dos cristais de gipsita (Gy) secundária sobre as valvas de ostracodes da Formação Solimões (testemunho 1AS-5-A-M). (A-B) Cristais de gipsita (Gy) com hábito análogo a dendros e tabular (C-D). .... 77
- Figura 36- (A) Imagem de lupa e (B) fotomicrografia de MEV com respectivo espectro (1), o qual mostra a composição da película que recobre as valvas marrom avermelhadas. (A) Valva com cor alterada para marrom avermelhada devido a deposição de uma fina película de fosfato de ferro (B; setas brancas), evidenciado pelos picos de Fe, P e O. No espectro (1) nota-se ainda a presença de calcita ( $\text{CaCO}_3$ ), além dos elementos Cl, Al, S, Mn, Mg, Si provenientes dos sedimentos siliciclasticos e argilominerais. (A) Poro-canais marginais ressaltados pelo preenchimento por fosfato de ferro (seta amarela). 78
- Figura 37- Variação de cor dos ostracodes do testemunho 1AS-5-AM, imagens obtidas por lupa eletrônica. (A) Valva hialina, sem alteração de cor, bem preservada. (B) Valva branca opaca, com aspecto esbranquiçada afetada por dissolução parcial. (C) Valva âmbar com cristais muito finos de gipsita secundária, quase imperceptíveis, localizados na porção centro-superior na região anterior. (D, E, F) Exemplares de valvas recobertas por fosfato de ferro. Setas vermelhas destacam os poro-canais marginais preenchidos por fosfato de ferro, seta preta indica a ocorrência de overpyrite (D). (G) Carapaça preta, recoberta por monossulfeto de ferro, apresentando porções oxidadas (porções avermelhadas). (H-I) Valva de cor cinza. (H) Vista interna coberta parcialmente por uma grossa película de cor preta, a qual compõe-se de sedimentos siliciclásticos e monossulfeto de ferro. (I) Vista externa da valva, de cor cinza clara. .... 80
- Figura 38- Fotomicrografia por MEV (A-C) de valvas afetadas por dissolução parcial. Em detalhe, aumento dos poro-canais em valva de ostracode adulto (B) e em valva de juvenil (D) ocasionado pela dissolução. .... 81
- Figura 39- (A) Estado de preservação das valvas/carapaças com películas de monossulfetos e sulfetos de ferro aderentes em sua superfície. Espécimes afetados por dissolução parcial (setas vermelhas) provenientes do intervalo III. (B) Aspecto das valvas/carapaças recobertos por películas de fosfato de ferro (exemplares de cor avermelhada), cujos espécimes majoritariamente não foram afetados por dissolução (amostra 49: 73,60m). .... 84

Figura 40- Porcentagem, por amostra, de valvas/carapaças afetados por dissolução (parcial e total) e de espécimes não afetados.....	85
Figura 41- Fotomicrografia de lâmina delgada. (A) Fragmento de concha (B) Carapaça de bivalve fragmentada. (C-D) Carapaças de ostracodes.....	86
Figura 42- (A-B) Reconstituição do ambiente lacustrino, com os respectivos subambientes onde se preservou a ostracofauna do presente estudo. (B) Fonte: modificado de Blomeier <i>et al.</i> 2003.....	89

## SUMÁRIO

<b>DEDICATÓRIA</b> .....	iv
<b>AGRADECIMENTOS</b> .....	v
<b>EPÍGRAFE</b> .....	vi
<b>RESUMO</b> .....	vii
<b>ABSTRACT</b> .....	ix
<b>LISTA DE ILUSTRAÇÕES</b> .....	xi
<b>1 INTRODUÇÃO</b> .....	1
1.2 OBJETIVOS .....	4
<b>2 ÁREA DE ESTUDO</b> .....	5
2.1 GEOLOGIA REGIONAL .....	5
<b>2.1.2 Formação Solimões</b> .....	7
<b>3 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA</b> .....	10
3.1 OSTRACOFAUNA DO NEÓGENO DA AMAZÔNIA OCIDENTAL .....	10
3.2 CARACTERÍSTICAS GERAIS DOS OSTRACODES .....	13
3.3 CONSIDERAÇÕES TAFONÔMICAS .....	17
<b>3.3.1 Aspectos bioestratinômicos</b> .....	19
<b>3.3.2 Diagenese e aspectos fossildiagnéticos</b> .....	24
<b>4 MATERIAIS E MÉTODOS</b> .....	29
4.1 MATERIAL .....	29
4.2 MÉTODOS .....	29
<b>4.2.1 Análise sedimentar</b> .....	29
<b>4.2.2 Preparação para recuperação dos microfósseis</b> .....	29
<b>4.2.3 Análise de Difratometria de Raios-X</b> .....	31
<b>4.2.4 Microscópio eletrônico de varredura (Mev) e espectroscopia de energia dispersiva (eds.)</b> .....	32
<b>4.2.5 Análise tafonômica</b> .....	32
<b>5 RESULTADOS E DISCUSSÕES</b> .....	35
5.1 CARACTERIZAÇÃO SEDIMENTOLÓGICA, MINERALÓGICA E ASPECTOS GERAIS DA OSTRACOFAUNA DO TESTEMUNHO 1AS-5-AM .....	35
<b>5.1.1 Intervalo I (284,50-119,30 metros)</b> .....	36
<b>5.1.2 Intervalo II (116,70-107,10 metros)</b> .....	39
<b>5.1.3 Intervalo III (106,90-41,00 metros)</b> .....	41
<b>5.1.4 Contribuição mineralógica dos sedimentos para o estado de preservação</b> .....	44
5.2 ANÁLISE BIOESTRATINÔMICA .....	51

<b>5.2.1 Transporte e energia do ambiente deposicional .....</b>	<b>51</b>
<b>5.2.2 Fragmentação .....</b>	<b>53</b>
<b>5.2.3 Bioerosão .....</b>	<b>57</b>
<b>5.2.4 Desarticulação .....</b>	<b>58</b>
<b>5.3 ANÁLISE FOSSILDIAGENÉTICA.....</b>	<b>60</b>
<b>5.3.1 Caracterização química e mineralógica das valvas dos ostracodes .....</b>	<b>60</b>
<b>5.3.3 Processos de mineralização.....</b>	<b>71</b>
<b>5.3.4 Alteração da cor.....</b>	<b>77</b>
<b>5.3.5 Dissolução.....</b>	<b>80</b>
<b>5.3.6 Compactação.....</b>	<b>85</b>
<b>5.4 DISCUSSÕES E IMPLICAÇÕES PALEOAMBIENTAIS .....</b>	<b>86</b>
<b>6 CONCLUSÕES.....</b>	<b>90</b>
<b>REFERÊNCIAS.....</b>	<b>92</b>

## 1 INTRODUÇÃO

Os ostracodes são microcrustáceos bivalves comumente encontrados em quase todos os ambientes aquáticos (Rodríguez-Lazaro & Ruiz-Muñoz 2012, Smith & Horne 2002) e até mesmo em habitats terrestres (Martens *et al.* 2004). Esses microrganismos utilizam o cálcio dissolvido na água em que habitam para sintetizar sua carapaça (Turpen & Angell 1971), cujo constituinte principal corresponde a calcita baixa magnésiana (Keyser & Walter 2004).

Dependendo das condições do ambiente deposicional e de processos diagenéticos, os ostracodes podem se preservar no registro fóssil, com ou sem alteração da composição química original, como por exemplo: piritizados (Siveter *et al.* 2014), fosfatizados (Matzke-Karasz *et al.* 2013), recristalizados (Bennett *et al.* 2011), silicificados (Wilkinson *et al.* 2010), preservados em óxidos de ferro (Williams *et al.* 2008) e dolomitizados (Bertanni & Carozzi 1985). Esses microcrustáceos têm seu registro fóssil documentado desde o Ordoviciano e são amplamente utilizados em estudos bioestratigráficos, paleoecológicos, paleoceanográficos, paleoclimáticos e biogeográficos (Rodrigues *et al.* 2014, Rodríguez-Lazaro & Ruiz-Muñoz 2012).

Dentre os invertebrados da Formação Solimões, os ostracodes se destacam pela grande abundância e diversidade (Whatley *et al.* 1998). Inicialmente, os estudos sobre esses microcrustáceos estiveram voltados principalmente à taxonomia (Gross *et al.* 2013, 2014, Ramos 2006, Whatley *et al.* 1998, Purper & Ornellas 1991, Purper & Pinto 1983, Purper 1979), resultando na identificação de uma fauna endêmica e altamente diversificada, com propostas de novas taxa (gênero e espécies). O gênero *Cyprideis*, após revisão das propostas de Purper (1979) por Muñoz-Torres *et al.* 2006, foi considerado como dominante na ostracofauna do Neógeno da Amazônia Ocidental. A evolução e especiação desse gênero na Formação Solimões é atribuído às condições ambientais predominantemente lacustrinas que se estabeleceram durante o Mioceno (Hoorn *et al.* 2010, Wanderley Filho *et al.* 2010), embora incursões marinhas esporádicas têm sido aventadas (Linhares *et al.* 2011, 2017, 2019).

O avanço dos estudos sobre a ostracofauna da Formação Solimões trouxe outras implicações de grande relevância no campo da bioestratigrafia, atestando o intervalo do Mioceno Inferior ao Mioceno Superior para a unidade (Gross *et al.* 2013, 2014, Linhares *et al.* 2011, 2017, 2019, Muñoz-Torres *et al.* 2006); e da geoquímica que apontaram para condições ambientais dulcícolas (Gross *et al.* 2011, 2013, 2015). Entretanto estudos tafonômicos com ênfase nos ostracodes da Formação Solimões ainda não foram realizados. A análise tafonômica das concentrações fossilíferas aliado a análise sedimentológica são de extrema relevância para

as reconstruções paleoambientais, uma vez que elas podem fornecer dados importantes sobre a hidrodinâmica paleoambiental, a geoquímica dos sedimentos, taxas de sedimentação (Holz & Simões 2002, Fursich 1990) e processos diagenéticos (*e.g.* Bennett *et al.* 2011). Para Holz & Simões (2002) os organismos assim como as partículas sedimentares, estão sujeitas ao transporte, deposição, exposição às intempéries e desta forma, podem sofrer as mesmas consequências que os litoclastos durante o ciclo da diagênese sedimentar. Ainda, de acordo com os autores, na ausência de informações de cunho estratigráfico e sedimentológico, a tafonomia pode trazer importantes informações sobre os ambientes sedimentares e condições ambientais.

A carapaça dos ostracodes desde sua formação, tem o potencial de preservar informações geoquímicas e paleoambientais, uma vez que esses microcrustáceos são muito sensíveis as variações ambientais do meio onde vivem (Bennett *et al.* 2011, DeDeckker 2002). Desta forma, a compreensão dos processos tafonômicos responsáveis pelo estado de preservação e alteração química das carapaças dos ostracodes pode vir a contribuir com informações úteis sobre a história da gênese e do paleoambiente deposicional da Formação Solimões.

A tafonomia se subdivide em bioestratinomia e fossildiagênese. A primeira corresponde aos processos destrutivos promovidos por agentes físicos e bióticos que afetam os bioclastos antes do soterramento, na interface água-sedimento, sendo eles: transporte, soterramento, reorientação, desarticulação, fragmentação, abrasão e bioerosão. A fossildiagênese se refere ao efeito dos processos de diagênese, cujas alterações nos bioclastos podem incluir: mineralização, recristalização, dissolução, substituições e alteração de cor (Krahl *et al.* 2017, Simões *et al.* 2010, Brett & Baird, 1986).

Pesquisas de cunho tafonômico com ostracodes no Brasil são escassos e abordam aspectos isolados dos processos bioestratinômicos como transporte, desarticulação e fragmentação (*e.g.* Sousa *et al.* 2013, Tomassi 2009, Coimbra *et al.* 2006, Azevedo 1995).

Os trabalhos que abordam os aspectos bioestratinômicos relacionados ao transporte dos ostracodes utilizam a análise da estrutura populacional. Através deste método pode-se inferir a energia do ambiente deposicional a partir dos estágios ontogenéticos e da proporção carapaça/valva dos ostracodes, sendo utilizado para tal os modelos de Whatley (1983, 1988), Brouwers (1988) e de Boomer *et al.* (2003). Por meio da análise da estrutura populacional é possível verificar se os ostracodes representam uma associação fóssil que se preservou *in situ* (autóctone) e/ou sofreu transporte (alóctone) *post-mortem* (Boomer *et al.* 2003, Brouwers, 1988, Whatley 1983, 1988).

Azevedo (1995) inferiu que os ostracodes da margem continental (plataforma externa e talude superior) de Santa Catarina, sofreram transporte *post-mortem* devido a alta frequência de carapaças desarticuladas, de valvas fragmentadas, desgastadas e com alteração de cor, além do predomínio de espécimes de ostracodes juvenis nas associações encontradas; Coimbra *et al.* (2006) em estudo sobre a ostracofauna recuperada de 15 perfurações em Santa Catarina (Quaternário Superior), descreveram a ocorrência de ostracodes marinhos alóctones e espécimes mixohalinos autóctones em áreas marginas de ambiente lagunar. Os autores inferiram que por ação de tempestades e maré, os ostracodes marinhos foram transportados para a laguna e estes, juntamente com ostracodes mixohalinos da própria laguna, sofreram retrabalhamento por correntes geradas por ventos, o que resultou no transporte e deposição dos marinhos e mixohalinos na borda da laguna.

Tomassi (2009) estudou ostracodes marinhos da Formação Corumbataí (Permiano) da bacia do Paraná, concluindo, a partir da estrutura populacional e da análise taxonômica, que a presença de carapaças de ostracodes alóctones indicava deposição em ambiente de baixa energia. Assim como Sousa *et al.* (2013) que apresentaram o estudo sobre os ostracodes recuperados de lamas carbonáticas do talude inferior da bacia de Campos (Pleistoceno Superior-Holoceno). Os autores interpretaram o ambiente deposicional como batial inferior e de águas frias devido a ocorrência de ostracodes autóctones no talude, enquanto a abundância de alóctones foi inferida como decorrente do transporte dos sedimentos de ambientes parálisos-neríticos para águas profundas (batial inferior).

Ainda mais raros são os trabalhos que tratam sobre as alterações fossildiagnéticas em ostracodes. Bertanni & Carozzi (1985) em estudo realizado na Formação Lagoa Feia (Cretáceo Inferior) da bacia de Campos, reportaram a substituição da carapaça dos ostracodes por dolomita, cuja alteração foi interpretada com decorrente de condições de diagênese tardia. Michelli (2003) em estudo realizado com ostracodes do Cretáceo Inferior da Formação Alagamar (Bacia Potiguar) sugeriu que a variação de cor nas carapaças dos ostracodes poderia ser utilizada como indicador térmico da maturação da matéria orgânica em rochas geradoras de hidrocarbonetos. Moura (2007) em estudo sobre os ostracodes da transição entre as formações Gramame e Itamaracá (bacia da Paraíba) identificou ostracodes mal preservados, fragmentados e desarticulados em ambientes onde a estrutura populacional indicavam condições de alta energia em ambiente marinho raso. Adicionalmente, a autora também identificou alterações fossildiagnéticas como cristais de pirita aderentes na superfície de carapaças, assim como reportou carapaças fortemente deformadas por compactação, as quais foram interpretadas como decorrentes da diagênese.

Bergue *et al.* (2015) também mencionaram brevemente mudanças de cor e preservação em trabalho realizado com ostracodes da Formação Tremembé (Oligoceno, bacia do Taubaté); a presença de carapaças de cor preta foi associada a disóxia do meio, enquanto para a presença de carapaças de cor castanha amareladas e brancas, as condições ambientais não foram inferidas. A dissolução observada em algumas carapaças foi interpretada como proveniente do desequilíbrio químico provocado pelo conteúdo de matéria orgânica.

Tendo em vista as considerações acima, este trabalho, visa analisar os processos tafonômicos responsáveis pela preservação da ostracofauna da Formação Solimões (testemunho 1AS-5-AM), para auxiliar no entendimento dos processos atuantes durante a deposição dessa unidade no Neógeno.

## 1.2 OBJETIVOS

### GERAL

O presente estudo tem como objetivo realizar a caracterização tafonômica da ostracofauna do testemunho 1AS-5-AM, almejando contribuir com a reconstituição paleoambiental dos depósitos neógenos da Formação Solimões.

### ESPECÍFICOS

- i. Identificar e caracterizar as assinaturas tafonômicas que afetaram a assembleia dos ostracodes recuperados;
- ii. Identificar como os processos bioestratinômicos e fossildiagnéticos que afetaram a preservação das carapaças/valvas dos ostracodes;
- iii. Verificar a energia do ambiente deposicional através relação carapaças/valvas e adultos/juvenis;
- iv. Auxiliar nas interpretações paleoambientais da sequência estudada.

## 2 ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo está localizada no vilarejo Cachoeira, próximo ao rio Itacuaí, estado do Amazonas (figura 1), região inserida no contexto geológico da bacia do Solimões (figura 2).

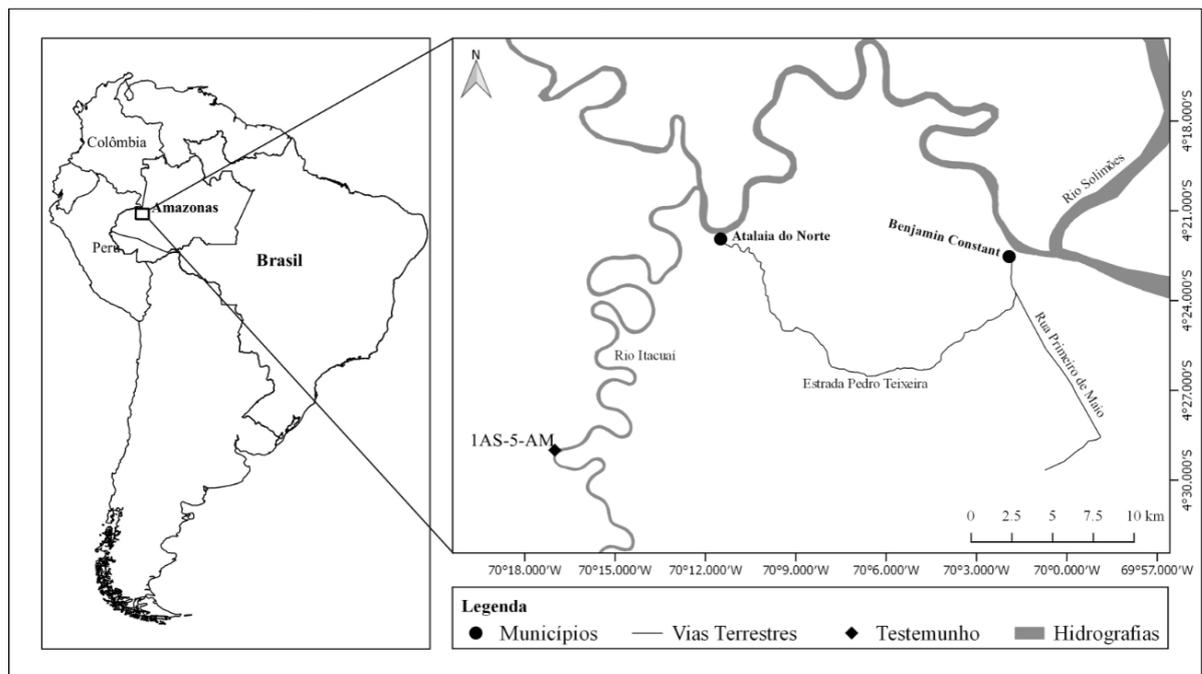


Figura 1-Mapa de localização da área de estudo. Em detalhe, localização da sondagem IAS-5-AM (S 04° 29' W 70° 17', losango no mapa).

### 2.1 GEOLOGIA REGIONAL

A bacia do Solimões trata-se de uma bacia paleozóica, intracratônica, com cerca de 480.000 km<sup>2</sup> de área sedimentar total compreendida no estado do Amazonas, limitando-se ao norte pelo Escudo das Guianas, ao sul pelo Escudo Brasileiro, a leste pelo Arco de Purus e a oeste pelo Arco de Iquitos (Eiras *et al.* 1994, Wanderley Filho *et al.* 2007, 2010) (figura 2). Esta bacia se subdivide em duas, as quais são separadas pelo Arco de Carauari: na sub-bacia do Jandiatuba, a oeste, e na sub-bacia do Juruá, a leste (Wanderley Filho *et al.* 2007). De acordo com Barata & Caputo (2007), a espessura do arcabouço estratigráfico da bacia do Solimões corresponde a 3.800 e 3100m, nas sub-bacias Juruá e Jandiatuba, respectivamente.

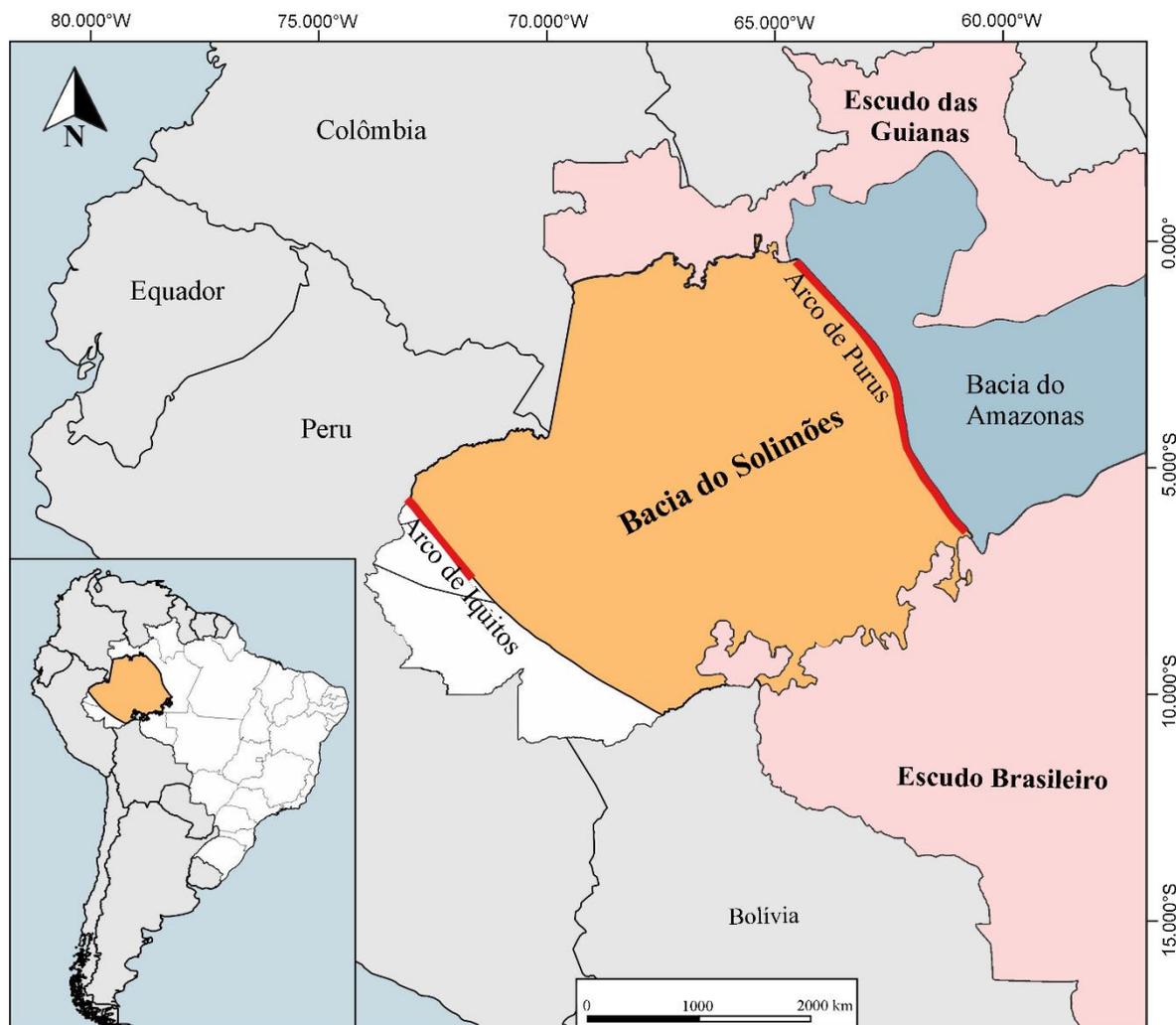


Figura 2- Mapa do contexto geológico da bacia do Solimões. Fonte: modificado de Eiras 1998.

O arcabouço estratigráfico da bacia do Solimões é dividido em seqüências deposicionais limitadas por discordâncias regionais (figura 3). O Ordoviciano é representado pelos arenitos mal selecionados, esbranquiçados e folhelhos cinza e pretos, de ambiente marinho raso à costeiro, da Formação Benjamin Constant. A Formação Jutai corresponde aos depósitos do Siluriano Superior-Devoniano Inferior. A sedimentação desta unidade é associada a um ambiente marinho transgressivo, sendo ela composta por folhelho cinza escuro acastanhado, com intercalações de arenito branco fino e siltito cinzento. Ocorre também uma seção de arenito grosso, siltito micáceo e folhelho preto que corresponde ao Membro Biá (Caputo, 1984; Eiras *et al.* 1994; Wanderley Filho *et al.* 2007). A seqüência Devoniano Médio-Carbonífero Inferior corresponde ao Grupo Marimari. Esse grupo subdivide-se em duas formações: Uerê, que contém as rochas ricas em espículas silicosas, e Jandiatuba, que consiste em folhelhos pretos e diamictitos. As unidades que compõe o Grupo Marimari são provenientes de uma incursão marinha (Wanderley Filho *et al.* 2007). O Permo-Carbonífero representa a seqüência formada por sedimentos siliciclásticos, carbonatos e evaporitos marinhos e continentais do Grupo Tefé,

constituído pelas formações Juruá (terrígena basal), Carauari (evaporítica) e Fonte Boa (red beds) (Caputo, 1984). Os sedimentos fluviais da Formação Alter do Chão representam o Eocretáceo. Na bacia do Solimões, esta formação se dispõe discordantemente entre o Grupo Tefé e a Formação Solimões, representante dos sedimentos siliciclásticos e argilosos cenozóicos. O Grupo Javari resume estas duas últimas unidades (Eiras *et al.* 1994; Wanderley Filho *et al.* 2007).

O Tectonomagmatismo Penatecaua na bacia do Solimões ocorre como soleiras e diques de diabásio, intercalando as rochas paleozóicas no Triássico (205,7 Ma). Essas intrusões provocaram o soerguimento da Formação Fonte Boa, ocorrendo também na Formação Carauari (Eiras *et al.* 1994; Wanderley Filho *et al.* 2007).

### **2.1.2 Formação Solimões**

Moraes Rego (1930 *apud* Radambrasil, 1977) utilizou a denominação Série Solimões para se referir às argilas e areias pardas, castanhas e azuladas com fauna fóssil de água doce, salobra e marinha, dispostas como sequência sedimentar nos rios Acre, Javari, Purus e Solimões. Os estudos de Caputo *et al.* (1971) chegaram à conclusão de que as camadas que compõe a Formação Solimões eram regionalmente indiferenciáveis, constituindo na realidade uma única unidade litoestratigráfica. Desta forma eles adotaram o nome Formação Solimões, revalidando o termo Solimões utilizado por Moraes Rego (1930).

A Formação Solimões é constituída por argilitos e siltitos cinza esverdeados, escuros, apresentando tonalidade castanha clara à escura na passagem para os termos linhíticos; arenitos argilosos finos à médios, de coloração esbranquiçada, cinza esverdeada, amarelada ou marrom; brechas com fragmentos sub-angulares, com concreções carbonáticas, gipsíferas e ferruginosas e intercalações de linhitos; ao topo da seção, ocorrem arenitos brancos pouco consolidados, com grãos sub-angulares a sub-arredondados com granulometria fina a grossa. A sedimentação dos depósitos dessa unidade se deu em ambiente fluvial a fluvio-lacustre (Caputo *et al.* 1971; Radambrasil, 1977; Maia *et al.* 1977; Caputo, 1984; Hoorn 1994a; Latrubesse *et al.* 2010; Nogueira *et al.* 2013). Os depósitos dessa unidade são recobertos discordantemente pela Formação Içá (Maia *et al.* 1977; Nogueira *et al.* 2013) e possuem contato inferior discordante com a Formação Alter do Chão (Eiras *et al.* 1994). Em território brasileiro, a Formação Solimões se estende por maior parte do Estado do Amazonas prolongando-se até o Acre (Maia *et al.* 1977; Caputo, 1984; Cunha, 2007), chegando a alcançar espessura superior a mil metros na fronteira entre esses dois estados (Latrubesse *et al.* 2010). No Peru (Bacia Pastaza) e na

Colômbia (Bacia Amazonas) a Formação Solimões é correlata à Formação Pebas (Maia *et al.* 1977; Hoorn, 1994a) e ao Terciário Amazônico (Hoorn 1994b), respectivamente.

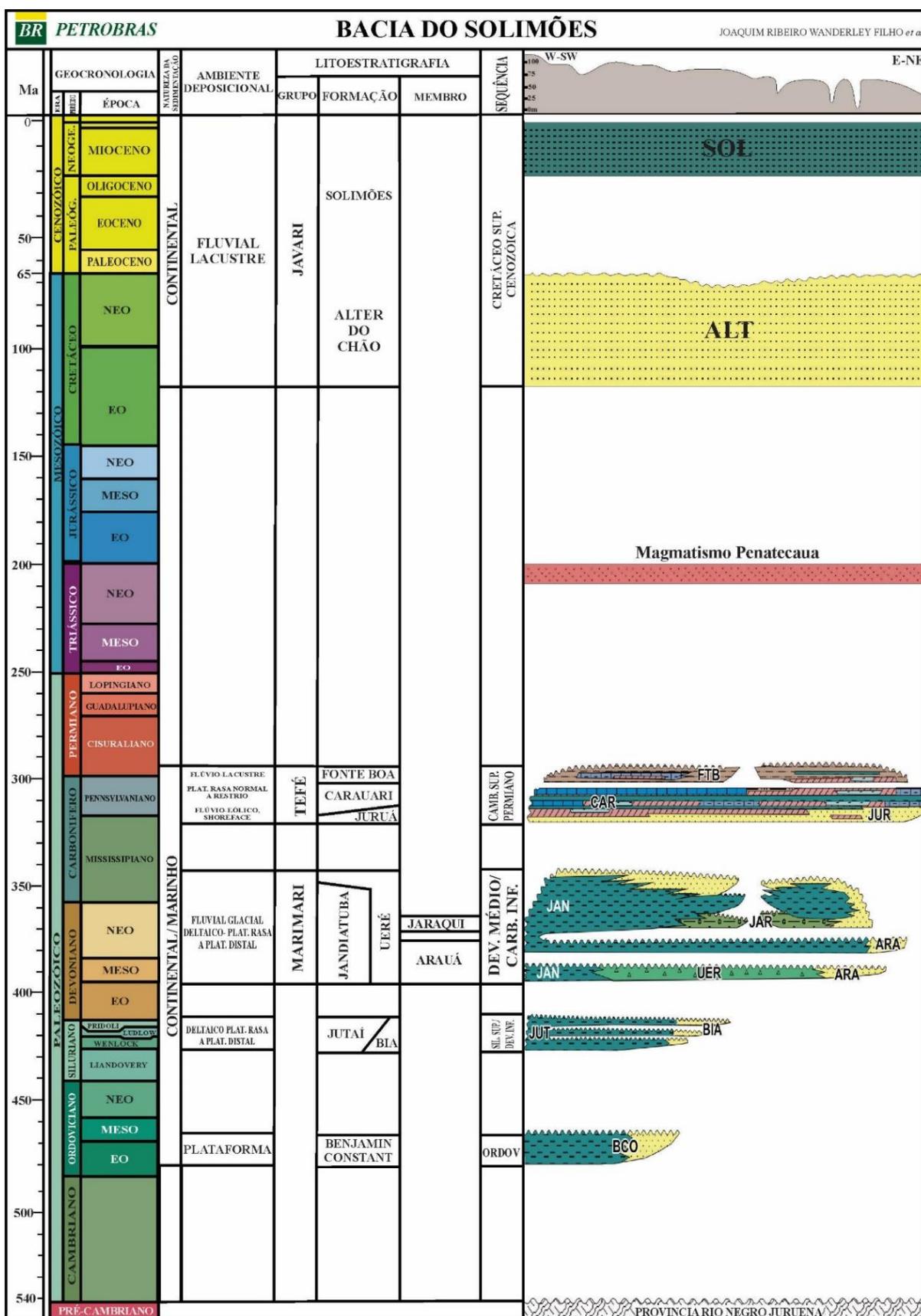


Figura 3- Coluna estratigráfica da bacia do Solimões Fonte: Wanderley Filho *et al.* 2007.

Estudos paleontológicos desenvolvidos na Formação Solimões mostram um conteúdo fossilífero diversificado, constituído por ostracodes (Gross *et al.* 2014; Linhares *et al.* 2017), moluscos (Wesselingh *et al.* 2002, 2006a; Wesselingh & Ramos, 2010), foraminíferos (Linhares *et al.* 2011), peixes, aves (Latrubesse *et al.* 2010), répteis (Souza *et al.* 2016) e lenhos (Machado *et al.* 2012), os quais se estabeleceram dentro de um complexo paleoambiente fluvio-lacustrino, com pântanos e deltas associados. Esse grande sistema é reconhecido como “Lago Pebas” (Wesselingh *et al.* 2002) e/ou “mega-wetland” (Hoorn *et al.* 2010). Vale ressaltar, ainda, a hipótese de incursões marinhas nos paleoambientes da Formação Solimões, as quais foram evidenciadas pelo conteúdo paleopalínológico (Hoorn, 1993; Jaramillo *et al.* 2017) e pela mistura de taxa de água salobra/marinha e de água doce (Linhares *et al.* 2011, 2017, 2019). As evidências de influência marinha no registro sedimentar ainda são escassas, com exceção apenas de Räsänen *et al.* (1995) e Nogueira *et al.* (2003).

A idade da Formação Solimões foi inferida a partir de estudos palinológicos, bem como bioestratigráficos baseados em moluscos e ostracodes. O biozoneamento palinoestratigráfico proposto por Cruz (1984), Hoorn (1994b), Silveira & Souza (2017) e Linhares *et al.* (2019) posicionou os depósitos desta formação no Eomioceno/Plioceno, Mioceno Médio/Superior, Mioceno médio/Plioceno e Mioceno Inferior/Superior, respectivamente. Enquanto Wesselingh *et al.* (2006b), baseado em moluscos, posicionou esta unidade entre o Mioceno Inferior/Superior. Os estudos com base em zonas de ostracodes inferem um período de deposição restrito ao Mioceno Médio/início do Superior (Munõz-Torres *et al.* 2006) e Mioceno Inferior/Superior (Linhares *et al.* 2019).

### 3 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

#### 3.1 OSTRACOFAUNA DO NEÓGENO DA AMAZÔNIA OCIDENTAL

Os estudos referentes aos ostracodes têm sido objeto de pesquisas na Formação Solimões, em território brasileiro, estendendo-se também às suas correlatas no Peru e Colômbia, reconhecidas respectivamente como Formação Pebas e “Terciário Amazônico”. A maior parte dos trabalhos sobre a ostracofauna até então realizados na Formação Solimões são procedentes de testemunhos de sondagem e afloramentos, conforme apresentado a seguir.

No Brasil, Purper (1979) realizou os primeiros trabalhos com ostracodes, na região oeste do estado do Amazonas, procedentes de afloramentos e testemunhos de sondagem. Este estudo abrangeu a descrição de seis gêneros novos e nove espécies, os quais a autora associou ao Plioceno, concluindo que a fauna dos ostracodes encontrados era endêmica, de ambiente mixohalino de baixa energia.

Sheppard & Bate (1980) descreveram quinze espécies de ostracodes, recuperados de afloramentos nas margens de rios Amazonas e Caqueta, próximos a La Tagua (Colômbia) e Pichua (Peru). Além da identificação de taxa de água doce e salobra, os autores registraram também a ocorrência de ostracodes marinhos, sendo associados a uma provável transgressão marinha durante o Plio-Pleistoceno. A ostracofauna caracterizada foi atribuída a um sistema fluvial de baixa energia, associados à lagos de água doce e lagunas.

Purper & Pinto (1983) apresentaram o registro de dois novos gêneros e quatro espécies de ostracodes recuperados do testemunho 1-AS-32-AM, os quais os autores inferiram ambiente mixohalino e ressaltaram, ainda, que durante o evento de transgressão marinha, conforme sugerido por Sheppard & Bate (1980), a região teria sido isolada, fazendo com que se desenvolvesse uma fauna endêmica bem característica na área de estudo.

Purper & Ornellas (1991) descreveram mais quatro espécies novas, considerando-as endêmicas para a Formação Solimões. As espécies caracterizadas pelos autores não apresentavam evidências de transporte, fato corroborado pela ocorrência de instares juvenis com adultos. As carapaças grossas e ornamentação fraca da ostracofauna recuperada foram relacionadas às variações de salinidade. Tais características levaram à interpretação de um ambiente mesohalino. Os autores ainda destacaram que os ostracodes recuperados apresentavam semelhanças morfológicas com os descritos por Sheppard & Bate (1980).

O trabalho de Whatley *et al.* (1998) consistiu no estudo de amostras provenientes de diferentes localidades no Peru, Colômbia e Brasil. Trinta e uma espécies de ostracodes foram recuperadas, sendo dezessete identificadas como pertencentes ao gênero *Cyprideis*, que após

ampla revisão taxonômica das propostas anteriores, passou a representar 90% do total de indivíduos recuperados. Os autores interpretaram que a predominância desse gênero foi condicionada por um ambiente estável. A partir da abundância do gênero *Cyprideis* e ausência de taxa não marinha na maioria das amostras, os autores inferiram a existência de um grande lago salino durante o Mioceno na região da Amazônia Ocidental. Um esquema filogenético, baseado na morfologia comparativa, também foi apresentado para explicar a variação intraespecífica dentre as espécies de *Cyprideis* encontradas. O gênero foi agrupado em duas linhagens distintas: uma lisa e uma ornamentada, que foram associadas à um sistema endêmico fechado.

Muñoz-Torres *et al.* (2006) a partir de material recuperado proveniente de 21 localidades distribuídas pelo Peru, Colômbia e Brasil, propuseram cinco biozonas baseados em ostracodes. Esse biozoneamento baseou-se na distribuição estratigráfica de vinte e uma espécies endêmicas do gênero *Cyprideis*. A idade de deposição da Formação Pebas/Solimões foi referida ao Mioceno Médio/início do Superior. Esse estudo correspondeu à primeira tentativa de zoneamento baseado em ostracodes na bacia do Solimões.

A partir da análise sistemática da ostracofauna em junção com a análise de fácies sedimentares, Ramos (2006) inferiu que a ostracofauna da Formação Solimões foi submetida a uma deposição *in situ* em um paleoambiente fluvio-lacustre de baixa energia. Isso seria corroborado pelo excelente estado de preservação de valvas muito frágeis recuperadas, bem como o caráter autóctone.

Wesselingh & Ramos (2010) apresentaram um levantamento da fauna paleoinvertebrada, com ênfase em moluscos e ostracodes, da Amazônia Ocidental. Os autores ressaltaram que durante o Mioceno Inferior a Médio, a Formação Solimões possuía uma fauna rica, endêmica e morfologicamente diversificada de moluscos e ostracodes (salobros/marinhos e de água doce), os quais se estabeleceram e evoluíram dentro de um sistema de lagos e pântanos, com influência marinha episódica.

Através de análises micropaleontológicas do testemunho da sondagem 1AS - 31-AM, Linhares *et al.* (2011) concluíram que durante o início do Mioceno Médio, a Formação Solimões e parte central do sudoeste da Amazônia teria sido afetada por uma ingressão marinha de curta duração. Os elementos apontados pelos autores para tal interpretação foram a ocorrência de organismos como foraminíferos planctônicos e briozoários, típicos de ambiente marinho, misturados com fósseis de ambiente transicional e não marinho como pólenes de manguezais, ostracodes e peixes de água doce. A presença de ostracodes com nódulos do gênero *Cyprideis*, intercalando os níveis de mudança da fauna, também foram interpretados pelos

autores como indicativos de flutuações dos níveis de salinidade e mudanças paleoambientais abruptas na região.

Em afloramentos próximos a Eirunepé (a sudoeste do estado do Amazonas) Gross *et al.* (2011, 2013) realizaram análise faciológica, taxonômica e geoquímica em valvas de ostracodes. As medições isotópicas foram feitas em ostracodes de água salobra/marinha e de água doce, porém os valores muito negativos encontrados indicaram condições exclusivamente de água doce, descartando influxos de água marinha na área de estudo. A partir destes resultados, os autores concluíram que o táxon de ostracodes de água salobra/marinha se adaptaram com êxito aos ambientes dulcícolas.

Gross *et al.* (2014) fizeram uma revisão taxonômica extensiva de 2/3 das espécies de ostracodes do gênero *Cyprideis* da Amazônia Ocidental, proveniente do testemunho 1AS-10-AM, sendo refinados algumas definições de espécies e sub-espécies já propostas para a região, além de proporem um biozoneamento baseado nesses microcrustáceos. Os autores enfatizaram o endemismo da fauna e o domínio do gênero *Cyprideis* nas assembleias de ostracodes da Amazônia Ocidental, além de posicionarem o intervalo correspondente a Formação Solimões no Mioceno Médio/início do Superior.

Incursões marinhas na Formação Solimões ainda é um tema recorrente em trabalhos recentes. Gross *et al.* (2015) relataram o registro inédito de um táxon marinho do gênero *Pellucistoma*, e associaram sua ocorrência às excursões marinhas pela Bacia de Lhanos (Colômbia) durante o início do Mioceno. Entretanto, os autores sugeriram que a migração da espécie *Pellucistoma curupira* para o sistema fluvio-lacustre da Formação Solimões, poderia ter ocorrido através de forésia aquática e que a ocorrência desta espécie não seria representativo de excursões marinhas, uma vez que as análises das assinaturas isotópicas indicaram condições exclusivamente de água doce.

A partir da integralização de diferentes métodos (taxonomia, dados geofísicos e petrografia), Medeiros (2017) registrou a ocorrência de doze espécies de ostracodes e um nível de foraminíferos, um dos elementos inferidos como indicativo de uma excursão marinha no testemunho 1AS-33-AM, proveniente de Atalaia do Norte, município do estado do Amazonas. Os autores definiram, ainda, três zonas e uma subzona, as quais foram restringidas ao Mesomioceno.

Linhares *et al.* (2017, 2019) realizaram análises micropaleontológicas e palinológicas em amostras provenientes dos testemunhos das sondagens 1AS-7D-AM e 1AS-8-AM, localizados na região de Atalaia do Norte, estado do Amazonas e identificaram três eventos de excursão marinha na Formação Solimões. A presença de taxa de mangue representaria o

primeiro evento de incursão marinha, o qual teria ocorrido durante o Mioceno Inferior ao início do Mioceno Médio. O segundo e terceiro evento, foram inferidos a partir da ocorrência de taxa de água marinha, doce e salobra. O Mioceno Médio /início do Mioceno Superior foi inferido ao segundo evento, enquanto ao terceiro, os autores o restringiram ao Mioceno Superior. Os autores constataram, ainda, a ocorrência de dois bioeventos de radiação do gênero *Cyprideis* que teriam ocorrido no final do Mioceno Médio e no início do Mioceno Superior, os quais foram relacionados a incursões marinhas.

### 3.2 CARACTERÍSTICAS GERAIS DOS OSTRACODES

Os ostracodes são microcrustáceos representantes do filo dos artrópodes, encontrados em habitats de água doce, marinha ou até mesmo em alguns habitats terrestres (Smith & Horne, 2002; Armstrong & Brasier, 2005; Rodriguez-Lazaro & Ruiz-Muñoz, 2012). Eles possuem o corpo encerrado por uma carapaça bivalve, com valvas unidas por uma charneira na região dorsal. Os ostracodes secretam uma carapaça fina ou fortemente calcificada que pode ser descartada e substituída até oito vezes por meio de ecdises, caso o crescimento do animal prossiga até a fase adulta (Smith & Delorme, 2010). Desta forma, um único ostracode pode deixar até dezesseis valvas no sedimento em ambiente calmo e com condições favoráveis para o crescimento atingir até a maturidade (Coimbra *et al.* 2006).

A maioria das carapaças adultas pode medir de 0,5 a 3 mm de comprimento, sendo reconhecidos também casos raros de espécies de até 30 mm de comprimento (Armstrong & Brasier, 2005). Os contornos da carapaça variam desde subovalado a subelíptico ou sub-retangular (Bergue & Coimbra, 2011).

As valvas que compõem a carapaça dos ostracodes são secretadas pela epiderme, a qual encerram toda a massa visceral e os apêndices (Fig. 5 c) (Bergue, 2006; Smith & Delorme, 2010). Cada valva possui uma camada calcítica intermediária, a qual é recoberta por uma delgada camada de composição quitinosa. A camada calcítica se subdivide em duas distintas lamelas de cristalitos, uma de calcita lamelar e outra de calcita folheada (figura 4 b-c) (Smith & Delorme, 2010; DeDeckker, 2017). Geralmente, após a morte do ostracode, a camada calcítica é a que se preserva no registro fóssil (DeDeckker, 2017). A superfície das valvas apresenta uma série de estruturas morfológicas, reconhecidas como ornamentação nas quais se fundamenta a sistemática das espécies (Bergue, 2006). As estruturas morfológicas podem ser visualizadas tanto na superfície externa quanto na interna de cada valva (figura 5 a-b) (Smith & Delorme, 2010). DeDeckker (2002) disserta que o nível de ornamentação é decorrente das condições ambientais às quais os ostracodes foram submetidos, assim como composição

química da valva e o estado de preservação. Essas características, ainda de acordo com o autor, podem ficar preservadas nas valvas mesmo após a morte ou muda (ecdise) do ostracode.

Os ostracodes retiram da própria água em que habitam o cálcio necessário para síntese das suas carapaças (Turpen & Angell, 1971), cuja composição corresponde à calcita baixa magnésiana (Keyser & Walter, 2004). De acordo com DeDecker (2017) a matriz calcítica das carapaças contém pouco menos de 5% de Mg e pode incluir também a presença de outros elementos traços como estrôncio (Sr) e bário (Ba). Análises geoquímicas a partir desses elementos permitem inferências importantes a respeito da temperatura e da salinidade (Holmes, 1992), uma vez que as alterações geoquímicas das carapaças, bem como as morfológicas, estão relacionadas a propriedades físico-químicas das águas (salinidade, temperatura, pH, oxigênio dissolvido), além das condições hidráulicas, granulometria dos sedimentos de fundo ou taxas de sedimentação (Ruiz *et al.* 2013).

Os ostracodes possuem um longo registro fóssil, desde o Ordoviciano (Armstrong & Brasier, 2005; Rodriguez-Lazaro & Ruiz-Muñoz, 2012). Esses microcrustáceos são amplamente utilizados como marcadores bioestratigráficos, proxies paleoambientais e paleoclimáticos, cuja aplicabilidade nas reconstruções paleoambientais abrange disciplinas como a bioestratigrafia, paleoecologia, paleoceanografia, paleoclimatologia e biogeografia (Boomer *et al.* 2003; Rodriguez-Lazaro & Ruiz-Muñoz, 2012).

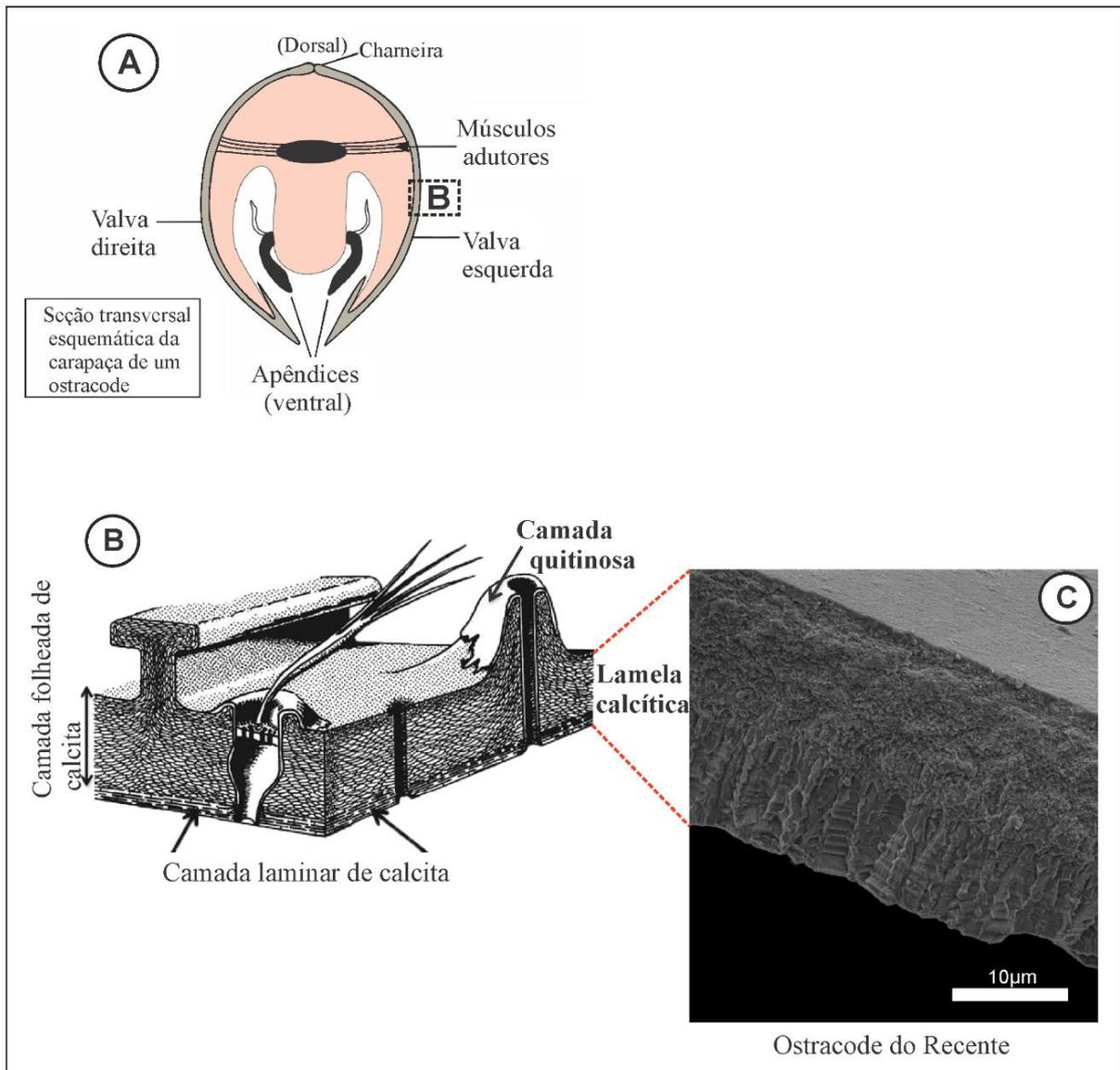


Figura 4- (A) Carapaça de um ostracode. (B) Em detalhe, desenho hipotético da ultraestrutura das valvas dos ostracodes, exibindo o arranjo dos cristalitos e as camadas distintas da lamela calcítica, bem como a camada quitinosa. (C) Fotomicrografia de MEV: trama dos cristalitos da lamela calcítica em valva de ostracode do Recente. Fonte: A) Modificado de Smith & Horne (2002); B) Modificado de Sylvester-Bradley & Benson (1971); C) Autora.

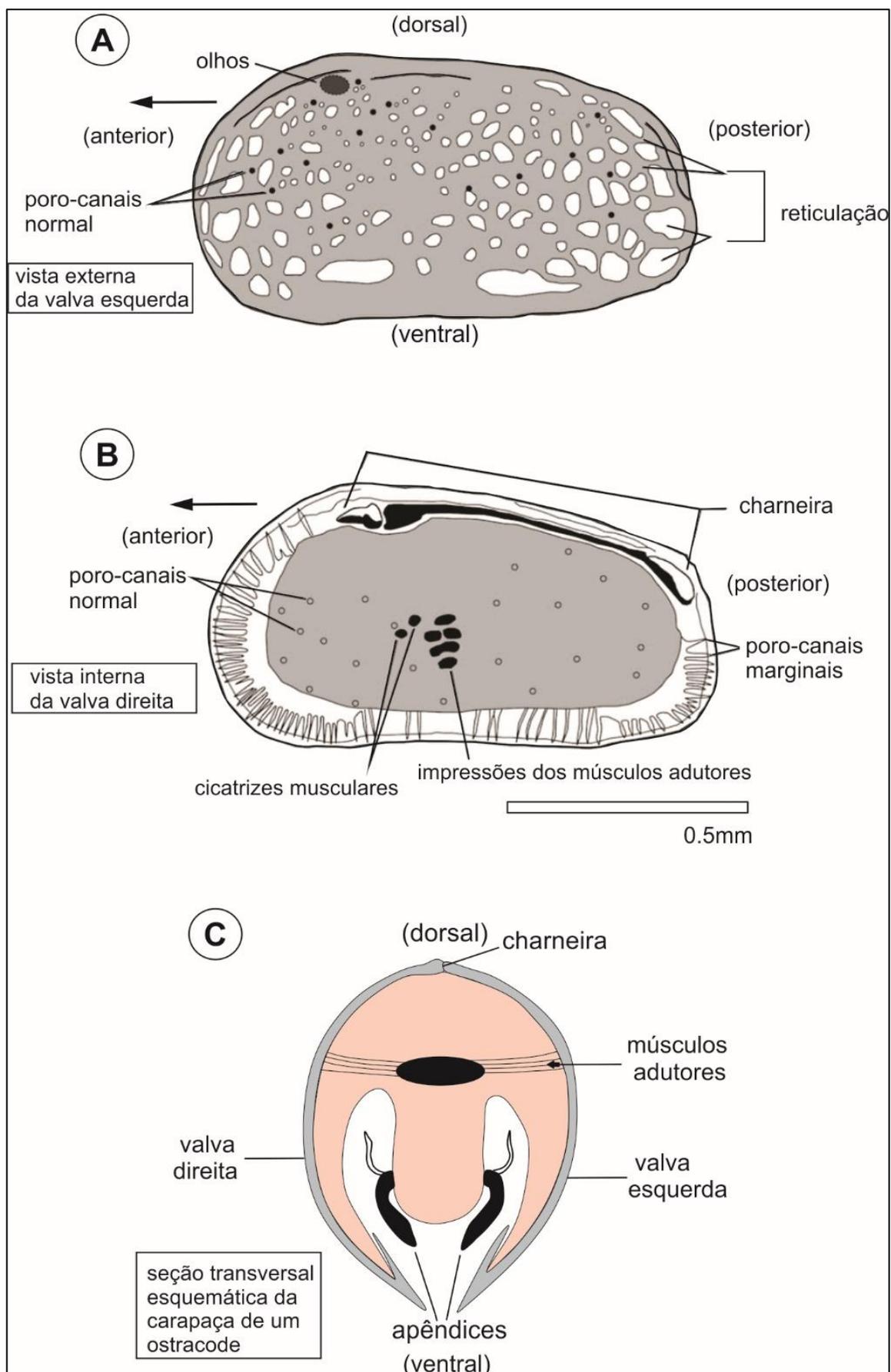


Figura 5- Elementos morfológicos de um ostracode (Podocopida). A-B: valvas. C: carapaça. Fonte: modificado de Smith & Horne (2002).

### 3.3 CONSIDERAÇÕES TAFONÔMICAS

Os processos de decomposição dos organismos são muito importantes para o registro fóssil porque são os precursores da fossilização. Eles se iniciam logo após a morte dos organismos, levando a perda dos tecidos moles (*e.g.* órgãos internos, tecidos musculares), prosseguindo até a destruição completa ou mineralização do bioclasto. A disponibilidade de oxigênio, a natureza do carbono orgânico, bem como a temperatura e o pH são os fatores às quais as taxas de decomposição estão sujeitas (Allison, 1990; Brett, 2001; Brenton, 2005). Allison (1990) ressalta que a interação entre a decomposição e os processos de mineralização da matéria orgânica condicionam a preservação dos fósseis.

Os micróbios alimentam-se da matéria orgânica e respiram aerobicamente em sedimentos oxigenados. Com o aumento do conteúdo de matéria orgânica e/ou profundidade de soterramento, ocorre a depletação do oxigênio nos sedimentos e desta forma, as bactérias são forçadas a respirar anaerobicamente (Allison, 1990), uma vez que as bactérias necessitam metabolizar a matéria orgânica para suprir suas necessidades vitais celulares (Brenton, 2005).

Para Brett (2001) e Brenton (2005) em condições aeróbicas, os micróbios quebram o carbono orgânico (de animais mortos ou plantas) e o converte em dióxido de carbono e água. Enquanto na decomposição anaeróbica microbiana, além de processos como a metanogênese, as bactérias utilizam uma variedade de oxidantes como nitratos (redução do nitrato), sulfatos (redução do sulfato) e óxidos de manganês e de ferro (redução do manganês e do ferro), para decompor a matéria orgânica. Esse tipo de decomposição pode desencadear a precipitação de alguns minerais diagenéticos (*e.g.* pirita, siderita, calcita), os quais correspondem aos subprodutos da respiração anaeróbica.

Allison (1990) inferiu que três tipos de decomposição da matéria orgânica são comuns em sedimentos aquáticos: aeróbico (em sistemas marinhos e de água doce), marinho anaeróbico (redução do sulfato e metanogênese) e anaeróbico de água doce como a metanogênese, podendo ocorrer também a redução do ferro e a redução do sulfato em menor quantidade (Canfield & Raiswell, 1991).

Após a morte e decomposição, os organismos são submetidos a vários processos e estes, dentro do estudo tafonômico são subdivididos em duas etapas principais: a bioestratinomia e a fossildiagênese (quadro 1).

A bioestratinomia compreende todos os processos físico-biológicos que afetam os organismos antes do soterramento final como desarticulação, transporte, fragmentação, bioerosão; enquanto a fossildiagênese corresponde a todos os processos de origem físico-

química, os quais ocorrem após soterramento final como compactação, mineralização, recristalização, dissolução, substituição (Behrensmeier *et al.* 2000; Brett, 2001; Benton, 2005; Holz & Simões 2002; Simões *et al.* 2010; Erthal *et al.* 2017) e alteração de cor ( *e.g.* Leão & Machado, 1989; Ainsworth *et al.* 1990).

Quadro 1- Subdivisão do estudo da tafonomia e os respectivos processos relacionados. Fonte: modificado de Simões *et al.* 2010.

PALEOECOLOGIA		MODO DE VIDA E REPRODUÇÃO
TAFONOMIA	NECROLOGIA	MORTE DECOMPOSIÇÃO
	BIOESTRATINOMIA	DESARTICULAÇÃO TRANSPORTE SOTERRAMENTO RETRABALHAMENTO SOTERRAMENTO FINAL
	DIAGÊNESE	FOSSILDIAGÊNESE

O estudo tafonômico abrange a caracterização das assembleias fósseis a partir da análise de diversos fatores que levam a fossilização e preservação dos bioclastos. Behrensmeier *et al.* (2000) a definiram como “o estudo dos processos de preservação e como eles afetam a qualidade do registro fóssil”, enquanto Erthal *et al.* (2017) enfatizam que um dos principais objetivos do estudo tafonômico é quantificar a influência do ambiente sedimentar sobre o grau de destruição dos bioclastos.

As assinaturas tafonômicas correspondem à danos sofridos pelos bioclastos desencadeados por processos sedimentares, físicos, químicos e biológicos (Erthal *et al.* 2016, 2017). De acordo com Krahl *et al.* (2017), uma assinatura tafonômica apresenta uma relação entre uma causa, podendo ser de origem biótica ou abiótica, e um efeito, que corresponderia ao grau de preservação (tabela 1).

Tabela 1- Relação entre as diferentes causas e efeitos envolvidos na geração das assinaturas tafonômicas que podem levar à perda de informações semi-quantitativas (Fonte: Krahl *et al.* 2017).

<b>CAUSAS</b>	<b>EFEITOS</b>	
<b>Fatores bióticos e/ou abióticos</b>	<b>Aumento progressivo da perda de informações</b>	
		
Processo <i>post-mortem</i> , relacionado ao transporte, em ambientes com energia elevada, como por exemplo no retrabalhamento ou pode ocorrer por processos biogênicos (bioerosão).	<b>FRAGMENTAÇÃO</b>	
	AUSENTE	PRESENTE
Processo relacionado a substituição de origem diagenética, também pode ser decorrente da oxidação dos sedimentos.	<b>MUDANÇA NA COR</b>	
	AUSENTE	PRESENTE
Processos relacionados a dissolução, abrasão mecânica, efeito da diagênese após soterramento final ( <i>e.g.</i> recristalização).	<b>ALTERAÇÃO DA TEXTURA</b>	
	AUSENTE	PRESENTE
Processos relacionados à combinação de abrasão, dissolução e/ou bioerosão, na interface água/sedimento.	<b>CORROSÃO</b>	
	AUSENTE	PRESENTE
Processos relacionados ao efeito da diagênese no soterramento final e/ou parcial, no caso onde a composição química original da carapaça/valva é substituída.	<b>SUBSTITUIÇÃO</b>	
	AUSENTE	PRESENTE
Processos relacionados ao retrabalhamento ou remobilização das partículas sedimentares, em ambientes de alta energia (processo similar a fragmentação).	<b>DESARTICULAÇÃO</b>	
	AUSENTE	PRESENTE

### 3.3.1 Aspectos bioestratinômicos

A bioestratinomia corresponde aos processos físicos e biológicos que afetam a resistência dos bioclastos, podendo levá-los à quebra e destruição. Os processos bioestratinômicos iniciam-se logo após a necrólise e os bioclastos estão sujeitos a esses processos destrutivos durante sua transferência para o sedimento (Brett & Baird, 1986; Brett, 1990; Simões *et al.* 2010; Krahl *et al.* 2017).

#### 3.3.1.1 Transporte

O tamanho diminuto dos microfósseis faz com que eles sejam transportados por qualquer tipo de corrente de água ou ar (Molina, 2004). Devido ao seu hábito

predominantemente bentônico, após sua morte os ostracodes estão sujeitos ao transporte semelhante a uma partícula sedimentar (Brouwers, 1988; Krahl *et al.* 2017). A energia de transporte pode promover a quebra e desarticulação das carapaças dos ostracodes. Essa última pode ser usada para determinar a energia do ambiente deposicional (Boomer *et al.* 2003), a qual pode ser inferida através da análise da estrutura populacional a partir de ontogenia dos ostracodes (Whatley, 1983, 1988; Brouwers, 1988) e da proporção de valva/carapaça e de adulto: juvenil (Boomer *et al.* 2003).

#### 3.3.1.1.1 *Transporte dos ostracodes: análise da estrutura populacional*

A estrutura populacional de uma associação fóssil pode indicar a energia ambiental através da proporção valvas/carapaças e adulto: juvenil. Essa análise facilita a determinação de quais componentes de uma assembleia estão *in situ* e quais foram submetidos ao transporte *post-mortem* (Whatley, 1988; Boomer *et al.* 2003; Kihn *et al.* 2017). Kihn *et al.* (2017) inferiram que essas proporções são determinadas por fatores ambientais e pela dinâmica do ambiente deposicional. Enquanto Kontrovitz (1975) argumenta que o transporte dos ostracodes está relacionado ao tamanho e morfologia das carapaças/valvas. Outros parâmetros como ornamentação das carapaças, complexidade das charneiras, força das articulações, sobreposição das valvas e modo de vida também são inferidos como determinantes na estrutura populacional final (Boomer *et al.* 2003; Kihn *et al.* 2017).

Brouwers (1988) propõe o uso da análise da razão adulto e juvenil (A/J) para avaliar o transporte dos ostracodes. De acordo com o autor assim como as partículas sedimentares, os ostracodes sujeitam-se ao transporte, sendo a energia das correntes de fundo responsáveis por selecionar determinados estágios ontogenéticos. Desta forma a razão 1/8, 1/3 e 1/5 representaria uma associação fóssil de ambiente calmo, sendo a primeira considerada ideal e as duas últimas, consideradas uma associação real, levando em consideração a perda durante etapa laboratorial, por exemplo. Enquanto a razão 1/1 e 4/1 evidenciaria um ambiente de alta energia, com o predomínio de espécimes adultos. Em ambientes de baixa energia predominaria espécimes juvenis, os quais seriam representados pela razão 1/2 e 1/5.

De acordo com Boomer *et al.* (2003) uma população ou comunidade de organismos vivos representa uma biocenose. As associações fósseis são restos incompletos da biocenose: a tanatocenose (assembleia de vida) se preservada *in situ* (autóctone), a tafocenose (assembleia de morte) se sujeita a transporte *post-mortem* (alóctone). Ainda de acordo com os autores, uma associação pode conter uma mistura da componente autóctone e alóctone. A partir dessas

inferências, os autores criaram uma chave para a interpretação das associações, a qual deve ser usada juntamente com a figura 6 (adaptado de Boomer *et al.* 2003).

1. Está a associação ainda *in situ*?

Sim.....2

Não. Associação processada, escolhida e ordenada numa lâmina.....3

2. As conchas mostram algum alinhamento/orientação específica?

Sim.....Indica transporte *post-mortem*: TAFOCENOSE

Não.....Pouco ou nenhum transporte *post-mortem*: TANATOCENOSE

(Prosseguir para o passo 3 em diante para chegar a uma conclusão mais específica)

3. A associação é constituída maioritariamente por adultos, juvenis ou uma mistura dos dois?

Maioritariamente/apenas adultos.....4

Maioritariamente/apenas juvenis.....5

Uma mistura de adultos e juvenis.....4

4. Possível TANATOCENOSE. Os adultos apresentam maioritariamente carapaças inteiras ou valvas?

Maioritariamente/apenas carapaças articuladas.....6

Maioritariamente/apenas valvas desarticuladas.....7

Que estágios de juvenis estão representados?

Uma série de estágios maiores e mais pequenos.....6

Apenas estágios mais pequenos.....7

5. Possível TAFOCENOSE. São os juvenis maioritariamente valvas ou carapaças?

Todos/maioritariamente valvas desarticuladas.....9

Todos/maioritariamente carapaças articuladas.....8

6. TANATOCENOSE DE BAIXA ENERGIA

- Agitação *post-mortem* mínima.
- Excelente indicador das condições ambientais nas quais os ostracodes viveram.

7. TANATOCENOSE DE ALTA ENERGIA

- Alguma agitação *post-mortem* pelas correntes, ondas ou atividade biológica.
- Ainda considerado bom indicador do ambiente em vida.

## 8. TANATOCENOSE INTERROMPIDA

- Mortalidade juvenil: ostracodes mortos *in situ* por uma catástrofe ambiental (anoxia ?, mudança de salinidade ?), não finalizando as mudas para se tornarem adultos.

## 9. TAFOCENOSE

- Agitação *post-mortem* considerável, separação e transporte: a associação não representa o ambiente no qual os ostracodes viveram.

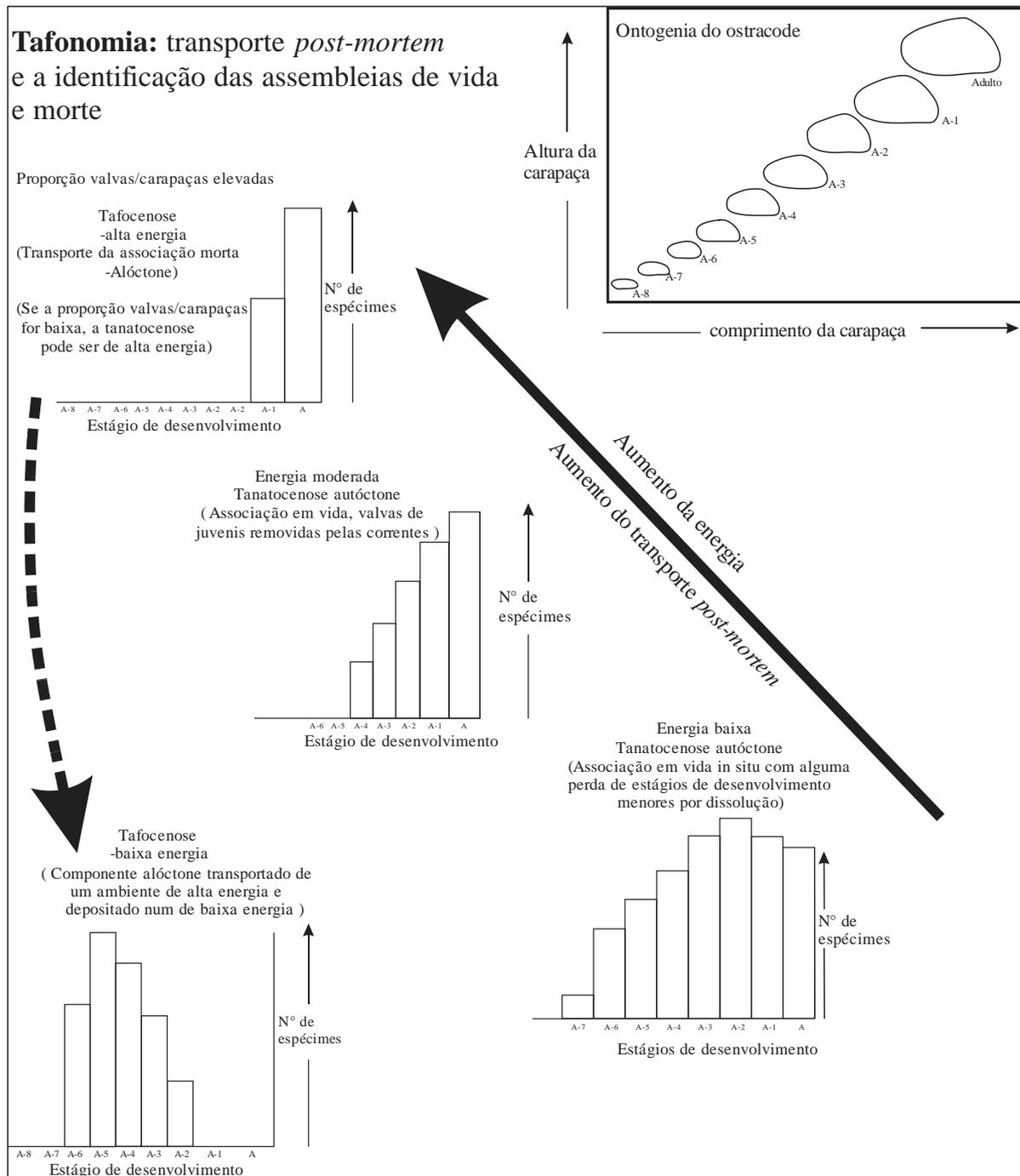


Figura 6- Ilustração das estruturas populacionais de ostracodes e sua interpretação com o registro fóssil. A proporção valvas: carapaças aumenta e ocorre o desaparecimento dos estágios juvenis das associações autóctones com o aumento da energia e do transporte *post-mortem*. Tafocenoses de alta energia são predominadas por estágios maiores de juvenis, enquanto que os menores são depositados em outro local de tafocenose com energia mais baixa (Adaptado de Boomer *et al.* 2003).

### 3.3.1.2 Desarticulação

A desarticulação é um processo promovido pela biodegradação e decomposição de ligamentos e tecidos conectivos. Ela pode ocorrer após a morte do animal via transporte ou antes, durante a ecdise dos ostracodes (Danielopol *et al.* 1986; Whatley, 1988). Brett & Baird (1986) ressaltaram que em bivalves “a desarticulação é aumentada pela tendência das valvas se abrirem à medida que o ligamento elástico se contrai quando os músculos adutores não se opõem mais a ele”, enquanto Whatley (1988) argumenta que os músculos adutores (responsáveis pelo fechamento da carapaça) de algumas espécies de ostracodes podem se contrair após a morte e outros, relaxarem.

### 5.3.1.3 Bioerosão e fragmentação

Os bioclastos podem se fragmentar através de ação biogênica (DeDeckker, 2002) e/ou processos hidráulicos, como impacto físico entre as partículas em suspensão. Os elementos esqueléticos mais espessos e pesados são menos suscetíveis à quebra, enquanto os mais finos e leves se fragmentam com maior facilidade (Brett, 1990; Simões *et al.* 2010).

A fragmentação dos ostracodes está relacionada à rede de poros presentes nas valvas. Nessas regiões, a espessura da valva é mais fina, por isso a dissolução se inicia nesses locais. Em águas levemente ácidas, este processo pode fragilizar as valvas e posteriormente, levar à fragmentação. Outro fator que contribui para a quebra das valvas e carapaças dos ostracodes é a ação das quitinobactérias, as quais deixam trilhas enquanto devoram a bainha quitinosa que cobre as carapaças, tornando-as mais frágeis e suscetíveis à quebra (DeDeckker, 2002). Kihn *et al.* (2017) relacionaram a fragmentação com a morfologia e a espessura das valvas dos ostracodes. De acordo com os autores, ostracodes pouco ornamentados e menos calcificados são mais propensos a se fragmentarem.

### 5.3.1.4 Abrasão

A abrasão dos bioclastos resulta no arredondamento e perda de detalhes superficiais dos restos esqueléticos, sendo condicionado pela energia ambiental, tempo de exposição e tamanho da partícula do agente erosivo. Grãos tamanho argila não causam abrasão significativa nos restos esqueléticos, enquanto materiais tamanho cascalho e areia são agentes abrasivos mais eficientes (Brett, 1990). No que se refere aos ostracodes, a abrasão pode ocorrer a nível ultraestrutural, promovendo a degradação dos cristalitos calcíticos das lamelas da carapaça (Bennett *et al.* 2011).

### 3.3.2 Diagênese e aspectos fossildiagnéticos

A diagênese corresponde aos processos físicos, químicos e biológicos que afetam os sedimentos após sua deposição como compactação, cimentação, recristalização, dissolução e outras modificações, as quais transformam os sedimentos inconsolidados em rochas sedimentares (Tucker, 2001).

Inicialmente, após a deposição dos sedimentos, ocorrem as alterações de diagênese precoce como precipitação de novos minerais e retrabalhamento dos sedimentos por organismos (bioturbação). Nesta etapa, o efeito da compactação nos sedimentos é menor devido ao soterramento raso (Tucker, 1990; Boggs Jr, 2006). Durante o soterramento profundo dos sedimentos, as principais alterações diagenéticas incluem compactação, dissolução por pressão, compactação química, cimentação e substituição mineral, alterações que em conjunto, condicionam a litificação e formação das rochas sedimentares (mesodiagênese). Posteriormente, rochas sedimentares podem ser soerguidas e expostas às intempéries (*e.g.* durante a erosão) e sob condições de pressão e temperatura mais baixas, ocorrem as alterações de diagênese tardia, cujas mudanças incluem a oxidação de minerais que contêm ferro (*e.g.* carbonato de ferro) e decorrente desse processo, forma-se óxidos de ferro como goethita e hematita; além da oxidação de sulfetos (*e.g.* pirita), resultando na formação de minerais de sulfato (gipsita), se o cálcio estiver presente, e dissolução de minerais estáveis (*e.g.* anfibólios, piroxênios; Tucker, 1990; Boggs Jr, 2006).

Para Krahl *et al.* (2017) os microfósseis assim como os sedimentos, sujeitam-se aos processos diagenéticos e as alterações decorrentes desses processos podem levar a destruição e/ou modificação da morfologia e constituição química original dos bioclastos.

Os bioclastos podem ter seus espaços esqueléticos preenchidos por minerais autigênicos e/ou suas partes biomineralizadas (partes duras) podem sofrer processos de dissolução, substituição mineral, alteração de cor e recristalização (neomorfismo), os quais constituem alterações de fossildiagênese (Brett & Baird, 1986; Simões *et al.* 2010; Krahl *et al.* 2017). No entanto após milhares ou milhões de anos, os fósseis podem ser preservados pouco alterados ou ainda, com a sua composição química original preservada (Brett, 2001).

Inicialmente, após o soterramento, os bioclastos podem ter seus espaços esqueléticos preenchidos por minerais autigênicos (*e.g.* siderita, pirita, calcita) por ação de bactérias anaeróbicas, ou ainda, podem ser preservados em concreções carbonáticas ou nódulos fosfáticos. Essas alterações são comumente referidas ao contexto da diagênese precoce (Brett, 2001; Brenton, 2005).

As partes biomineralizadas (partes duras) dos bioclastos podem ser alteradas, sem sofrer qualquer perda ou ganho de componentes químicos, por processo reconhecido como recristalização (*e.g.* recristalização da aragonita para calcita); outra alteração corresponde a substituição da mineralogia original por material diferente, processo no qual a dissolução do bioclasto é simultaneamente acompanhado pela precipitação de outro mineral, criando uma espécie de réplica da morfologia original do bioclasto. As substituições comuns incluem sílica (silicificação), calcita (calcificação) e pirita (piritização). Em conjunto, essas alterações correspondem a exemplos de alterações de diagênese tardia (Brett, 2001; Molina, 2004).

Medeiros (2010) ressaltou que a fossildiagênese pode variar sob um controle físico-químico determinado por fatores como a química da água, a temperatura, a natureza do substrato rochoso por onde a água percola, presença de matéria orgânica e de microrganismos a ela associados, disponibilidade de minerais, e a natureza dos restos orgânicos em fossilização. Ainda de acordo com o autor, esses processos podem levar à fossilização parcial ou total dos micro-organismos.

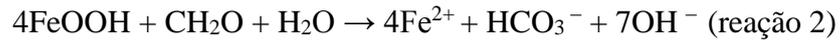
### 3.3.2.1 Dissolução

A solubilidade do carbonato de cálcio pode ser alterada em função da decomposição da matéria orgânica, com conseqüente produção de CO<sub>2</sub>, o qual pode acidificar as águas intersticiais dos sedimentos e promover a dissolução devido a insaturação com relação ao carbonato de cálcio (Canfield & Raiswell, 1991; Fagnani *et al.* 2011), conforme a reação:



A diagênese dos sedimentos não marinhos começa a partir de condições iniciais que diferem daquelas em sedimentos marinhos. Isso ocorre devido o estado de saturação do carbonato de cálcio variar muito em água doce, pois as concentrações de sulfato em água doce são inferiores ao da água salgada. Desta forma maiores quantidades de matéria orgânica são degradadas por metanogênese (Canfield & Raiswell, 1991), que juntamente com a redução do ferro, correspondem aos principais processos de decomposição da matéria orgânica em ambiente dulcícola (Allison, 1990).

A metanogênese é realizado por bactérias anaeróbicas e tem como produtos finais desse processo o metano (CH<sub>4</sub>) e dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>). O aporte de CO<sub>2</sub> ao meio promove a dissolução da calcita (CaCO<sub>3</sub>) nos sedimentos não marinhos. Em contrapartida, minerais de ferro presente nos sedimentos podem ser reduzidos microbialmente (Canfield & Raiswell, 1991), conforme a reação:



O processo de redução do ferro, conforme visto na reação (2), pode aportar alcalinidade ao meio e desta forma, neutralizar acidez gerada pela metanogênese (Coleman, 1985 *apud* Canfield & Raiswell, 1991).

A dissolução está relacionada também com a estabilidade dos minerais esqueléticos em contato com águas intersticiais insaturadas com relação ao carbonato de cálcio. Ela é afetada pela mineralogia e o teor de Mg. A aragonita, por exemplo, é termodinamicamente mais solúvel do que a calcita, enquanto a solubilidade dos bioclastos carbonáticos aumenta com o aumento do seu conteúdo de Mg. Além disso, a morfologia das conchas (*e.g.* revestimentos orgânicos e porosidade, espessura da parede) constituem alguns dos parâmetros que influenciam na dissolução dos bioclastos (Canfield & Raiswell, 1991).

A bioturbação dos sedimentos também pode resultar na dissolução ao expor ao processo de oxidação os sulfetos presentes nos sedimentos e/ou associados aos bioclastos carbonáticos. O ácido sulfúrico proveniente do processo de oxidação de sulfetos, ao entrar em contato com as carapaças calcíticas, podem promover sua dissolução (Brett, 1990; DeDeckker, 2002).

DeDeckker (2002) inferiu que a dissolução nos ostracodes se inicia nos poros canais (figura 5 b) devido a espessura das valvas ser mais delgada nesses locais. Após a morte, ainda de acordo com o autor, os ostracodes podem ter suas valvas depositadas em ambientes redutores. Nessas condições, pode ocorrer a precipitação de pirita na superfície das valvas. Posteriormente, caso a oxidação desses cristais de pirita ocorra, o ácido sulfúrico ( $\text{H}_2\text{SO}_4$ ) gerado mediante a oxidação pode provocar a dissolução parcial e/ou completa das valvas.

### 3.3.2.2 Processo de mineralização: exemplo da mineralização precoce de pirita

Em sedimentos mais permeáveis como siltitos e arenitos (ou sedimentos aerados por bioturbação), o rápido soterramento de bioclastos com suas partes moles pode gerar o desenvolvimento de espaços vazios, livres de sedimentos. A decomposição aeróbica das partes moles gera esses espaços vazios dentro dos bioclastos que, posteriormente, podem ser preenchidos por calcita espática, sílica, ou outros minerais. Enquanto que o rápido soterramento de organismos em lama anóxica pode retardar a decomposição da matéria orgânica, sendo muito rara a preservação de partes moles (fonte de matriz orgânica), mas possível de acontecer (*e.g.* Gobbo & Bertini, 2014). Nessas condições podem se formar minerais diagenéticos precoces como a pirita, fosfato de cálcio e chert, preenchendo o interior dos bioclastos, cobrindo as superfícies e/ou substituindo os restos esqueléticos (Brett & Baird, 1986). De acordo com

Alisson (1990), dentre esses minerais, a pirita corresponde a um importante meio de preservação dos fósseis.

A formação de pirita em ambiente sedimentar pode ocorrer a poucos centímetros abaixo da interface água-sedimento (Berner 1984). Associada às ocorrências fósseis, ela pode ocorrer: 1) preenchendo por completo os vazios esqueletais ou sob a forma de um fino (agregados framboidais microscópicos) revestimento nas cavidades dos bioclastos, ambos referidos como sedimento piritizado; 2) como crostas incrustantes na superfície exterior dos fósseis, denominado *overpyrite*; 3) ou como manchas substituindo algumas porções da superfície dos bioclastos (Brett & Baird, 1986; Allison, 1990).

De um modo geral a formação de pirita está relacionada a degradação da matéria orgânica através da redução do sulfato de enxofre ( $\text{SO}_4^{2-}$ ) pelas bactérias que utilizam a matéria orgânica como agente redutor e fonte de energia para suas atividades vitais. Nesse contexto, forma-se o sulfeto de hidrogênio que, ao reagir com ferro detrítico dos sedimentos, pode levar a formação de monossulfetos e posteriormente, da pirita (Berner, 1984; Marnette *et al.* 1993; Raiswell, 1997). Em sedimentos de ambientes de água doce e marinho, o processo para formar pirita é similar. Entretanto, em ambientes de água doce a formação de pirita é limitada pela disponibilidade de sulfato (Marnette *et al.* 1993), o qual é encontrado em menores concentrações (Canfield & Raiswell, 1991). Em sedimentos marinhos, a formação de pirita limita-se pelo conteúdo de matéria orgânica, pois quando comparados a sedimentos de mangue e lacustres (Marnette *et al.* 1993), a quantidade de matéria orgânica é menor (Berner, 1984; Raiswell, 1997). Desta forma, pirita de ambiente dulcícola exibem teores de enxofre mais baixos do que as de ambiente marinho (Raiswell, 1997).

### 3.3.2.3 Modificação de cor dos bioclastos

Outra assinatura tafonômica procedente dos processos fossildiagenéticos é a mudança na cor dos bioclastos, associado a geração de cores secundárias. Tais cores podem ser adquiridas durante o soterramento dos bioclastos, correspondendo à precipitação química de óxidos e hidróxidos de ferro, sulfeto de ferro e filmes de minerais aluminossilicatos, produzindo cores avermelhadas, cinzas a pretas, dentre outras, respectivamente (Best, 2008).

Ainsworth *et al.* (1990) realizaram uma extensiva pesquisa sobre as mudanças de cor das valvas de ostracodes, sendo analisados cerca de 23 mil espécimes fósseis de ostracodes. As alterações de cor foram interpretadas como o resultado de alteração termal através do soterramento/maturação orgânica ou entrada de calor intrusivo, onde os sedimentos ricos em material orgânico, que preencheu as cavidades das carapaças e aderiu também na superfície,

gerou vários índices de cores escuras por influência da fixação do carbono dos hidrocarbonetos. Os autores argumentam também que a presença de pirita confere aos ostracodes brilho metálico e que as cores castanho-cinza, castanho amarelado e âmbar são gerados a partir da oxidação da pirita. Valvas brancas foram associadas aos sedimentos com baixo teor de matéria orgânica. A partir da análise de ostracodes recentes e fósseis, Kontrovitz *et al.* (1992) chegaram a conclusões semelhantes com relação aos agentes colorantes das carapaças dos ostracodes.

## 4 MATERIAIS E MÉTODOS

### 4.1 MATERIAL

As 55 amostras analisadas são provenientes da sondagem do poço 1AS-5-AM (S 04° 29' W 70° 17'), perfurado nas proximidades do vilarejo Cachoeira, próximo ao rio Itacuaí, estado do Amazonas, durante a campanha de campo do projeto Carvão do Alto Solimões, em 1976, pela Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais (CPRM).

### 4.2 MÉTODOS

#### 4.2.1 Análise sedimentar

A caracterização sedimentológica consistiu na descrição da litologia, cor, estruturas sedimentares e textura, seguindo Boggs Jr (2006) e Nichols (2009). Posteriormente as amostras foram plotadas em perfil litológico, detalhando também a amostragem bem como a ocorrência dos ostracodes ao longo do testemunho de sondagem analisado (figura 7).

#### 4.2.2 Preparação para recuperação dos microfósseis

As amostras foram submetidas aos métodos de tratamentos usuais para a recuperação de microfósseis calcários, baseando-se em Wanderley (2010). Duas etapas resumem todas as fases envolvidas durante o processo de recuperação, sendo elas:

*Etapa I:* seleção e pesagem de 180 gramas de sedimento de cada uma das 55 amostras, em balança de precisão; desagregação das amostras em béquer com água, por um período médio de 24 horas; lavagem e peneiramento das amostras, utilizando as peneiras de malhas de 32, 80, 115 mesh; limpeza das peneiras após cada peneiramento, e banho de 20 segundos em água com azul de metileno para detectar possível contaminação de uma amostra para outra; secagem do material residual em estufa a 50°C.

*Etapa II:* triagem dos microfósseis com o auxílio de pincéis 00 e de lupa binocular da marca Leica; contagem de todos os ostracodes recuperados de cada amostra; seleção de espécimes e, posteriormente, preparação de *stubs* para a realização das fotomicografias e análise de EDS (espectrometria por energia dispersiva); obtenção de imagens com o uso de MEV (Microscópio Eletrônico de Varredura, modelo Mirae3 Tescan).

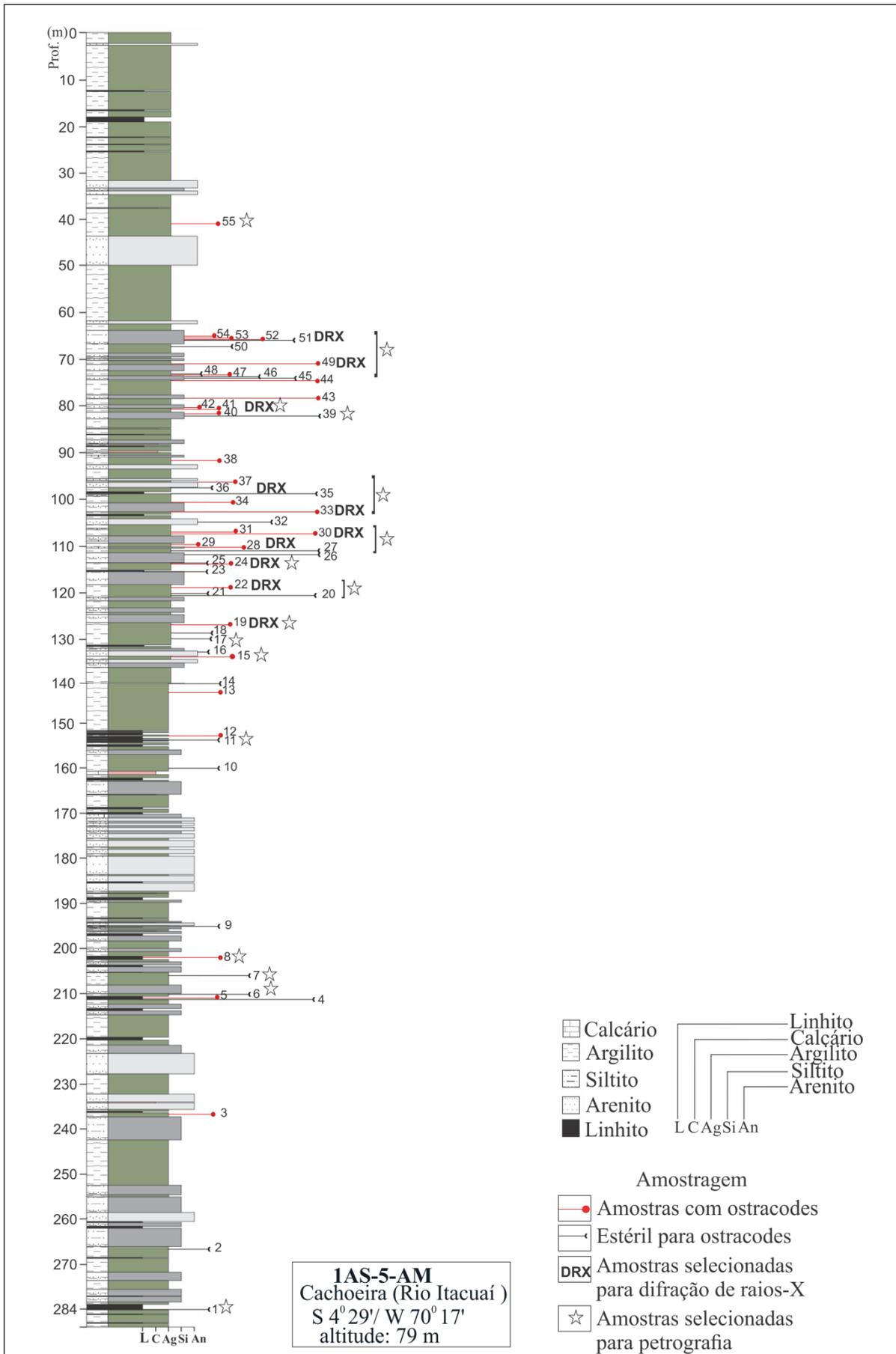


Figura 7- Perfil litológico e amostragem do testemunho 1AS-5-AM.

### 4.2.3 Análise de Difractometria de Raios-X

Para a caracterização mineralógica, adotou-se a difratometria de raios-X. As análises foram realizadas no Laboratório de Difração de Raios-X-Instituto de Geociências (UFPA), utilizando o difratômetro modelo Empyrean da PANalytical, com tubos de raios-X cerâmico de anodo de Co ( $K\alpha_1 = 1,789010 \text{ \AA}$ ), foco fino longo, filtro  $K\beta$  de Fe, detector PIXCEL3D-Medpix3 1x1, no modo scanning, com voltagem de 40 kV, corrente de 35mA. A amostragem consistiu na seleção de valvas de ostracodes provenientes de sete profundidades (tabela 2) para micropreparação, e treze amostras de sedimento para análise do pó (tabela 3), ambas de diferentes profundidades. A identificação das fases minerais bem como os difratogramas, foram obtidos a partir do programa PANalytical X'pert PRO. As condições utilizadas durante todas as análises, foram:

- *para análise do pó*: tamanho do passo  $0.0262^\circ$  em  $2\theta$ , varredura de  $3.00^\circ$  a  $95.00^\circ$  em  $2\theta$ , tempo/passo de 30,6 s; fenda divergente  $1/4^\circ$ ; anti-espalhamento  $1/2^\circ$ ; máscara 10 mm. Para essa etapa foram selecionadas uma grama de sedimento de cada amostra, devidamente pulverizada.
- *para micropreparação*: tamanho do passo  $0.0262^\circ$  em  $2\theta$ , varredura de  $3.00^\circ$  a  $95.00^\circ$  em  $2\theta$ , tempo/passo de 59.92 s, fenda divergente  $1/8^\circ$ ; anti-espalhamento  $1/4^\circ$ , máscara 10 mm. Para essa etapa, foram selecionadas apenas valvas de ostracodes.

Tabela 2 - Amostras de valvas selecionadas para a micropreparação.

Amostras	Profundidade
1AS-5-AM (amostra 49)	73,60m
1AS-5-AM (amostra 36)	99,30m
1AS-5-AM (amostra 30)	107,55m
1AS-5-AM (amostra 29)	109,55 m
1AS-5-AM (amostra 28)	110,20 m
1AS-5-AM (amostra 19)	127,00 m

Tabela 3 - Amostras de sedimento selecionadas para a análise do pó.

Amostras	Profundidade
1AS-5-AM (amostra 52)	66,12m
1AS-5-AM (amostra 49)	73,60m
1 AS-5-AM (amostra 42)	81,30m
1AS-5-AM (amostra 41)	82,00m
1AS-5-AM (amostra 36)	99,30m
1AS-5-AM (amostra 33)	105,45m
1AS-5-AM (amostra 30)	107,55m
1AS-5-AM (amostra 29)	109,55m
1AS-5-AM (amostra 28)	110,20m
1AS-5-AM (amostra 24)	114,20m
1AS-5-AM (amostra 22)	119,30m
1AS-5-AM (amostra 19)	127,00m
1AS-5-AM (amostra 8)	202,20m

A análise de DRX dos sedimentos e das valvas teve como objetivo verificar qual a contribuição da assembleia mineralógica para o estado preservação dos ostracodes, visando desta forma trazer evidências adicionais sobre os processos tafonômicos que afetaram ostracofauna da área de estudo.

#### **4.2.4 Microscópio eletrônico de varredura (Mev) e espectroscopia de energia dispersiva (eds.)**

A obtenção das imagens no microscópio eletrônico de varredura (MEV) e realização das análises de EDS (espectroscopia de energia dispersiva, com detector acoplado ao MEV) foram realizadas no Museu Paraense Emílio Goeldi, Campus de Pesquisa. A avaliação da preservação, bem como alterações diagenéticas foram realizadas por meio do exame visual de fotomicrografias e pelo registro da composição química (a partir de EDS). As análises de MEV/EDS foram realizadas em valvas/carapaças e fragmentos de ostracodes para avaliar se a calcita baixa magnésiana que as compõe originalmente se manteve ou passou por recristalizações e substituições. Para isto, foram selecionados espécimes de ostracodes com variação de cor, de diferentes estados de preservação e de exemplares do Recente para fins comparativos com os ostracodes da área de estudo. Para maior detalhamento da composição química (por EDS) e da ultraestrutura (imageamento por MEV) algumas das valvas selecionadas foram quebradas.

#### **4.2.5 Análise tafonômica**

A análise tafonômica foi realizada através do exame de carapaças, valvas e fragmentos dos ostracodes, primeiramente, sob lupa binocular Leica, cujo objetivo consistiu na identificação preliminar dos estados de preservação e das assinaturas tafonômicas de dissolução, fragmentação, desarticulação e alteração de cor. Posteriormente realizou-se a caracterização das assinaturas tafonômicas segundo Brett & Baird (1986), Canfield & Raiswell (1991), Alisson (1990), Fursich (1990), Tucker (1990), Medeiros (2010), Simões *et al.* (2010) e Krahl *et al.* (2017). Os gráficos representativos das assinaturas foram confeccionados através do programa Microsoft Excell 2016.

Para a caracterização quantitativa das assinaturas bioestratinômicas foram contabilizados o total da ocorrência de carapaças e valvas inteiras, bem como fragmentos. Apenas os espécimes de ostracodes que apresentavam mais de 10% da área da valva (ou carapaça) quebrada e/ou exemplares com menos de 90% do seu tamanho original foram contabilizados como fragmentos.

Procurando-se entender a energia paleoambiental dos depósitos, bem como sua relação com as assinaturas de bioestratinomia, adotou-se também a análise da estrutura populacional como recurso adicional à avaliação do transporte. Como suporte bibliográfico foram utilizados os modelos de Brouwers (1988) e Boomer *et al.* (2003). Basicamente a análise da estrutura populacional consistiu na avaliação da proporção adultos e juvenis (A/J), bem como carapaças e valvas. Posteriormente essas proporções foram representadas graficamente a fim de se verificar a variação e quais tipos de associação ocorriam nas profundidades do testemunho de sondagem analisado.

As assinaturas fossildiagnéticas como dissolução, mineralização, recristalização, compactação e alteração de cor foram avaliados, visando a identificação dos tipos de preservação que afetaram os ostracodes. Como suporte a essa análise, foi realizada, além das análises de MEV/EDS, a confecção de trinta lâminas delgadas na Oficina de Laminação da Universidade Federal do Pará. Para a identificação dos ostracodes em lâmina delgada, adotou-se Scholle & Ulmer-Scholle (2003). De acordo com os autores, são necessárias algumas chaves para o reconhecimento petrográfico dos ostracodes, sendo elas:

1. Os ostracodes tem carapaças pequenas, finas e curvas que podem parecer moluscos bivalves, mas tipicamente são menores.
2. As paredes das valvas dos ostracodes possuem numerosos poro canais tubulares, muito pequenos. Esses poros são raramente visíveis petrograficamente nas ocorrências fósseis, provavelmente por causa do preenchimento com cimento.
3. Ostracodes apresentam estágios de muda (ecdise), de modo que suas valvas não possuem linhas de crescimento como as conchas de moluscos bivalves, ajudando a distingui-los.
4. As valvas dos ostracodes, ao contrário das conchas de bivalves, possuem bordas recurvadas, semelhante a anzol, e uma valva, comumente, se sobrepõe ao longo de uma ou mais margens.
5. As camadas calcíticas das valvas dos ostracodes são normalmente bem preservadas; elas possuem cristais homogêneos prismáticos e microestruturas finamente prismáticas com orientação perpendicular às margens da carapaça. Assim, eles mostram padrões de extinção de varredura (bandas de extinção que se deslocam ao longo do comprimento da carapaça à medida que a seção é girada transversalmente sob luz polarizada). Isso também os diferencia da maioria das conchas de bivalves (figura 8).

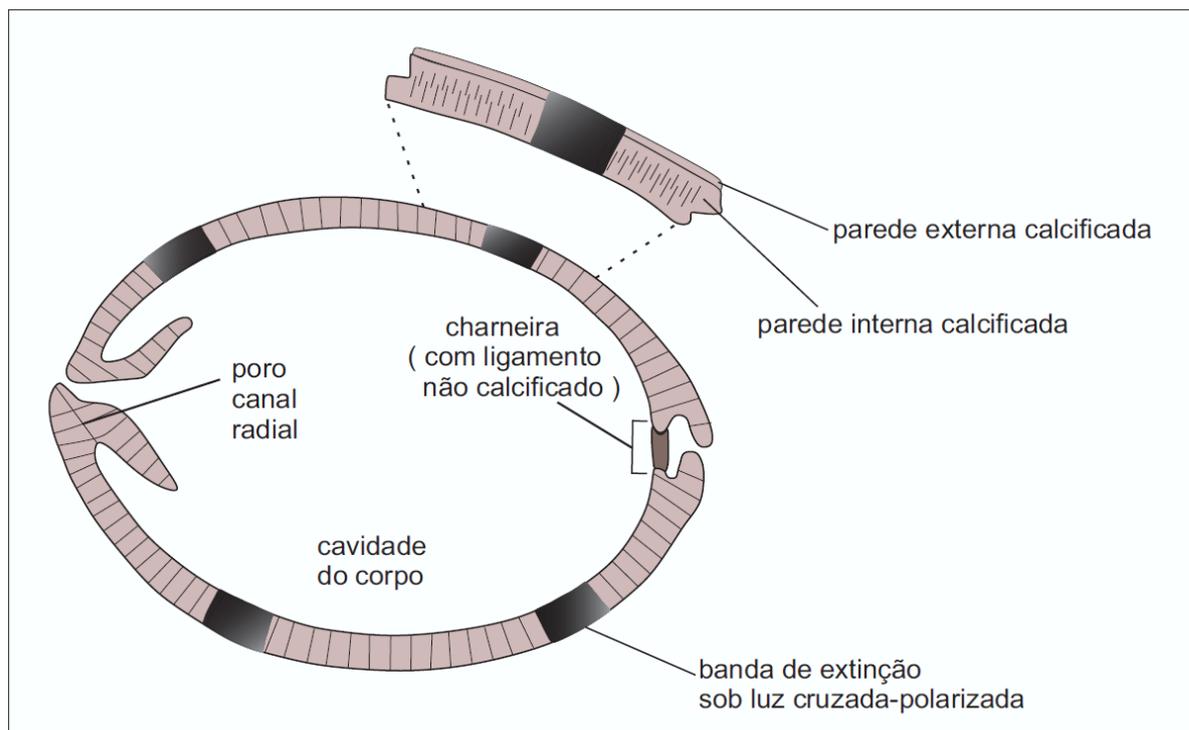


Figura 8-Seção esquemática de uma carapaça de ostracode em lâmina petrográfica. Modificado de Scholle & Ulmer-Scholle (2003).

## 5 RESULTADOS E DISCUSSÕES

### 5.1 CARACTERIZAÇÃO SEDIMENTOLÓGICA, MINERALÓGICA E ASPECTOS GERAIS DA OSTRACOFUNA DO TESTEMUNHO 1AS-5-AM

Em geral, as amostras consistem em argilitos maciços, com cores variando de cinza claro, cinza com tons esverdeados e preto. Os siltitos seguem o mesmo padrão de cor e estrutura maciça dos argilitos. Em ambas litologias foram registradas pequenas bioturbações de cor amarelo creme, fragmentos de linhito e de matéria orgânica com aspecto carbonizado. A maior proporção de fósseis e fragmentos foram encontrados nos siltitos e argilitos de cor cinza clara.

A ostracofauna recuperada corresponde à 998 carapaças, 2.598 valvas, 3.193 fragmentos e 214 moldes de carapaças (figura 9). Além dos ostracodes, durante a etapa de triagem foram recuperados gastrópodes, bivalves, carófitas, foraminíferos, quelas de caranguejo (figura 12, amostra 50), dentes, vertebras e escamas de peixe (osteíctes, condrictes).

Dentre os ostracodes recuperados, 99% pertencem ao gênero *Cyprideis*; entretanto outros gêneros como *Skopaeocythere tetrakanthos* (onze valvas e uma carapaça juvenil), *Perissocytheridea* (seis valvas) e *Pellucistoma* (quatro valvas) foram registrados também; estes são restritos à amostra 28 (110,20m), a qual apresenta uma expressiva abundância de ostracodes bem preservados e com diferentes estágios ontogenéticos, bem como uma quantidade significativa de foraminíferos do gênero *Ammonia*.

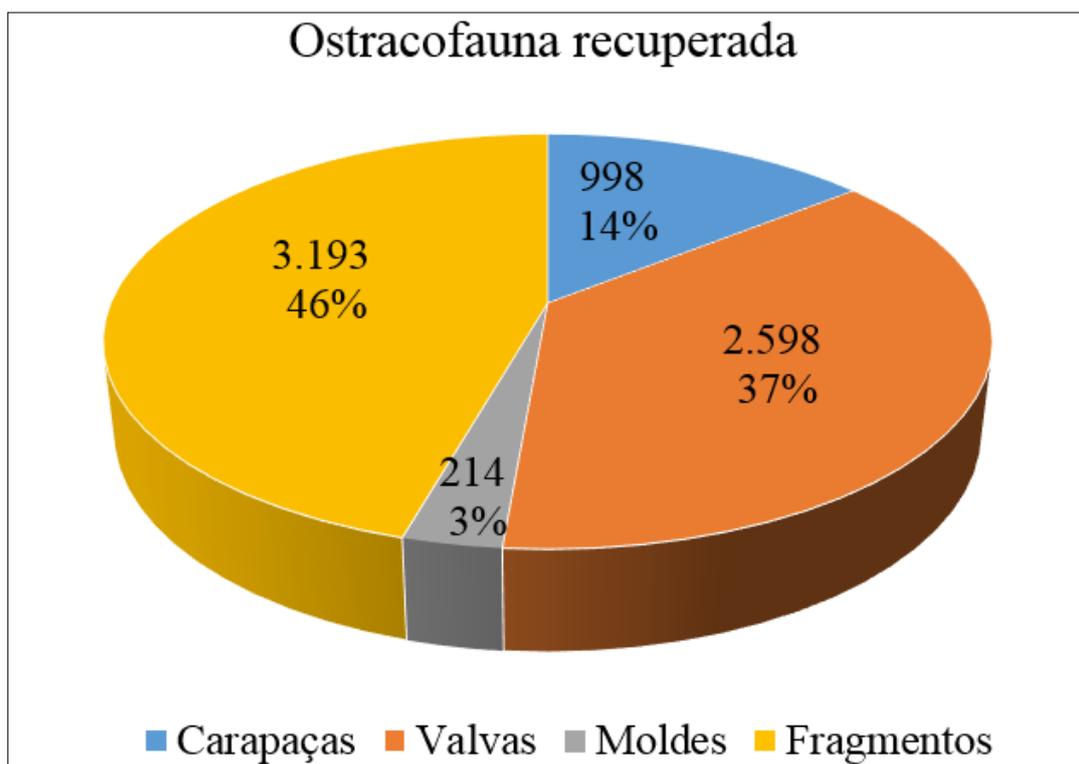


Figura 9- Relação quantitativa da ostracofauna recuperada.

De acordo com as características litológicas, tipos de preservação e ocorrência dos ostracodes foi possível individualizar três intervalos ao longo do testemunho analisado (figuras 10,11 e 12).

#### **5.1.1 Intervalo I (284,50-119,30 metros)**

Da porção mais basal do testemunho, foram selecionadas 22 amostras (tabela 4), das quais 13 se mostraram estéril para ostracodes.

Os argilitos cinza médio (figura 10, amostra 3) são localmente linhíticos, enquanto os argilitos de cor cinza esverdeado claro (tabela 4, amostra 20), siltíticos; ocorre também argilitos de cor preta (figura 10, amostra 7). A estrutura maciça é predominante nas amostras, sendo observado pequenas laminações na amostra 1 (284,50m). Os argilitos mais friáveis correspondem às amostras com maior quantidade de fragmentos de linhito. Foi observado também a ocorrência baixa e/ou quase ausência de ostracodes, bem como outros bioclastos nas amostras com maior conteúdo de matéria orgânica. Quando recuperados, os bioclastos encontram-se mal preservados.

Em comparação com os demais, neste intervalo foi recuperado a menor quantidade de ostracodes, das quais apenas 62 exemplares correspondem a ostracodes inteiros (valvas e carapaças), enquanto 67 são fragmentos, 47 equivalem a moldes internos de carapaças piritizadas e 4 valvas apresentam dissolução parcial. A maioria dos moldes de ostracodes piritizados se concentram no argilito preto maciço e correspondem unicamente a carapaças fechadas (*e.g.* amostra 8: 202,20m). Nos argilitos cinza médio, o teor de matéria orgânica ainda é visivelmente significativo. Foram recuperados apenas 11 moldes nessa litologia. As valvas e carapaças branca levemente cinza a branca com aspecto leitoso (esbranquiçada) são comuns nos argilitos cinza esverdeado claro, sendo a exceção apenas a amostra 19 (127,00m) que apresentou carapaças/valvas de cores marrom avermelhado, cinza escuro e algumas valvas totalmente pretas.

Tabela 4- Relação das amostras, litologia e estado de preservação da ostracofauna do intervalo I (284,50m-119,30m).

Amostra	Profundidade	Litologia	Ostracodes (valvas/carapaças)			Dissolução parcial
			Inteiros	Fragmentos	Moldes	
22	119,30m	Argilito maciço, cinza esverdeado médio	1			
21	120,25m	Argilito maciço, cinza esverdeado claro	Estéril			
20	120,70m	Argilito maciço, cinza esverdeado claro	Estéril			
19	127,00m	Argilito maciço, cinza esverdeado claro	21	27	7	
18	129,10m	Argilito maciço, cinza esverdeado claro	Estéril			
17	130,00m	Argilito maciço, cinza esverdeado claro	Estéril			
16	133,10m	Siltito maciço, cinza esverdeado claro	Estéril			
15	134,05m	Argilito siltítico maciço, cinza esverdeado claro		2	2	
14	140,70m	Argilito maciço, cinza esverdeado claro	Estéril			
13	142,70m	Argilito maciço, cinza esverdeado claro	10	6	2	2
12	153,20m	Argilito maciço, cinza esverdeado claro	3			2
11	153,70m	Argilito maciço, cinza esverdeado médio	Estéril			
10	160,00m	Argilito maciço, cinza esverdeado médio	Estéril			
9	195,90m	Argilito maciço, cinza esverdeado médio			3	
8	202,20m	Argilito maciço, preto			35	
7	206,50m	Argilito maciço, preto	Estéril			
6	210,15m	Argilito siltítico maciço, cinza esverdeado claro	Estéril			
5	211,00m	Argilito maciço, cinza escuro	1	2	1	
4	211,20m	Argilito maciço, preto	Estéril			
3	237,00m	Argilito laminado, cinza médio	26	55	1	2
2	267,00m	Argilito maciço, cinza esverdeado claro	Estéril			
1	284,50m	Argilito laminado cinza médio	Estéril			

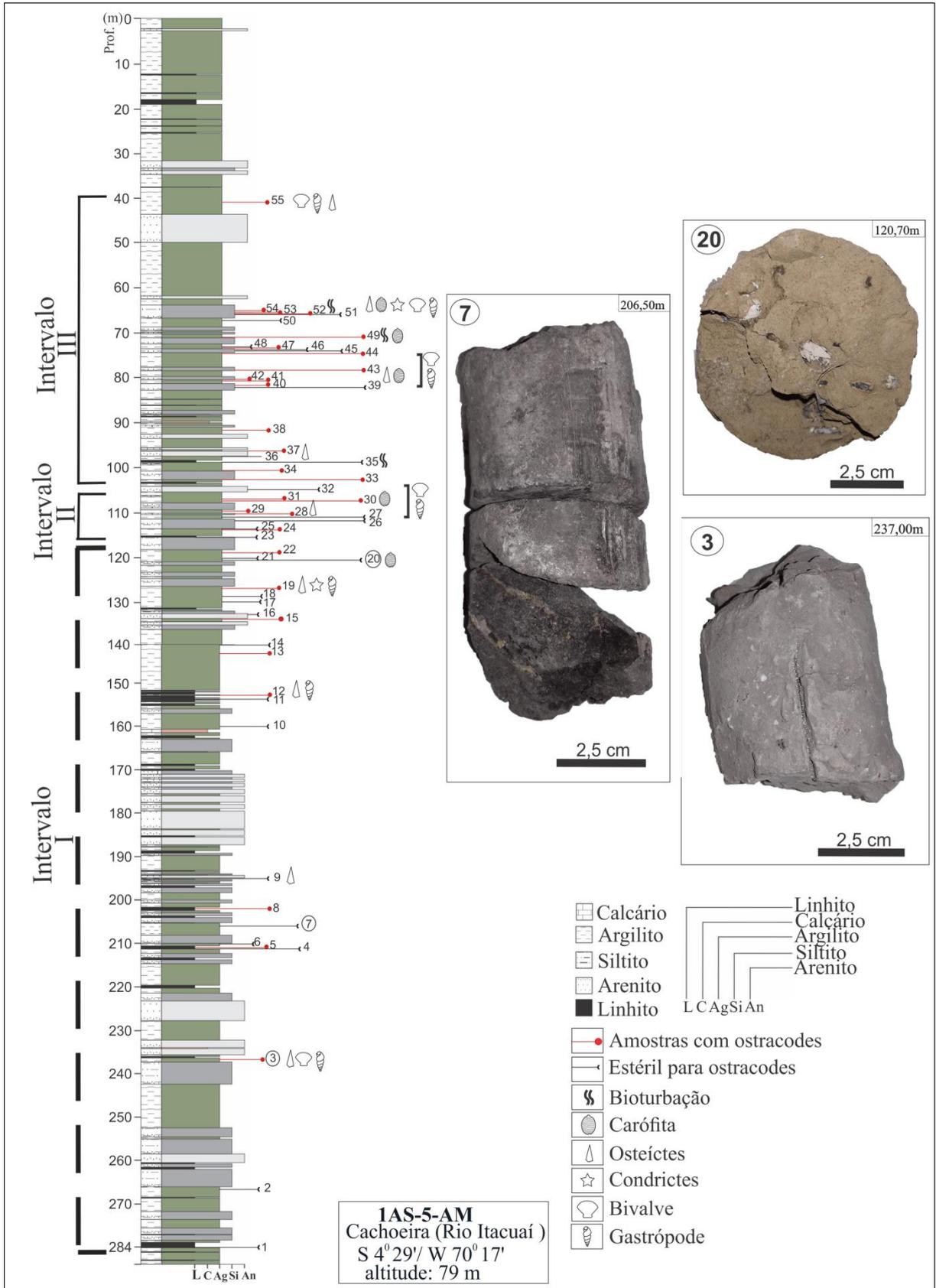


Figura 10- (A) Perfil litológico do testemunho 1AS-5-AM, com destaque para as amostras do intervalo I (284,50m-119,30m). Litologia: (3) Argilito maciço, cinza médio, estéril para ostracodes. (7) Argilito maciço, preto, estéril para ostracodes, rico em matéria orgânica e fragmentos de linhito. (20) Argilito maciço, cinza esverdeado claro, com fragmentos de conchas, no entanto estéril para ostracodes.

### 5.1.2 Intervalo II (116,70-107,10 metros)

Entre as profundidades 116,70m a 107,10m foram selecionadas 9 amostras, das quais 4 se mostraram estéril para ostracodes (tabela 5). A litologia corresponde unicamente a argilitos maciços, de cor cinza esverdeado claro (figura 11, amostra 28) a médio, localmente siltítico. O grau de empacotamento dos bioclastos é do tipo fracamente empacotados (amostra 28: 110,20m) a dispersos (amostras 29, 30, 31). O teor de matéria orgânica e os fragmentos de linhito no sedimento são bem inferiores aos demais intervalos (I e III), conferido pelo tom mais claro apresentado pelas amostras (figura 11, amostras 24 e 28).

Esse intervalo se destaca por apresentar a maior quantidade de ostracodes (bem como outros bioclastos), com excelentes estados de preservação. A ostracofauna recuperada corresponde a 2.595 ostracodes inteiros, 2.424 fragmentos, 103 ostracodes apresentam sinais de dissolução parcial e apenas 4 moldes de carapaças piritizadas. Os ostracodes recuperados desse intervalo exibem cores cinza claro a escuro, âmbar, brancas com aspecto leitoso, hialinas e douradas, esta última visualizada em maior frequência na vista interna das valvas. Apenas na amostra 29 (109,55m) todos os ostracodes exibem cor marrom avermelhado.

Tabela 5- Relação das amostras, litologia e estado de preservação da ostracofauna do intervalo II (116,70m-107,10 metros).

Amostra	Profundidade	Litologia	Ostracodes (valvas/carapaças)			
			Inteiros	Fragmentos	Moldes	Dissolução parcial
31	107,10m	Argilito maciço, cinza esverdeado claro	21	21		19
30	107,55m	Argilito siltítico maciço, cinza esverdeado claro	209	67		7
29	109,55m	Argilito siltítico maciço, cinza esverdeado médio	152	226		3
28	110,20m	Argilito maciço, cinza esverdeado claro	2.181	2.164		22
27	110,90m	Argilito maciço, cinza esverdeado claro	Estéril			
26	111,80m	Argilito maciço, cinza esverdeado claro	Estéril			
25	113,90m	Argilito maciço, cinza médio	Estéril			
24	114,20m	Argilito maciço, cinza esverdeado claro	32	16	4	
23	116,70m	Argilito maciço, cinza esverdeado claro	Estéril			

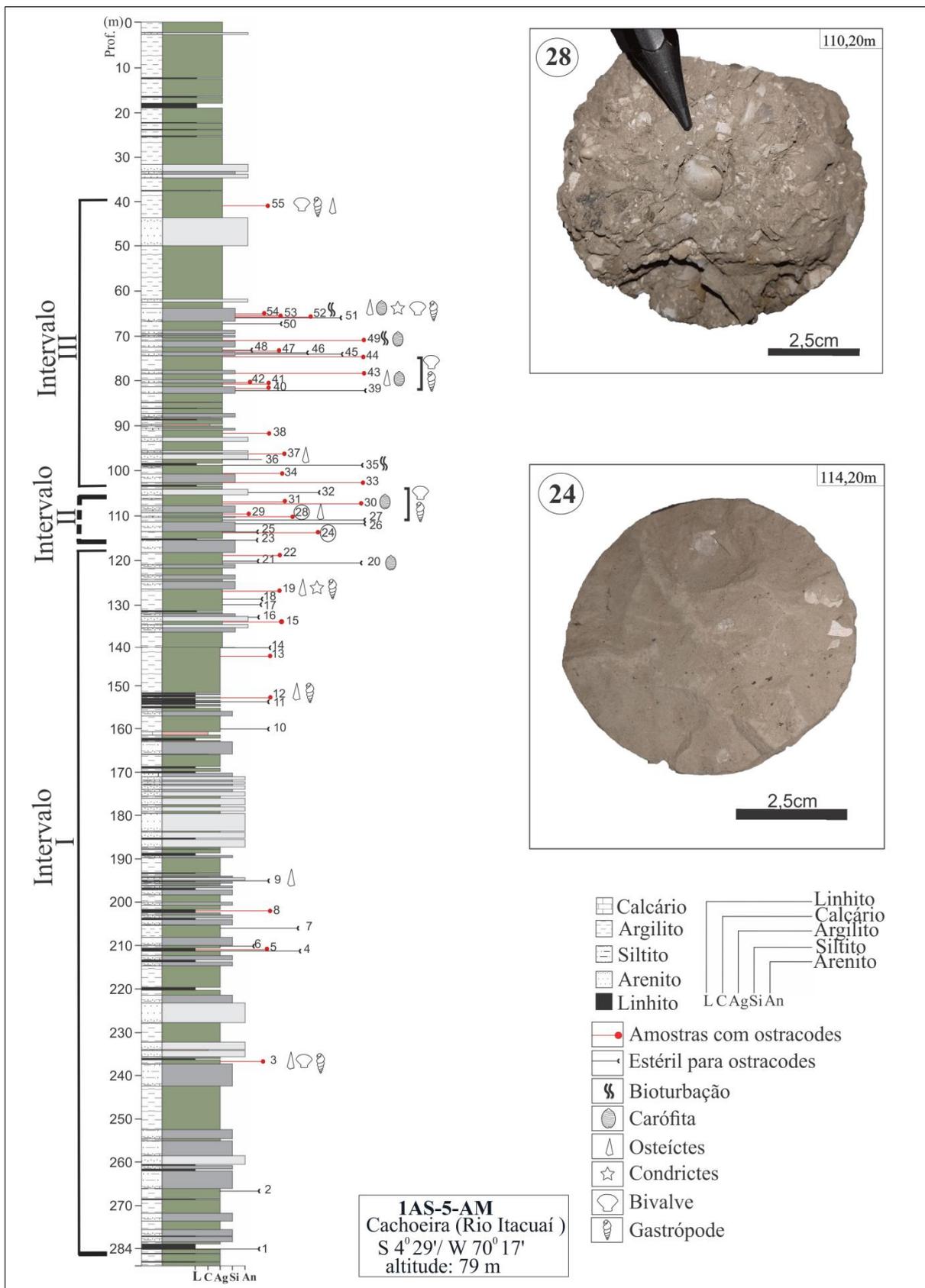


Figura 11- Perfil litológico do testemunho 1AS-5-AM, com destaque para as amostras do intervalo II (116,70m-107,10m). Litologia: (24) Argilito maciço cinza esverdeado claro com fragmentos de conchas, amostra provida também de ostracodes. (28) Amostra de argilito maciço cinza esverdeado, rica em ostracodes, gastrópodes, bivalves e foraminíferos.

### 5.1.3 Intervalo III (106,90-41,00 metros)

O intervalo III correspondem a 24 amostras (tabela 6), das quais 10 apresentaram-se estéril para ostracodes. A litologia é caracterizada por argilitos maciços, cinza esverdeado claro, localmente siltítico (amostra 29 e 30), apresentando bioturbações do tipo *Skolitos* (figura 12; amostras 35 e 52). O teor matéria orgânica é relativamente menor do que nas amostras do intervalo I, porém ainda é significativo. Novamente os fragmentos de linhito conferem aspecto friável (amostras 34 e 46) na medida que seu conteúdo aumenta nas amostras.

Esse intervalo apresenta a segunda maior quantidade ostracodes quando comparado aos demais, porém o estado de preservação destes é inferior aos apresentados pela ostracofauna do intervalo II (116,70m-107,10m). A ostracofauna recuperada equivale a 1.011 ostracodes inteiros, 530 fragmentos, 204 com sinais de dissolução parcial e 162 moldes de carapaças piritizadas, constituindo o intervalo com a maior concentração de moldes.

As valvas e carapaças apresentam, em ordem de abundância, cor marrom avermelhada claro a escuro, cinza claro a escuro, âmbar e brancas com aspecto leitoso.

Tabela 6- Relação das amostras, litologia e estado de preservação da ostracofauna do intervalo III (106,90m -41,00 metros).

Amostra	Profundidade	Litologia	Ostracodes (valvas/carapaças)			
			Inteiros	Fragmentos	Moldes	Dissolução parcial
55	41,00 m	Argilito maciço, cinza claro	42	49		23
54	65,67m	Argilito siltítico maciço, cinza claro esverdeado	Estétil			
53	65,92 m	Argilito siltítico maciço, cinza claro esverdeado	268	224	48	88
52	66,12m	Argilito siltítico maciço, cinza claro esverdeado, bioturbado	67	22	26	33
51	68,00m	Argilito maciço, cinza claro	Estétil			
50	71,80m	Argilito maciço, cinza claro esverdeado	Estétil			
49	73,60m	Argilito maciço, cinza claro esverdeado e localmente avermelhado, bioturbado	342	232	51	6
48	73,00m	Argilito maciço, cinza claro esverdeado	Estétil			
47	74,00m	Argilito maciço, cinza claro esverdeado	1		1	
46	74,80m	Argilito maciço, cinza claro esverdeado	Estétil			
45	75,00m	Argilito maciço, cinza claro esverdeado	Estétil			
44	78,80m	Argilito maciço, cinza claro esverdeado	12	7	16	
43	81,12m	Argilito maciço, cinza claro	7	9		
42	81,30m	Argilito maciço, cinza claro esverdeado		3	2	
41	82,00m	Argilito maciço, cinza claro esverdeado	7	12	2	2
40	82,50m	Argilito maciço, cinza médio	Estétil			
39	91,70m	Argilito maciço, cinza claro		2		
38	97,65m	Argilito maciço, cinza claro esverdeado	102	19	11	41
37	98,45m	Argilito siltítico maciço, cinza claro esverdeado	Estétil			
36	99,30m	Argilito siltítico maciço, cinza claro esverdeado	65	33		32
35	100,95m	Argilito siltítico maciço, cinza claro esverdeado, bioturbado		1	1	
34	103,55m	Argilito maciço, preto	Estétil			
33	105,45m	Argilito siltítico maciço, cinza claro esverdeado	99	92	4	12
32	106,90m	Argilito maciço, cinza claro esverdeado	Estétil			

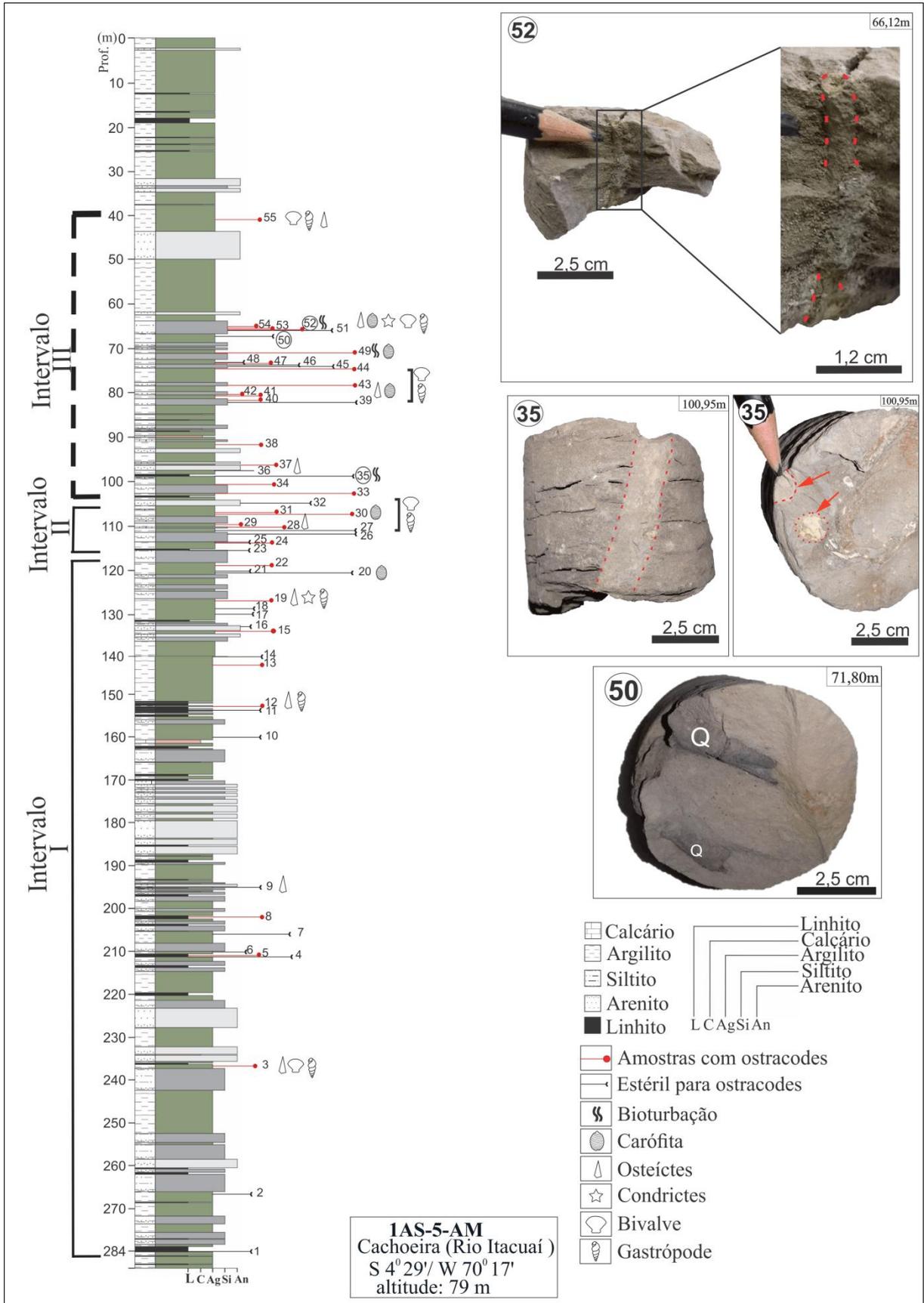


Figura 12- (A) Perfil litológico do testemunho 1AS-5-AM, com destaque para as amostras do intervalo III (106,90m-41,00m). Litologia: (50) argilito maciço, cinza claro esverdeado, com quelas de caranguejo (Q), desprovida de ostracodes. (52), (35) Argilito siltítico maciço, cinza claro esverdeado, com bioturbação do tipo *Skolitos* (pontilhado vermelho), detalhe em planta da bioturbação indicado por setas vermelhas.

### 5.1.4 Contribuição mineralógica dos sedimentos para o estado de preservação

A identificação qualitativa da assembleia mineralógica obtida por difração de raios-x (DRX) mostraram poucas diferenças composicionais ao longo dos três intervalos analisados (figura 16).

Nas amostras selecionadas do intervalo I foram identificados: quartzo, giniita, mica, natrojarosita, ilita e caulinita (figura 13).

A assembleia mineralógica identificada nas amostras do intervalo II foram: quartzo, giniita, mica, vermiculita, montmorilonita, carlinita, hidrotalcita e birnessita (figura 14).

No intervalo III os minerais identificados correspondem ao quartzo, giniita, mica, birnessita e hidrotalcita (figura 15).

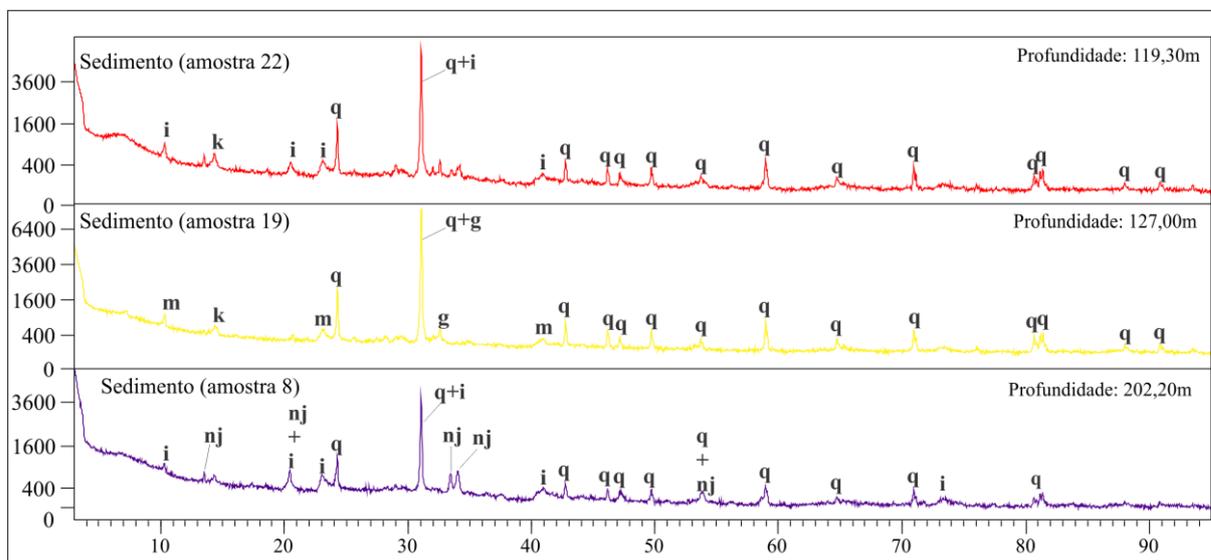


Figura 13- Difratoogramas das amostras do intervalo I (284,50-119,30 metros). Legenda: q-Quartzo; g-Giniita; m-Mica; i-Ilita; nj-Natrojarosita; k-Caulinita.

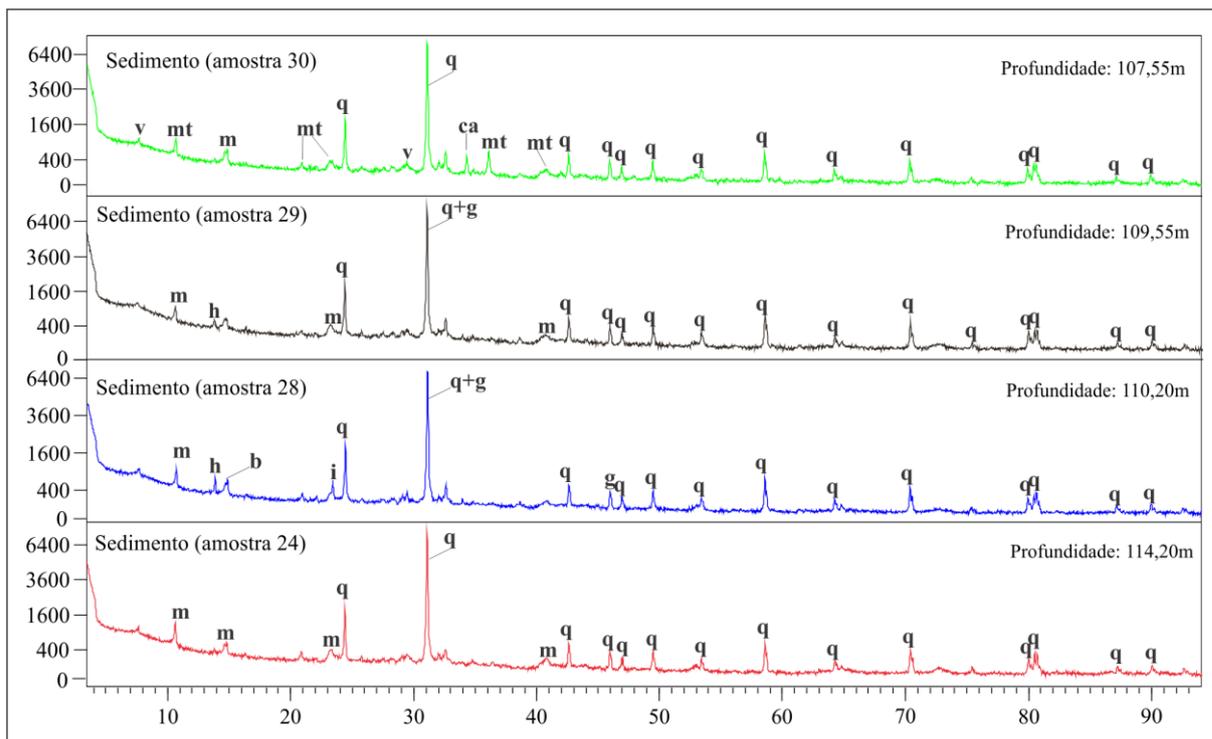


Figura 14- Difratomogramas das amostras do intervalo II (116,70-107,10 metros). Legenda: q-Quartzo; g-Giniita; m-Mica; v-Vermiculita; h-Hidrotalcita; b-Birnessita; mt-Montmorilonita; i-Ilita; ca-Carlinita.

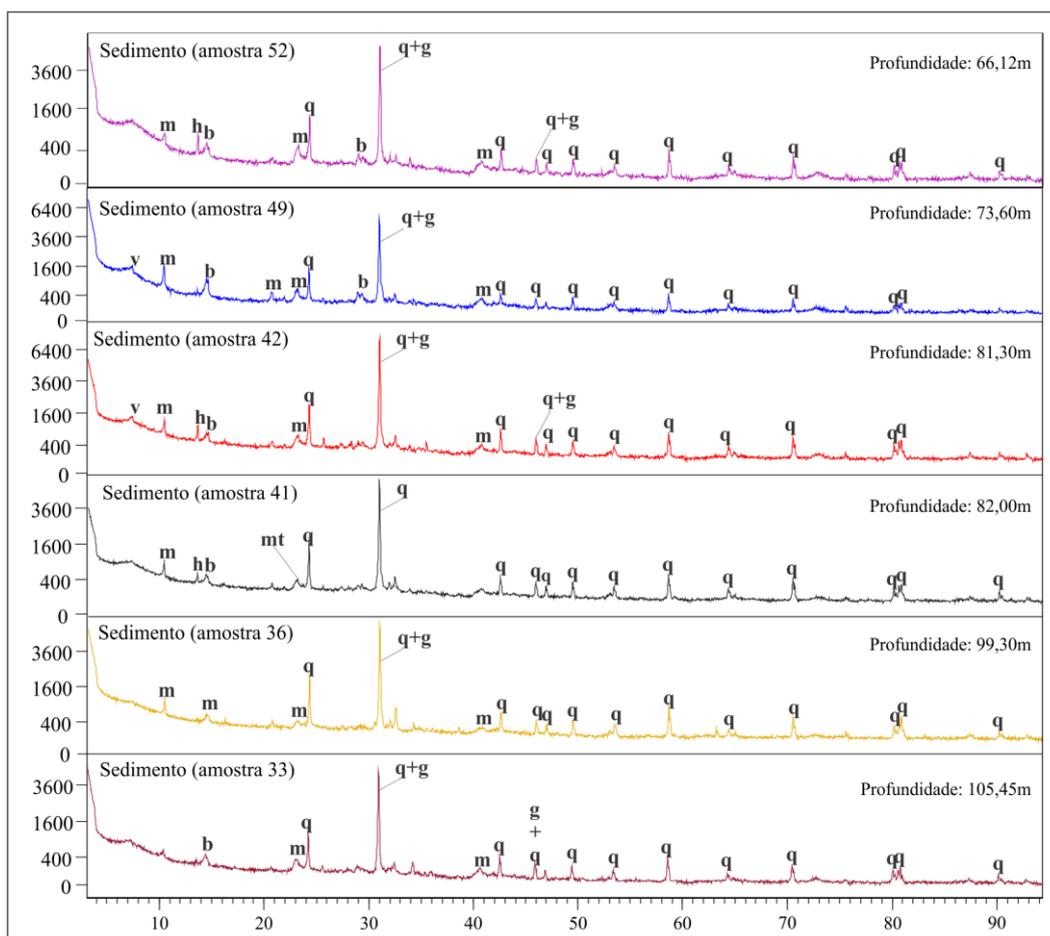


Figura 15- Difratomogramas das amostras do intervalo III (106,0-41,00 metros). Legenda: q-Quartzo; g-Giniita; m-Mica; v-Vermiculita; h-Hidrotalcita; b-Birnessita; mt-Montmorilonita.

De um modo geral foi observado a preponderância do quartzo em todas as amostras, seguido por giniita, cuja ocorrência é mais proeminente nos intervalos II e III. Ambos minerais juntamente com a ilita (restrita à amostra 8 e 28, dos intervalos I e II) apresentam picos de alta intensidade e integram os constituintes principais da assembleia mineralógica identificada nas amostras aqui analisadas. Os demais minerais são representados por picos de baixa intensidade e ocorrem em baixas quantidades. Leite (2006) ao analisar por DRX os sedimentos provenientes do testemunho 1AS-33-AM, sucessão sedimentar também pertencente da Formação Solimões, encontrou assembleia mineralógica semelhante ao do presente trabalho. De acordo com a autora a baixa quantidade de argilominerais, além de mica e caulinita como constituintes menores indica cobertura de intemperismo fino e rochas imaturas com área fonte feldspato-micácea próxima ao ambiente deposicional.

Os constituintes mineralógicos identificados no presente estudo revelam fases minerais que sugerem ter sido formadas pela alteração e substituição de outros minerais de silicato, como de feldspatos e micas, ou ainda pela transformação de minerais argilosos detríticos (Tucker, 2001).

A caulinita pode formar-se a partir da alteração de feldspatos e muscovita sob baixas temperaturas e baixas pressões. Esse argilomineral pode ser encontrado em rochas sedimentares, perfis de intemperismo e em materiais que sofreram alteração hidrotermal (Ruiz Cruz, 2007; Tucker, 2001).

A vermiculita corresponde a um silicato hidratado de magnésio, alumínio e ferro, e tem sua origem associada mais comumente ao intemperismo de biotita, através de processos de alteração hidrotermal de baixa temperatura e de intemperismo ao longo de zona de falha (Ugarte *et al.* 2008). A ilita, assim como a vermiculita, forma-se a partir da intemperismo das micas, de ilitas preexistentes, de feldspatos ou diageneticamente. No caso da ilita, sua ocorrência é comum em rochas sedimentares, especialmente em folhelhos (Pevear, 1999).

O termo mica é empregado na denominação dos minerais constituído por silicatos hidratados de alumínio, potássio, sódio, ferro, magnésio e, por vezes, lítio. O grupo das micas compreende mais de trinta minerais, dos quais moscovita, biotita, glauconita, correspondem aos mais conhecidos. As micas podem ser encontradas em diversos ambientes geológicos em rochas sedimentares, ígneas e metamórficas (Cavalcante *et al.* 2008).

A montmorilonita tem sua gênese relacionada ao intemperismo de material vítreo, de origem ígnea, como tufo e cinza vulcânica (Johnsson & Meade, 1990). De acordo com Tucker (2001) a ocorrência de montmorillonita sugere condições de intemperismo moderado, comuns

em solos temperados com boa drenagem e pH neutro ou solos pobremente drenados de zonas áridas.

A hidrotalcita pode ser formada sob condições de baixa temperatura e pressão, ocorre associada principalmente a rochas metamórficas e pode ser encontrada em depósitos salinos (Santos & Corrêa, 2011).

Birnessita corresponde a um óxido de manganês, cuja ocorrência é comum em sedimentos, como um produto de alteração em depósitos de manganês e em nódulos de fundo oceânico. Esse mineral pode formar-se a partir de soluções ricas em  $Mn^{2+}$ , provenientes de minerais como biotita, piroxênio, anfibólios, dentre outros (Figueira *et al.* 2016).

Quando relacionado o estado de preservação com a litologia, fósseis bem preservados são mais comumente reportados em sedimentos argilosos. A baixa permeabilidade desses sedimentos, a qual pode inibir a circulação de fluidos nos poros durante longos períodos de tempo é inferida como um dos parâmetros responsáveis pela boa preservação (Gobbo & Bertini, 2014; Pearson *et al.* 2014). Estudos recentes também têm relatado sobre a propriedade de certos argilominerais (*e.g.* caulinita, montmorilonita, ilita) em inibir a decomposição, demonstrando a importante contribuição desses minerais nos processos de preservação orgânica (Anderson *et al.* 2018).

Além da composição dos sedimentos, o sepultamento dos ostracodes vivos nos argilitos foi de suma importância para o processo de piritização devido a fina granulometria, o que permitiu que as condições redutoras se estabelecessem ao redor das carapaças.

Nas amostras analisadas verificou-se também que alguns dos minerais identificados tiveram participação em certos processos fossildiagnéticos de alteração de cor (*e.g.* carlinita, giniita) e mineralização de pirita (*e.g.* giniita).

A giniita corresponde a um fosfato de ferro secundário formado a partir do intemperismo de rochas pigmatíticas (Casals *et al.* 2011). Dada a ausência de registros de pegmatitos na área de estudo, a gênese desse fosfato de ferro pode estar relacionada a processos químicos de fosfatização (Medeiros, 2010), porém não há dados suficientes para corroborar essa interpretação. Reconhecidos por inibir corrosão, minerais de fosfato de ferro são muito utilizados nos processos de passivação de superfícies metálicas (Chen *et al.* 2014). Essa propriedade anticorrosiva dos fosfatos de ferro pode ter alguma relação com a preservação de valvas/carapaças recobertas por película fina de giniita (seção 5.3.5). Nas profundidades onde o fosfato de ferro é abundante nos sedimentos, comumente ocorrem moldes piritizados e valvas/carapaças recobertas por películas de cor marrom avermelhada, nas quais as análises de DRX e EDS (em valvas) confirmaram tratar-se de giniita (*e.g.* na amostra 49; 73,60m).

Nas valvas e carapaças recobertos por películas de giniita não se observa dissolução (seção 5.3.4), porém a cor original dos espécimes foi alterada para marrom avermelhada. Além disso, a incidência de moldes piritizadas, bem como de películas de monossulfeto aderentes em carapaças onde a giniite ocorre (*e.g.* amostra 28: 110,20m) pode indicar que esse mineral tenha sido a principal fonte de ferro detrítico para os processos de piritização nos microambientes das carapaças (seção 5.3.3.1). Tal inferência surgiu durante o exame das lâminas delgadas, que revelou abundante conteúdo de fosfato de ferro ao redor das carapaças preenchidas por pirita (figura 30).

A carlinita foi identificada na amostra 30 (107,55m; intervalo II) e ocorre, ainda, associado a valvas de cor preta da amostra 28 (110,20m; intervalo II), como corroborado por meio de DRX (figura 29). As propriedades desse mineral o sugerem como um dos agentes colorantes dos espécimes de cor preta (seção 5.3.4). A carlinita é um sulfeto de tálio, de origem hidrotermal, sua descoberta por Radtke & Dickson (1975) foi atrelada a rochas com elevado teor de carbono orgânico, em depósito de ouro epitermal, o que torna sua ocorrência na área de estudo bastante intrigante. A carlinita possui tálio e enxofre em sua composição. Para o enxofre, sugere-se a matéria orgânica como fonte mais provável (Medeiros, 2010); enquanto a presença de tálio pode estar relacionada as películas de monossulfetos aderentes nos espécimes onde a carlinita foi identificada. O tálio, em baixas concentrações, pode ocorrer associados a minerais de sulfetos (*e.g.* Peter & Viraraghavan, 2005).

A natrojarosita consiste em um sulfato de origem secundária, formado a partir da oxidação da pirita sob condições oxidantes (Urbani *et al.* 2016). Esse mineral foi identificado apenas na amostra 8 (202,20m), a qual é caracterizada por elevado conteúdo de matéria orgânica e pela presença de moldes piritizados de ostracodes (tabela 4). A ocorrência de natrojarosita sugere algumas hipóteses: 1) durante tempo de exposição do testemunho de sondagem (armazenado em litoteca desde a década de 70), a friabilidade da amostra, devido ao elevado conteúdo de linhito, provavelmente favoreceu uma maior exposição dos moldes piritizados a condições oxidantes; 2) o conteúdo de matéria orgânica da amostra sugere condições redutoras, no entanto para a gênese da natrojarosita é necessário o advento de condições oxidantes e essas características indicam que a formação de natrojarosita se deu tardiamente; 3) a natrojarosita detectada nos sedimentos provavelmente é proveniente das crostas que cobrem os moldes piritizados que sofreram oxidação, as quais compõem-se também de natrojarosita, como confirmado por meio de EDS (seção 5.3.3.1).

O rápido soterramento dos ostracodes em sedimentos ricos em matéria orgânica, favoreceu a mineralização da pirita no interior da carapaça, que por sua vez, foi dissolvida

totalmente mediante ao pH ácido do meio. Tais condições implicaram na preservação apenas de moldes piritizados das carapaças dos ostracodes. Com o advento das condições oxidantes (*e.g.* umidade) no local de armazenamento do testemunho de sondagem aqui analisado, ocorreu o processo oxidação dos moldes de carapaças piritizadas, formando natrojarosita. A oxidação da pirita é um problema frequente na conservação de fósseis piritizados em coleções de museus, nos quais há muitos relatos de perda exemplares fósseis devido a ocorrência desse processo (*e.g.* Becherini *et al.* 2018).

Os argilominerais, óxidos e fosfato de ferro aqui caracterizados, parecem constituir as principais fontes de contaminação das valvas/carapaças nas respectivas profundidades de onde os espécimes foram recuperados, como corroborado por MEV, EDS e DRX em valvas (seção 5.3.1), cujos resultados serão melhor exemplificados no decorrer da análise de fossildiagnose.

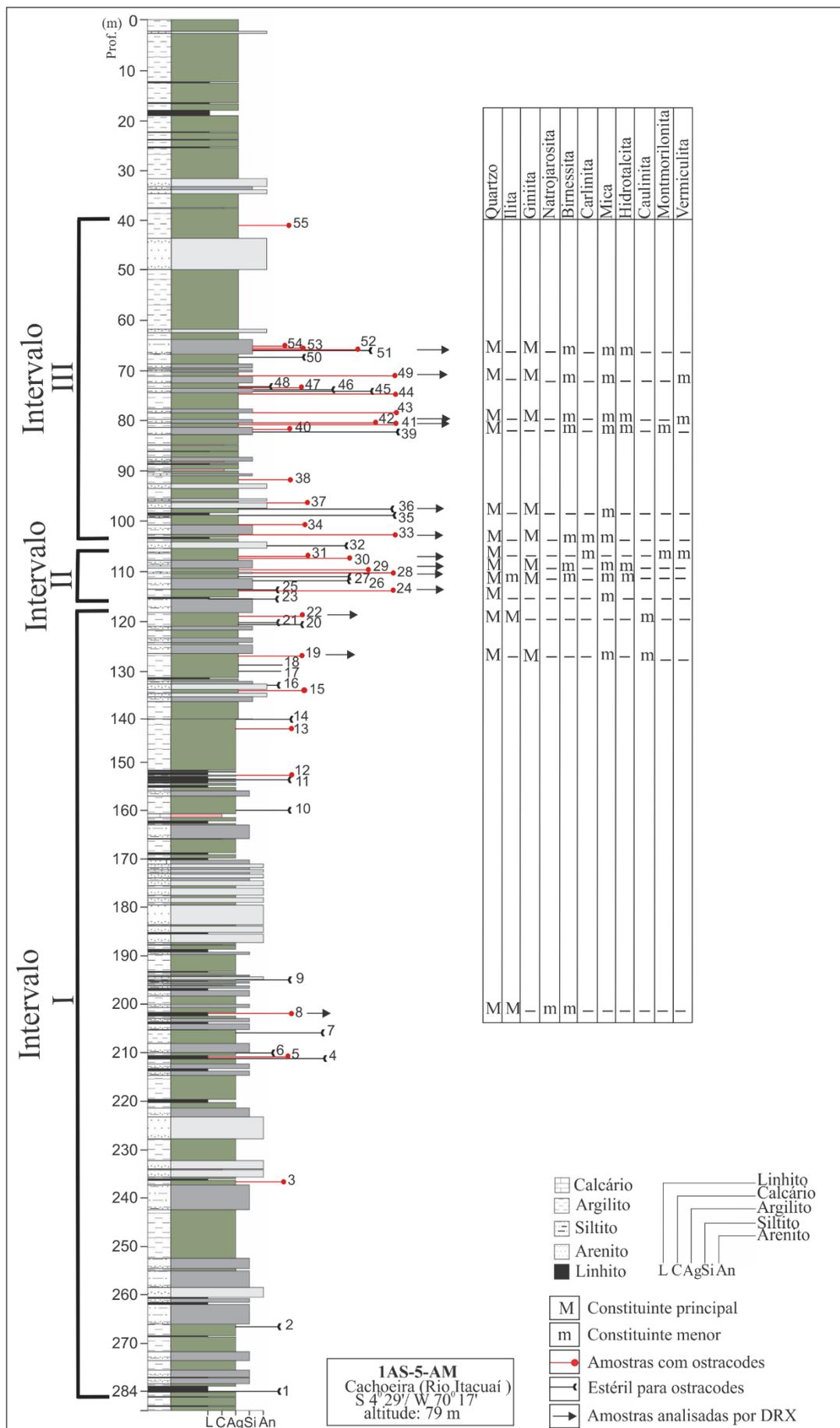


Figura 16- Perfil do testemunho 1AS-5-AM e assembleia mineralógica identificada por DRX.

## 5.2 ANÁLISE BIOESTRATINÔMICA

### 5.2.1 Transporte e energia do ambiente deposicional

A análise da estrutura populacional por meio da relação adulto: juvenil, assim como valva: carapaça, permitiu verificar o grau de transporte sofrido pela ostracofauna e os resultados obtidos revelaram associações alóctones e autóctones nos três intervalos.

As razões A/J que variam de 2/1 a 6/1 (quadro 2) revelam o predomínio de adultos e segundo o modelo de Brouwers (1988), reflete condições ambientais de alta energia. No entanto, os dados obtidos no presente estudo sugerem que provavelmente a eliminação de parte dos juvenis pode ter ocorrido por quebra mecânica de valvas pouco calcificadas durante a retirada da matriz sedimentar (seção 5.2.2) e também por dissolução (item 5.3.5), implicando, desta forma, em uma maior quantidade de adultos.

Seguindo a proposta de Boomer *et al.* (2003) as associações com predominância de adultos e/ou uma mistura de adultos e juvenis pode indicar a uma tanatocenose. Nas amostras analisadas, foi possível identificar tanatocenoses de baixa e de alta energia, sendo a primeira mais comum no intervalo II e a segunda, no III (quadro 2). A amostra 28 (110,20m), por exemplo, apresenta uma quantidade de adultos superior ao de juvenis, porém estes últimos são providos de estágios juvenis próximos a adultos e outros menores, caracterizando uma tanatocenose de baixa energia, a qual reflete condições mínimas de deslocamento. Em contraste, as amostras representativas de tanatocenose de alta energia, como a 53 (65,92m), os juvenis correspondem apenas estágios à menores, além do predomínio de adultos, o que indica alguma agitação *post-mortem* por correntes e/ou por organismos bioturbadores.

Tanatocenoses interrompidas configuram associações que apresentam, em sua maioria, carapaças juvenis (Boomer *et al.* 2003). Estas, foram identificadas somente nas amostras 24 (114,20m: intervalo II), 33 (105,45m) e 49 (73,60m), ambas do III. As razões A/J encontradas, respectivamente, correspondem a 1/31, 1/8 e 1/27,5; os quais sugerem fauna depositada em ambiente calmo, como evidenciado pelo predomínio de espécimes juvenis (Brouwers, 1988). Essa grande quantidade de ostracodes juvenis também sugere alta mortalidade juvenil (Whatley, 1988), provavelmente ocasionada por condições de estresse ambiental como mudanças de temperatura, nos níveis de oxigênio dissolvido, na salinidade ou podem estar relacionados a eventos de soterramento rápido (DeDeckker, 2002). Esta última hipótese é evidenciada na amostra 49 (73,60m) pela quantidade de moldes de ostracodes piritizados (figura 40), uma vez que a gênese dos moldes exigiu condições de soterramento rápido (ver seção 5.3.3.1).

A amostra 49 (73,60m) apresenta uma quantidade expressiva de carapaças juvenis, assim como alta proporção de valvas juvenis, características que poderiam induzir na interpretação tanto de uma tafocenose quanto de uma tanatocenose interrompida. Como cenário mais provável sugere-se que algum evento de soterramento rápido (Whatley, 1988; Holmes, 1992), promovido por influxos de terrígenos fluviais, tenha sepultado ostracodes juvenis ainda vivos, juntamente com as valvas descartadas das ecdises, uma vez que os ostracodes juvenis desarticulam suas carapaças após a ecdise (Whatley, 1988; Holmes, 2002). A morte por asfixia devido ao soterramento rápido é sugerida para a elevada preservação de carapaças juvenis articuladas, a qual configura uma tanatocenose interrompida. Holmes (1992) ressalta que uma grande quantidade de carapaças pode indicar taxa de sedimentação muito rápida ou refletir condições de baixa energia.

A tafocenose configura uma associação alóctone e nos intervalos identificados, representam razões A/J que variam de 1/4 a 1/9,5 no I. No intervalo II equivale a 1/12,9; enquanto no III, varia de 1/1,4 a 1/9,8 (quadro 2). Essas razões revelam o predomínio de ostracodes juvenis. Brouwers (1988) infere que o predomínio de espécimes juvenis indica fauna depositada em ambiente calmo; Boomer *et al.* (2003) inferem que uma tafocenose é indicativo de transporte *post-mortem* de espécimes juvenis de um ambiente de maior energia para outro de menor. Alguns dos espécimes da fauna alóctone do intervalo II (*e.g.* amostra 30; 107,55m) correspondem a valvas delicadas, hialinas e bem preservadas, as quais sugerem curta distância de transporte.

Condições de preservação ideal com uma estrutura populacional próximo a uma associação real foi observada apenas na amostra 33 através da razão A/J de 1/8 (intervalo II), onde a cada um adulto, tem-se oito juvenis.

As estruturas populacionais encontradas mostram que as condições de energia no intervalo III oscilaram de alta a baixa, o que resultou nas associações de ostracodes alóctones (tafocenose) e autóctones (tanatocenoses), respectivamente. Sugere-se como cenário para a variação de energia as partes mais rasas de um lago, próximos a zona litorânea de lago, onde a influência dos ventos sobre sua superfície é maior, gerando diferentes gradientes hidráulicos (*e.g.* Namiotko *et al.* 2015).

No intervalo II o predomínio de tanatocenoses evidenciam ambiente de baixa energia, cujo resultado é corroborado pela a abundância e excelente estado de preservação da ostracofauna, refletindo o pouco retrabalhamento hídrico (Namiotko *et al.* 2015).

No intervalo I os ostracodes alóctones sugerem transporte (exceto amostra 3: 237,00m) sob condições de maior energia, inferida pela incidência de valvas de juvenis desarticuladas.

Provavelmente, a desarticulação de carapaças juvenis ocorreu mediante ao transporte, os quais foram transportados das partes mais rasas e com o cessar da energia, foram depositadas na parte profunda do lago, local onde são comuns depósitos de valvas de juvenis desarticuladas (Danielopol *et al.* 2002; Zhai *et al.* 2015). O fundo de lago é corroborado pelas características sedimentológicas e baixo grau de preservação devido a condições de habitat inapropriadas (*e.g.* anoxia, pH ácido).

Quadro 2- Análise da estrutura populacional dos três intervalos do testemunho IAS-5-AM.

Intervalos	Amostra (Prof.)	Relação Adultos vs. Juvenis (Brouwers,1988)					Tipos de associações (Boomer <i>et al.</i> 2003)
		Valva	Carapaça	Adulto (A)	Juvenil (J)	Razão A/J	
Intervalo III	55 (41,00m)	16A, 9J	6A, 11J	22	20	1/1	Tanatocenose de alta energia
	53 (65,92m)	118A, 38J	99A, 13J	217	51	4/1	Tanatocenose de alta energia
	52 (66,12m)	30A, 19J	10A, 8J	40	27	1,4/1	Tanatocenose de alta energia
	49 (73,60m)	7A, 173J	5A, 157J	12	330	1/27,5	Tanatocenose interrompida
	44 (78,80m)	4A, 7J	1J	4	8	1/2	Tafocenose de baixa energia
	43 (81,12m)	6A, 1J		6	1	6/1	Tanatocenose de alta energia
	38 (97,65m)	27A, 47J	15A, 13J	42	60	1/1,4	Tafocenose de baixa energia
	36 (99,30m)	6A, 34J	25J	6	59	1/9,8	Tafocenose de baixa energia
	33 (105,45m)	2A, 37J	9A, 51J	11	88	1/8	Tanatocenose interrompida
Intervalo II	31 (107,10m)	10A, 7J	1A, 3J	11	10	1/1	Tanatocenose de alta energia
	30 (107,55m)	15A, 188J	6J	15	194	1/12,9	Tafocenose de baixa energia
	29 (109,55m)	42A, 34J	61A, 15J	103	49	2/1	Tanatocenose de baixa energia
	28 (110,20m)	1.170A, 544J	394A, 73J	1.564	617	2,5/1	Tanatocenose de baixa energia
	24 (114,20m)	10J	1A, 21J	1	31	1/31	Tanatocenose interrompida
Intervalo I	19 (127,00m)	1A, 18J	1A, 1J	2	19	1/9,5	Tafocenose de baixa energia
	13 (142,70m)	1A, 7J	1A, 1J	2	8	1/4	Tafocenose de baixa energia
	3 (237,00m)	21A, 4J	1 <sup>a</sup>	22	4	5,5/1	Tanatocenose de alta energia

### 5.2.2 Fragmentação

A fragmentação se mostrou mais evidente nos intervalos com maior quantidade de ostracodes recuperados. Nos intervalos II e III é alta, porém levando em consideração tudo o

que foi recuperado em cada intervalo, entre ostracodes inteiros e quebrados, observa-se que o intervalo I é o mais afetado por fragmentação, onde 52% corresponde a fragmentos (figura 19).

No intervalo II (116,70-107,10m) entre as amostras, a 28 (110,20m) apresenta a ostracofauna mais abundante, com elevada quantidade de ostracodes inteiros, os quais se preservaram *in situ*. No entanto, 49% (2.164) da ostracofauna desta amostra corresponde a fragmentos de valvas muito finas (pouco calcificadas), as quais apresentam extremidades pontiagudas, em sua maioria (figura 17 a, c). A amostra 28 apresenta também uma grande quantidade de bivalves e gastrópodes maiores. A hipótese sugerida é que a ação dos ventos sobre a superfície do corpo d'água onde os ostracodes habitavam podem ter gerado pequenas correntes no fundo do substrato. Os ostracodes com as carapaças mais finas podem ter sido colocados em suspensão, o que ocasionou no choque com os bioclastos maiores (bivalves e gastrópodes), resultando na quebra das valvas. Para Kihn *et al.* (2017) valvas mais frágeis (finas) e pouco ornamentadas são mais suscetíveis à fragmentação.

Como mencionado anteriormente, a ostracofauna do intervalo II se preservou, predominantemente *in situ* (seção 5.2.1), o que descarta o possível desgaste por transporte como causa da elevada fragmentação. No entanto devido a fragilidade dos fragmentos, os quais indicam ser provenientes de valvas finas, o mais provável é que a fragmentação deste intervalo também esteja relacionada à etapa recuperação dos ostracodes da matriz sedimentar (*e.g.* durante o peneiramento). De acordo com DeDeckker (2002) os ostracodes tendem a se fragmentarem sob condições de ligeira pressão devido a delgada espessura das carapaças.

No intervalo III o índice de fragmentação também é elevado e pode ser decorrente de condições de energia mais elevada, como corroborado pela análise da estrutura populacional (seção 5.2.1). Neste intervalo, porém foi observado a quantidade quase equivalente de fragmentos na ostracofauna que se preservou *in situ* e na que sofreu transporte (ver quadro 2) (figura 18).

De acordo com Simões *et al.* (2010) a fragmentação pode ter origem física (hidráulica), química (corrosão, dissolução) ou biológica. Nas amostras analisadas, influência de origem química (dissolução) na fragmentação é sugerida para as amostras do intervalo I e III, devido a ocorrência de fragmentos pobremente preservados e com poro-canais expandidos por dissolução (figura 17 b, d). O aumento dos poro-canais das valvas, gerou uma rede de buracos, tornando as valvas mais suscetíveis a quebra com o avanço da dissolução nestes locais (*e.g.* Danielopol *et al.* 1986). Para o intervalo II (116,70-107,10m) a hipótese da dissolução é descartada devido a baixa quantidade de fragmentos desgastados por dissolução.

A influência de origem biológica para a fragmentação também é pouco provável, visto que apenas no intervalo II foram observadas oito valvas com bioerosão (seção 5.2.3).

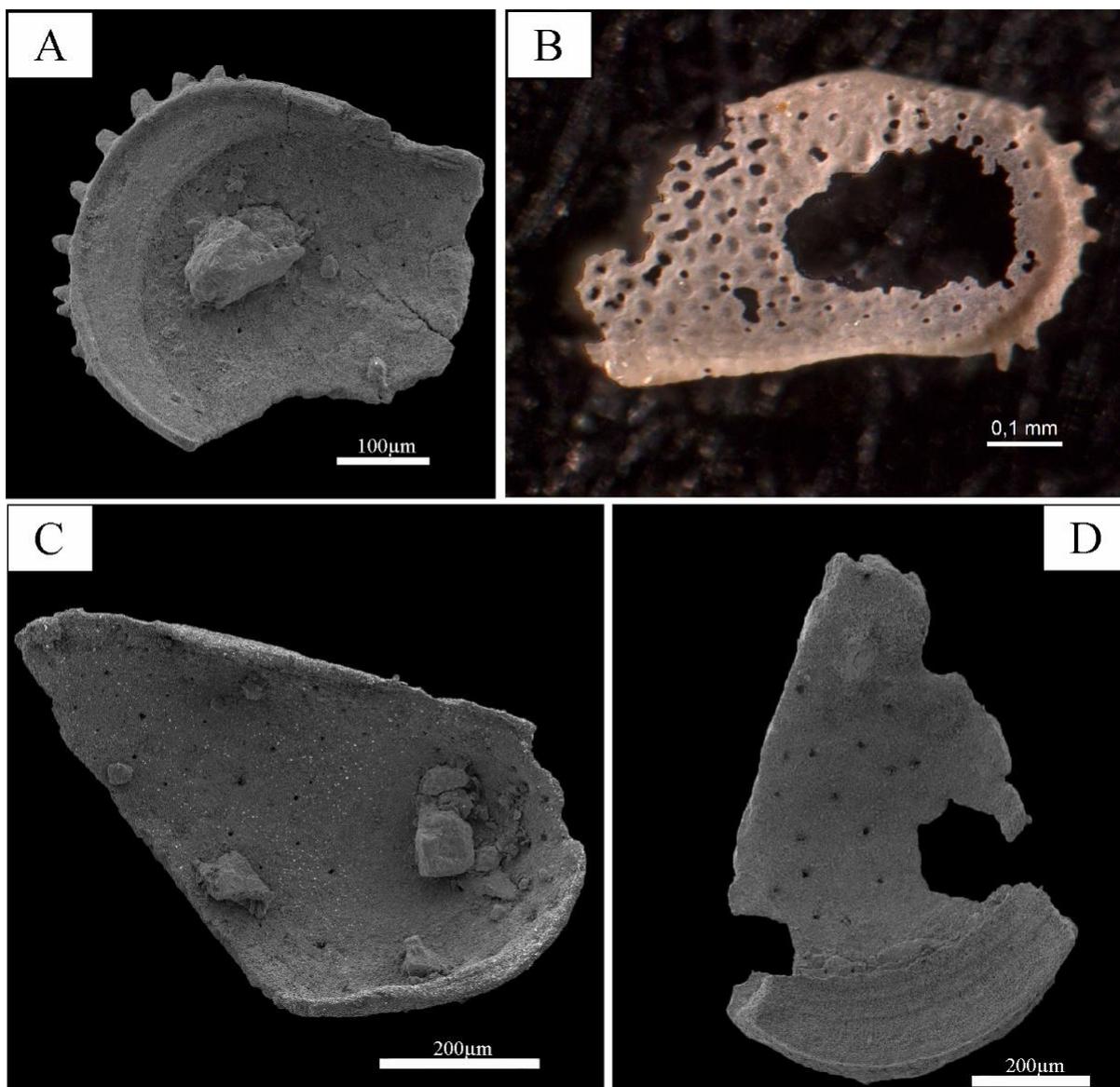


Figura 17- (A-C-D) Fotomicrografias por MEV e de lupa eletrônica (B) dos diferentes estados de preservação dos fragmentos. Fragmentos com arestas pontiagudas, de origem hidráulica (A, C) e fragmentos de origem química (B, D).

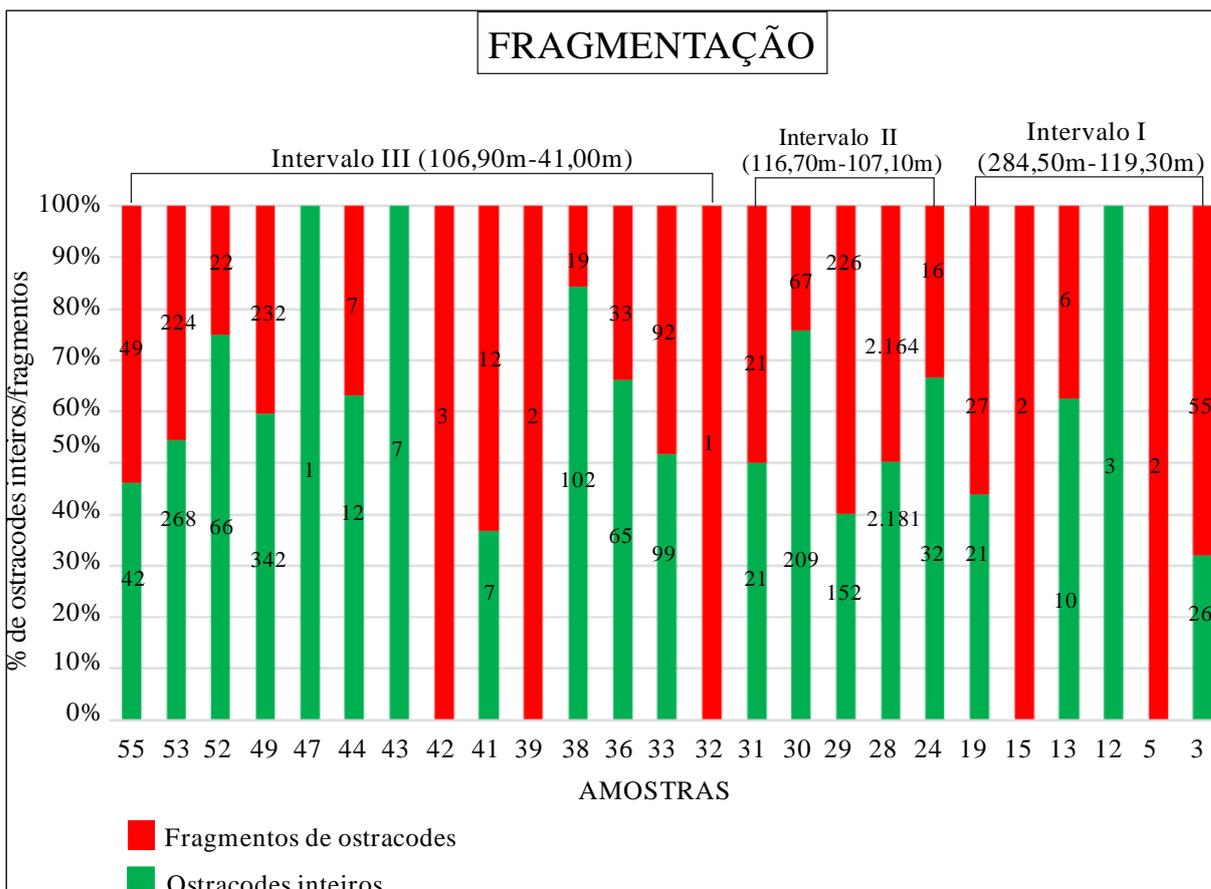


Figura- 18. Porcentagem, por amostra, de fragmentos e valvas/carapaças inteiras.

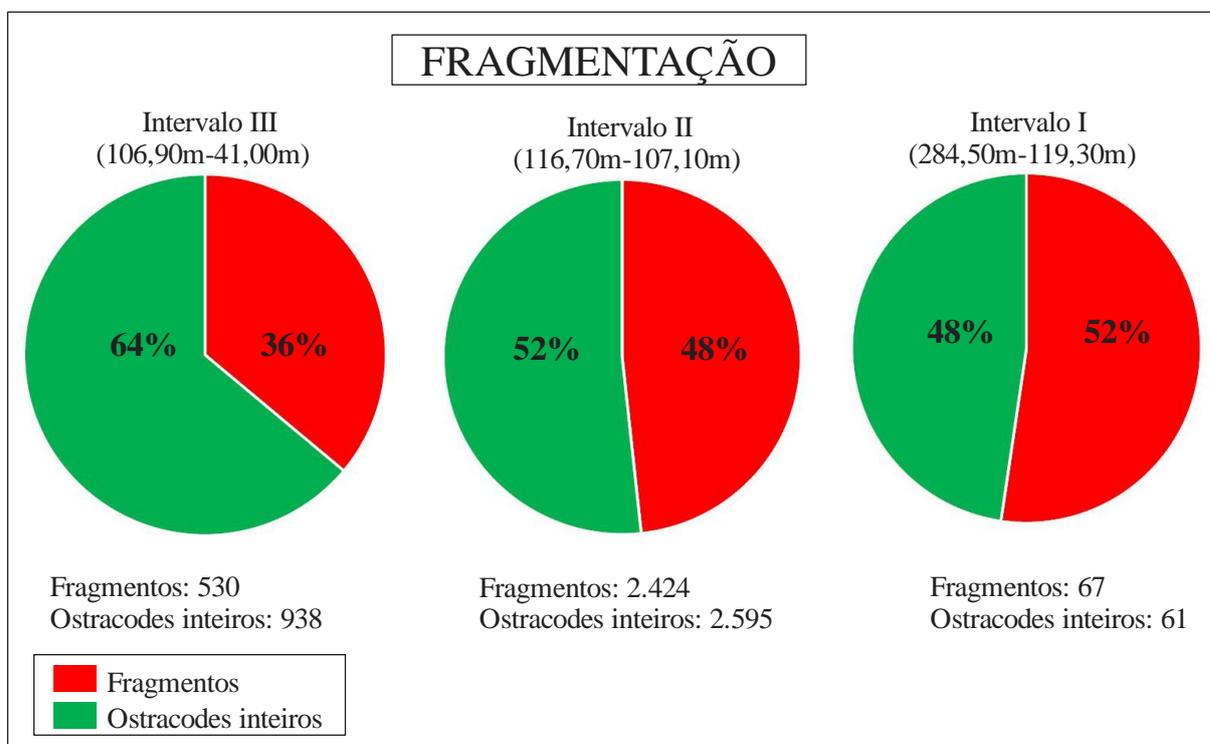


Figura- 19. Relação quantitativa da fragmentação por intervalo.

### 5.2.3 Bioerosão

Durante as análises de MEV foi observado a presença de bioerosão em três valvas da amostra 30 (17,55m) (figura 20 a) e cinco valvas na amostra 28 (110,20m) (figura 20 b). Essa biodegradação se caracteriza como trilhas deixadas pelas bactérias quitinolíticas após o consumo da cobertura quitinosa, a qual recobre a carapaça dos ostracodes (figura 4 b). Em ambientes com baixas taxas de sedimentação, muitas valvas podem apresentar esse tipo de biodegradação, pois as bactérias quitinolíticas são aeróbicas e preferem ambientes oxigenados da interface água-sedimento, desta forma, com o aumento da profundidade ação das quitinobactérias diminui (Danielopol *et al.* 1986; Namiotko *et al* 2015). A ocorrência pontual de bioerosão poderia até ser indicativo de alta taxa de sedimentação para área de estudo (Namiotko *et al* 2015), porém a elevada quantidade de valvas/carapaças recobertas por películas de minerais pode ter obliterado a visualização desse dano tafonômico, uma vez que a bioerosão foi observada somente em valvas hialinas.

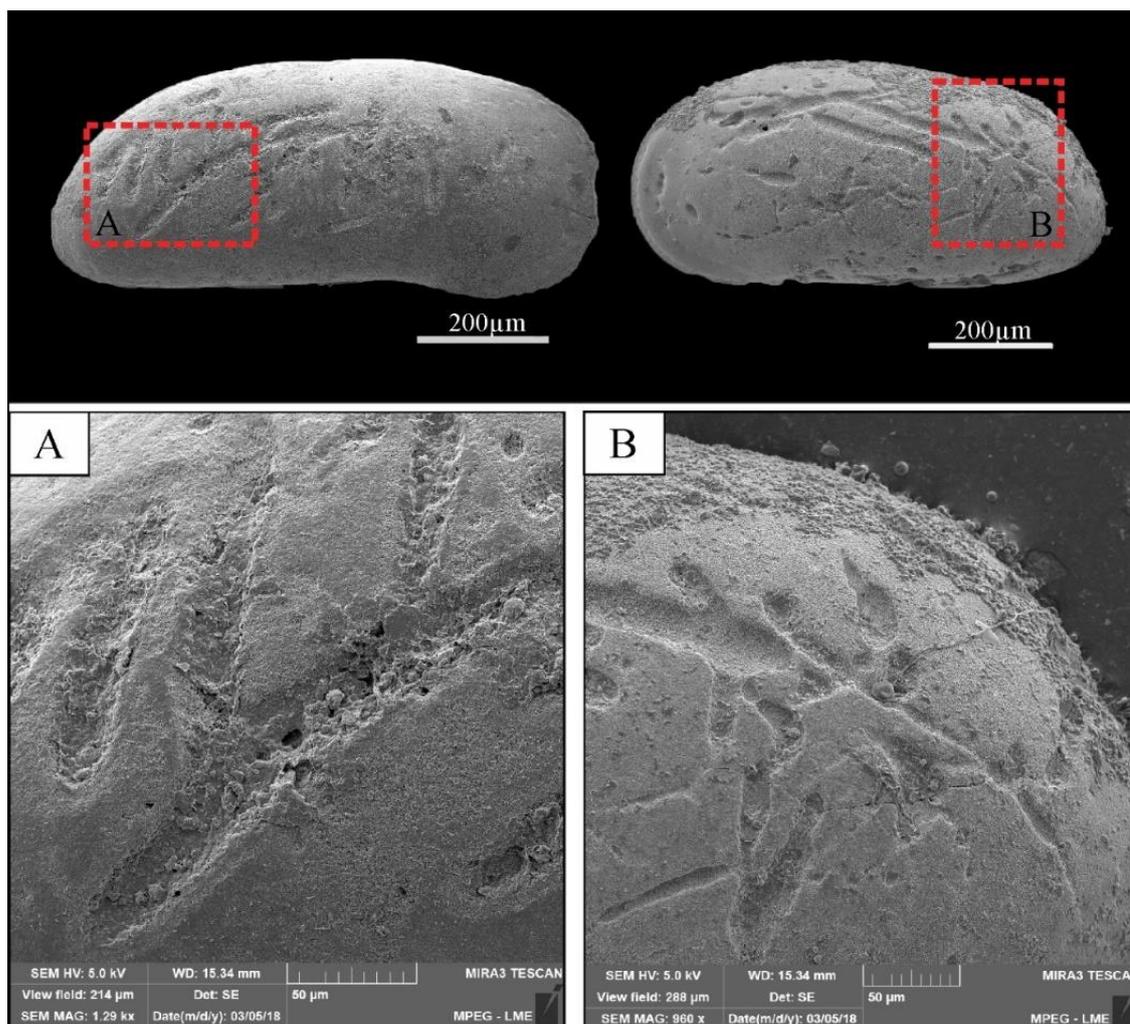


Figura 20- Fotomicrografia de MEV de valvas afetadas por bioerosão. (A-B) Aspecto das trilhas deixadas por bactérias quitinolíticas, devoradoras da camada quitinosa que recobre a carapaça dos ostracodes. (A) Detalhe da bioerosão em valva da amostra 30 (107,55m) e (B) da amostra 28 (110,20m).

#### 5.2.4 Desarticulação

A perda da articulação foi uma das assinaturas tafonômicas que mais afetaram a ostracofauna da área de estudo. Os dados obtidos sugerem que a desarticulação foi favorecida principalmente pela morte, seguido pela ecdise e em menor grau, pelo transporte.

No comparativo entre os três intervalos, verificou-se maior ocorrência de valvas desarticuladas no intervalo II (116,70-107,10m), que apresenta predomínio de valvas adultas e quantidade significativa de valvas de juvenis (figura 21). Contrariamente, no III as valvas de ostracodes juvenis correspondem a maioria dos espécimes. De um modo geral, a quantidade de valvas desarticuladas é superior ao número de carapaças articuladas nos três intervalos, exceto nas amostras 24 (114,20m: intervalo II) e 33 (105,45m: intervalo III) (figura 22). Amostras com quantidade inferior a duas valvas/carapaças não foram levadas em consideração.

Como causa para a desarticulação do intervalo I sugere-se o transporte, para as valvas desarticuladas de juvenis das amostras 19 (127,00m) e 13 (142,70m), como evidenciado na análise da estrutura populacional (seção 5.2.1). Para as valvas de adultos desarticuladas da amostra 3 (237,00m) infere-se que elas sejam decorrentes da morte do ostracode (Whatley, 1983), uma vez que há evidências de que a ostracofauna, nesta profundidade, se preservou *in situ* (seção 5.2.1).

A desarticulação pode ser decorrente também do processo de muda (Danielopolit *et al.* 1986; Whatley, 1988; Do Carmo *et al.* 1999). O predomínio de valvas adultas no intervalo II pode indicar que a desarticulação é decorrente da morte e não da ecdise, uma vez que após a morte, os ostracodes desarticulam (Whatley, 1983), assim como o processo de muda cessa em ostracodes após atingirem o estágio adulto (Holmes, 2002). Com exceção da amostra 30 (107,55m), a preservação *in situ* evidenciada nesse intervalo exclui o transporte como agente da desarticulação das carapaças. No entanto, Whatley (1988) ressalta também que após a morte, a suscetibilidade de uma carapaça à desarticulação está relacionada ao grau de sobreposição das valvas, a estrutura e complexidade das charneiras, além do estado dos músculos adutores, os quais, em algumas espécies podem se contrair ou relaxar após a morte do ostracode.

O predomínio das valvas de juvenis no intervalo III (amostras 36, 38, 44 e 49; figura 21), pode sugerir que a charneira pouco desenvolvida e o transporte, ambos favorecidos pelo tamanho diminuto dos espécimes (*e.g.* Zhai *et al.* 2015), foram os principais fatores que favoreceram a desarticulação dos ostracodes neste intervalo. Para Park *et al.* (2003), a perda da articulação sugere transporte. Vale ressaltar ainda que a maior ocorrência de valvas juvenis neste também indicam transporte sob condições de energia elevada, porém esta não foi alta o

suficiente para transportar e desarticular os adultos, provavelmente devido tamanho maior e charneira mais desenvolvida, respectivamente.

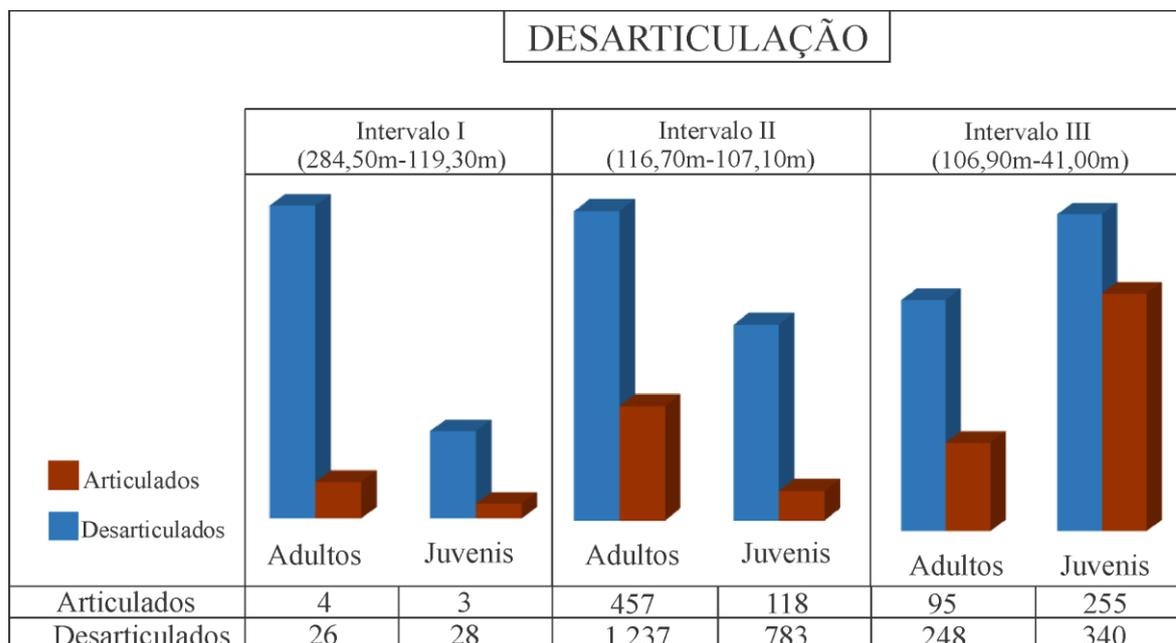


Figura 21- Relação geral dos ostracodes articulados versus desarticulados por intervalo.

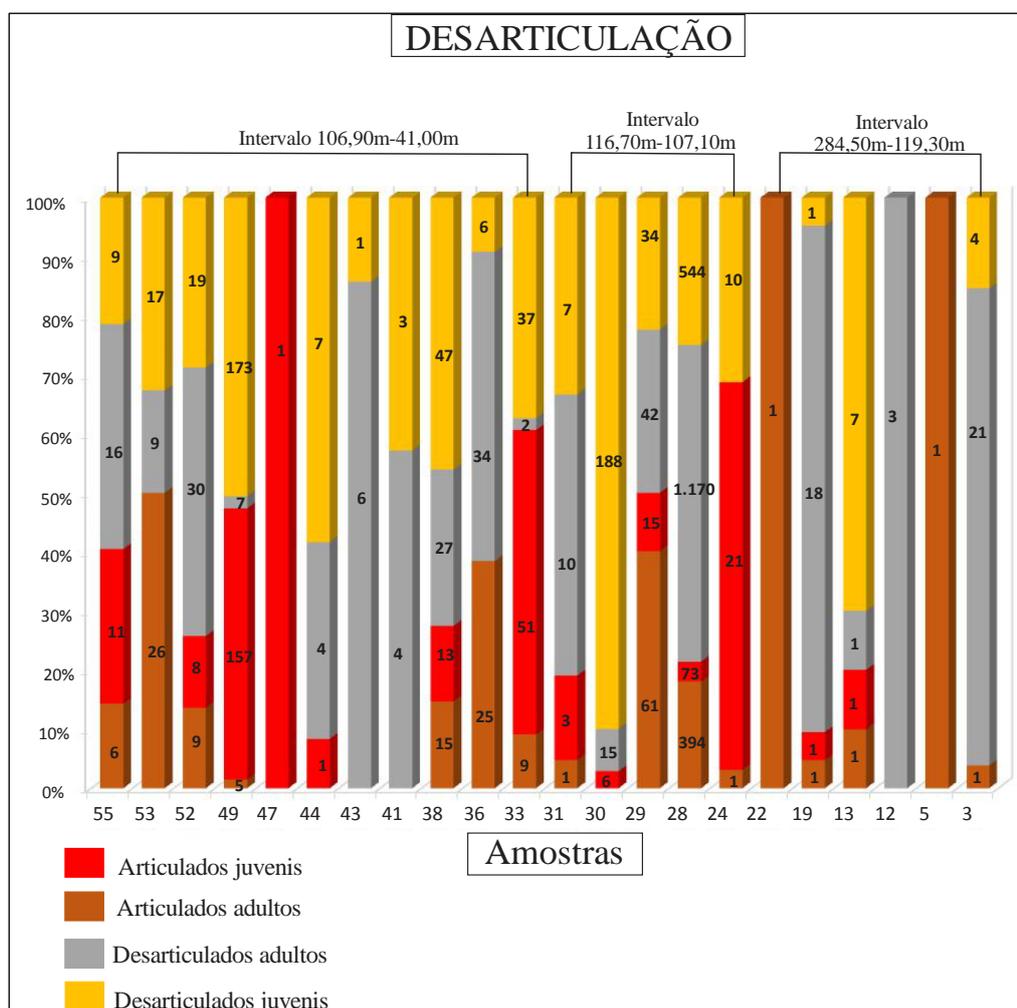


Figura 22- Porcentagem, por amostra, de ostracodes articulados versus desarticulados (entre adultos e juvenis).

### 5.3 ANÁLISE FOSSILDIAGENÉTICA

#### 5.3.1 Caracterização química e mineralógica das valvas dos ostracodes

As análises por EDS (espectroscopia de energia dispersiva, com detector acoplado ao MEV) mostraram que a composição química pode variar qualitativamente e quantitativamente dependendo da área superficial da valva analisada. Adicionalmente, os dados obtidos por difração de raios-x realizados nas valvas corroboram a presença de calcita como constituinte principal nos espécimes analisados, assim como outros minerais foram identificados, conforme serão apresentados a seguir.

Em valvas do Recente, o imageamento da ultraestrutura das lamelas calcíticas revelou duas camadas distintas: uma camada de calcita folheada e uma de calcita laminar (figura 24 c), ambas bem preservadas. Nas valvas dos ostracodes miocênicos do presente estudo foi observado que lamela calcítica exibe somente uma camada de calcita folheada (figura 24 d).

Para fins comparativos sobre a composição química original, foram selecionadas valvas do Recente (figura 23 b) e valvas bem preservadas, sem alteração de cor, do presente estudo (figura 23 a). Os dados obtidos de ambas amostras atestaram a preservação da composição química original, ou seja, a calcita baixa magnésiana, indicada pelos picos de Ca, O, C e Mg. A ausência do pico de Mg na valva do Recente é esperado e provavelmente reflete sua baixa concentração na valva; enquanto o pico de Mn na valva do Recente pode ser proveniente da água do aquário de onde as valvas foram retiradas, visto que este elemento não faz parte da composição original da carapaça dos ostracodes. Este elemento foi reportado por Holmes (1997) em carapaças de ostracodes provenientes de águas que apresentavam alta concentração Mn.

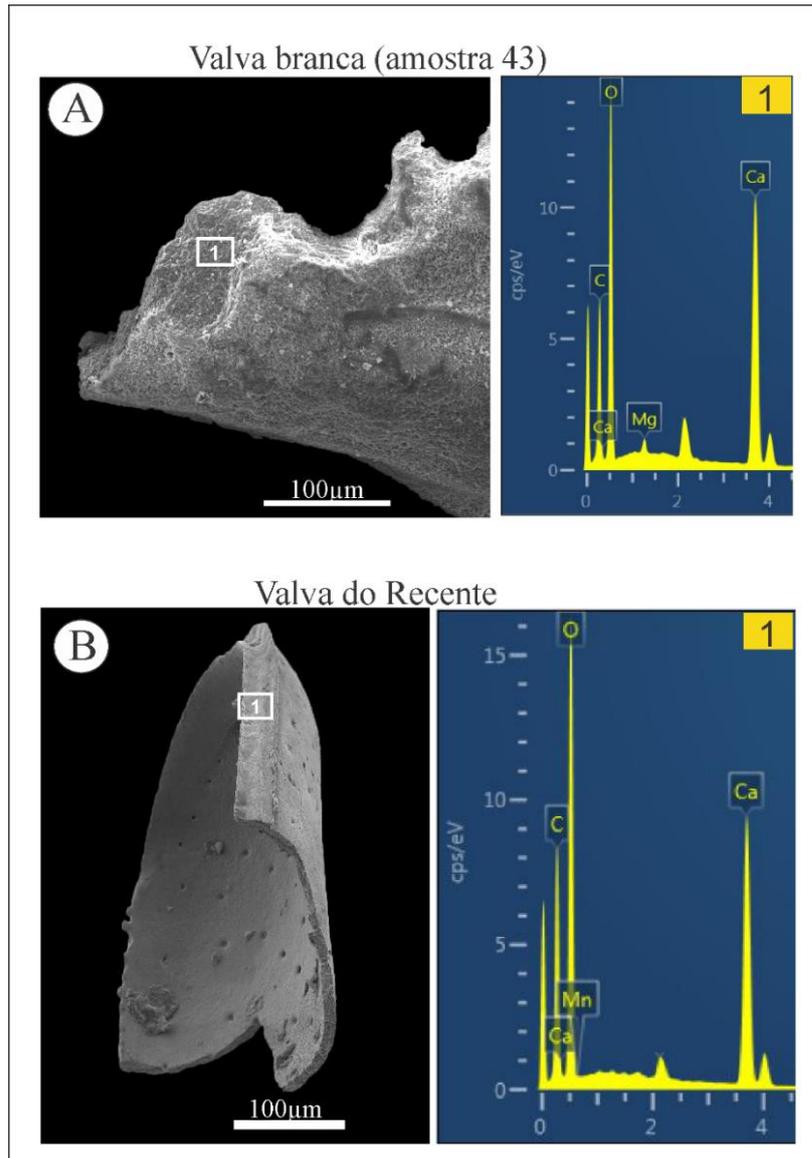


Figura 23- Fotomicrografia de MEV e espectros gerados a partir de EDS (A-1; B-1). (A-1) Composição química de valva bem preservada do presente estudo e de valva do Recente (B-1).

O processo de recristalização foi observado em algumas valvas da amostra 49 (73,60m) e da 19 (127,00m). No comparativo entre a textura de valvas afetadas e não afetadas por recristalização é perceptível que esta alteração fossildiagenética conferiu-lhes uma textura “grosseira” com aspecto granuloso (figura 24-a) aos espécimes afetados, assim como foi observado também cristais com faces euédricas de 2,5 a 4 µm de diâmetro (figura 24-b). Ambas texturas de recristalização são semelhantes às observadas por DeDeccker (2002) e Bennett *et al.* (2011) em valvas de ostracodes recristalizados. DeDeccker (2002) disserta que em valvas afetadas por recristalização geralmente apresentam textura granulada que se assemelham a cristais de açúcar microscópicos. Os dados obtidos por EDS nas valvas recristalizadas confirmam que a composição química original se manteve.

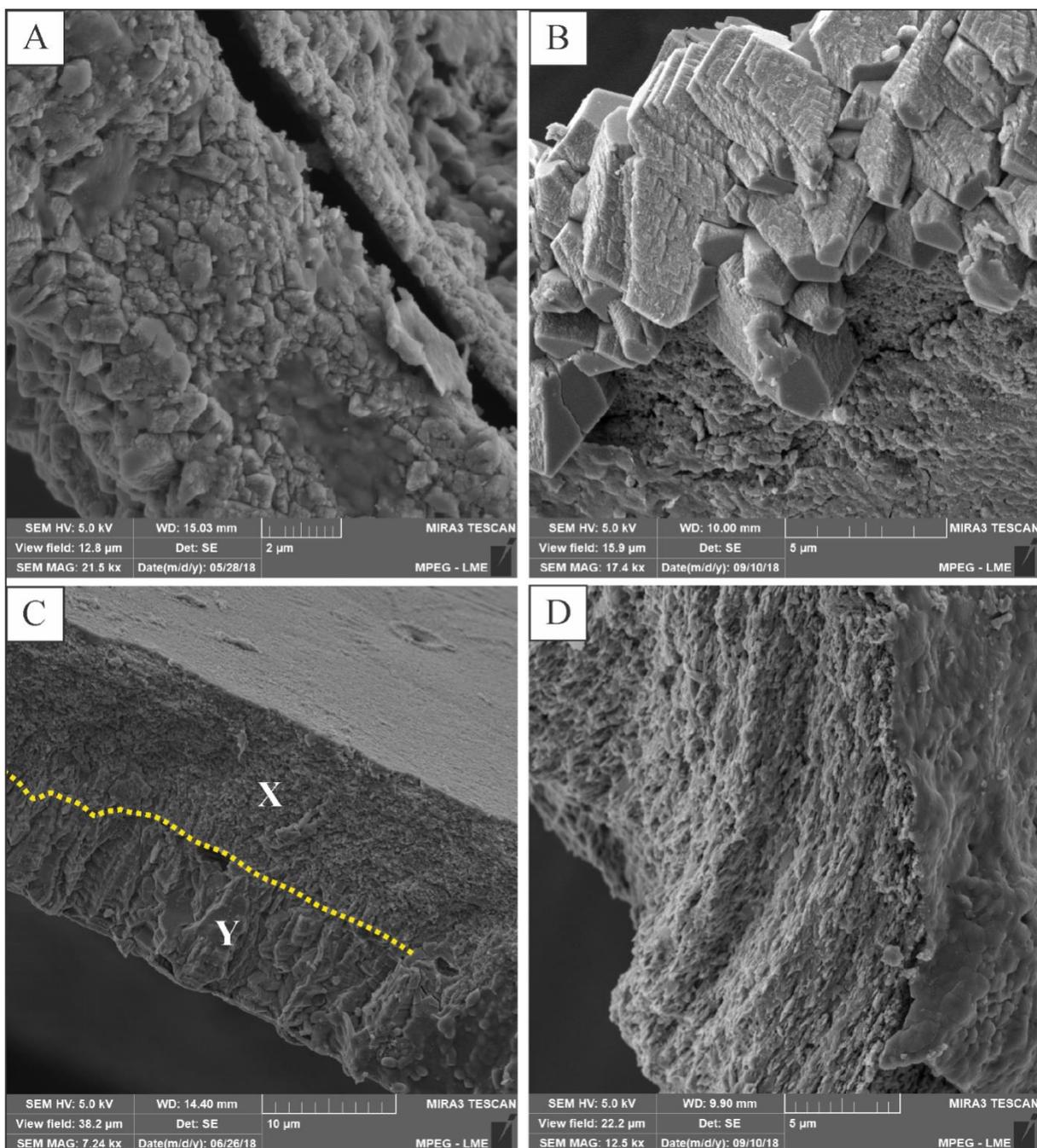


Figura 24- Fotomicrografias de Mev exibindo a ultraestrutura das carapaças dos ostracodes do Recente (C) e miocênicos da Formação Solimões (A, B, D). (A) Valva recristalizada com textura grosseira e cristais de calcita com aspecto “granulado”. (B) Valva recristalizada exibindo cristais de calcita com faces euédricas. (C) Valva do Recente exibindo uma camada de calcita foleada (x) e uma laminar (y), enquanto a valva do ostracode da área de estudo (D) exhibe apenas uma camada de calcita foleada.

O quadro 3 mostra alguns dos constituintes minerais dos sedimentos, identificados por DRX, os quais são sugeridos como principais fontes de elementos contaminantes das carapaças e valvas.

Quadro 3- Minerais identificados nos sedimentos do testemunho 1AS-5-AM, suas respectivas fórmulas químicas e a distinção dos elementos químicos que podem contaminar as carapaças e valvas.

<b>Mineral</b>	<b>Fórmula química</b>	<b>Elementos químicos contaminantes detectáveis por EDS</b>
<b>Quartzo</b>	$\text{SiO}_2$	Si, O
<b>Giniita</b>	$\text{Fe}_5(\text{PO}_4)_4(\text{OH})_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	Fe, P, O
<b>Ilita</b>	$(\text{K}, \text{H}_3\text{O})(\text{Al}, \text{Mg}, \text{Fe})_2(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{10}[(\text{OH})_2, \text{H}_2\text{O}]$	K, Al, Mg, Fe, Si, O
<b>Mica</b>	$\text{AlFeH}_2\text{KMgO}_2\text{Si}$	Si, Al, Fe, Mg, K, O
<b>Hidrotalcita</b>	$\text{Mg}_6\text{Al}_2(\text{OH})_{16}\text{CO}_{3,4}\text{H}_2\text{O}$	Mg, Al, C, O
<b>Vermiculita</b>	$(\text{Mg}, \text{Fe})_3 [(\text{Si}, \text{Al})_4 \text{O}_{10}] [\text{OH}]_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$	Mg, Fe, Si, Al, O
<b>Montmorilonita</b>	$(\text{Mg}, \text{Ca}) \text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3\text{Si}_5\text{O}_{10} \cdot n\text{H}_2\text{O}$	Mg, Ca, O, Al, Si
<b>Carlinita</b>	$\text{Tl}_2\text{S}$	S, Tl
<b>Birnessita</b>	$\text{Na}_{0,7}\text{Ca}_{0,3}\text{Mn}_7\text{O}_{14} \cdot 2,8\text{H}_2\text{O}$	Na, Ca, Mn, O
<b>Caulinita</b>	$[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4]$	O, Al, Si

A tabela 7 exhibe a composição química das valvas de cor cinza escura, branca, âmbar e marrom avermelhado para fins comparativos, mostrando a variação dos elementos químicos nesses espécimes.

Tabela 7- Elementos e suas porcentagens de ocorrência nas valvas, com e sem alteração de cor.

Elementos	Cinza escura		Branca		Âmbar		Marrom avermelhada	
	28		30		28		49	
Amostras								
Espectros	1	2	1	3	1	2	1	3
Carbono (C)	23.82	27.18	14.85	15.95	15.80	24.34	0.00	18.26
Oxigênio (O)	52.05	52.52	52.58	55.48	52.98	55.18	45.86	59.12
Cálcio (Ca)	11.80	18.73	32.26	28.56	29.38	20.01	10.31	21.25
Sódio (Na)	0.34	0.15	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Magnésio (Mg)	0.00	0.26	0.31	0.00	0.11	0.00	0.00	0.23
Manganês (Mn)	0.00	0.19	0.00	0.00	0.00	0.00	2.37	0.26
Alumínio (Al)	0.39	0.16	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ferro (Fe)	0.00	0.26	0.00	0.00	1.58	0.48	38.58	0.88
Fósforo (P)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.53	0.00
Enxofre (S)	11.03	0.15	0.00	0.00	0.00	0.00	0.22	0.00
Silício (Si)	0.44	0.40	0.00	0.00	0.15	0.00	1.68	0.00
Potássio (K)	0.12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.33	0.00
Cloro (Cl)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.13	0.00

Nas valvas de cor marrom avermelhada (tabela 7) (figura 25), no espectro 1, os picos de Fe, P e O evidenciam a presença de fosfato de ferro. Este resultado é devidamente esperado, visto que o mineral giniita é abundante na matriz sedimentar dessa amostra (figura 25 b). Ainda no espectro 1, os picos de Si, K, Ca e Mn sugerem contribuição dos sedimentos siliciclásticos e dos argilominerais (quadro 3, figura 25 b). O pico de Au (ouro) é decorrente do processo de metalização; enquanto S pode indicar fase mineral de sulfeto. O pico de Cl sugere associação com os sedimentos, ou pode ser proveniente de uma fase mineral não identificada, devido a baixa concentração. O espectro 2 (figura 25), proveniente da superfície da valva sem película de minerais, evidenciou a presença de calcita (picos altos de Ca, O e C); assim como picos de Fe e Mn, os quais indicam serem provenientes da película de minerais que recobriu a valva. O espectro 3 (tabela 7, amostra 49) apresenta a mesma composição do 2, no entanto foi detectado somente pico de Mg. Sua ocorrência apenas na parte interna da lamela, livre de partículas aderentes e seu pico de baixa intensidade, sugere que o Mg corresponde ao da composição química original da carapaça dos ostracodes.

O espectro gerado na superfície das valvas de cor âmbar (tabela 7, espectro 1) mostra calcita (picos de Ca, O, C), além de Fe, Si, Mg e Au; enquanto na porção interna da lamela, apenas calcita e Fe foram detectados (espectro 2: valva âmbar) (figura 28). O ferro é o elemento mais comum e foi detectado em todas as valvas de cor âmbar analisadas, o que pode indicar que este elemento, na forma oxidada, seja o responsável por essa alteração de cor, resultando também na contaminação dos exemplares, pois o Fe não faz parte da composição química original das carapaças dos ostracodes.

O elemento Au recorrente em todos os espectros de EDS é proveniente do processo de preparação dos espécimes para análise de MEV e EDS (metalização).

As valvas/carapaças de cor cinza (figura 27), geralmente ocorrem recobertos por películas grossas de cor preta. Na superfície dessas películas, foram identificados pico relativamente alto de C (tabela 7, espectro 1) e picos mais discretos de K, Si, Al e Na, os quais refletem os constituintes mineralógicos dos sedimentos (quadro 3, figura 27 b). Cristais de gipsita (picos Ca, S, O) recobrem a película preta e porções da valva (espectro 1 e 3, figura 27). O espectro 2 (tabela 7, valva cinza escura), proveniente da porção sem película, revela picos de Ca, O, C (calcita) e traços de S e Fe, os quais sugerem fase mineral de sulfeto (ou monossulfeto) de ferro; Mg, Al, Na, Mn e Si indicam uma delgada cobertura de sedimentos na superfície da valva. Posteriormente, o sulfeto (ou monossulfeto) de ferro que recobre a valva, ao oxidar, condicionou a formação dos cristais de gipsita (seção 5.3.3.2), os quais recobriram a valva e a película preta. Apesar da formação de minerais na superfície das valvas, este processo não implicou na substituição ou perda de material esquelético da lamela calcítica em nenhum dos espécimes analisados.

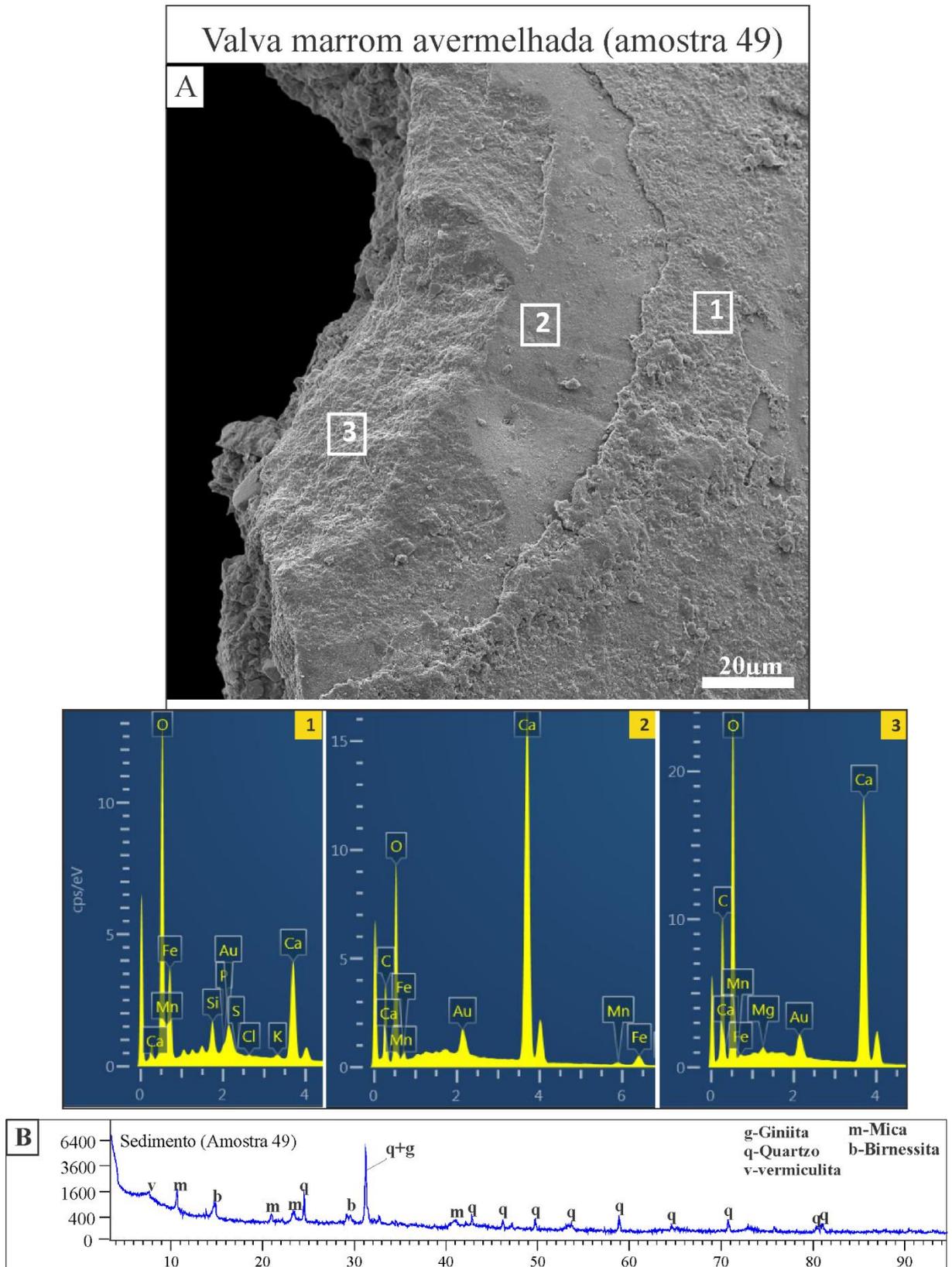


Figura 25- (A) Fotomicrografia de MEV e espectros gerados a partir de EDS (1, 2, 3) em valva de cor marrom avermelhada. (B) Difratoograma mostrando a composição mineralógica dos sedimentos de onde provém a valva analisada.

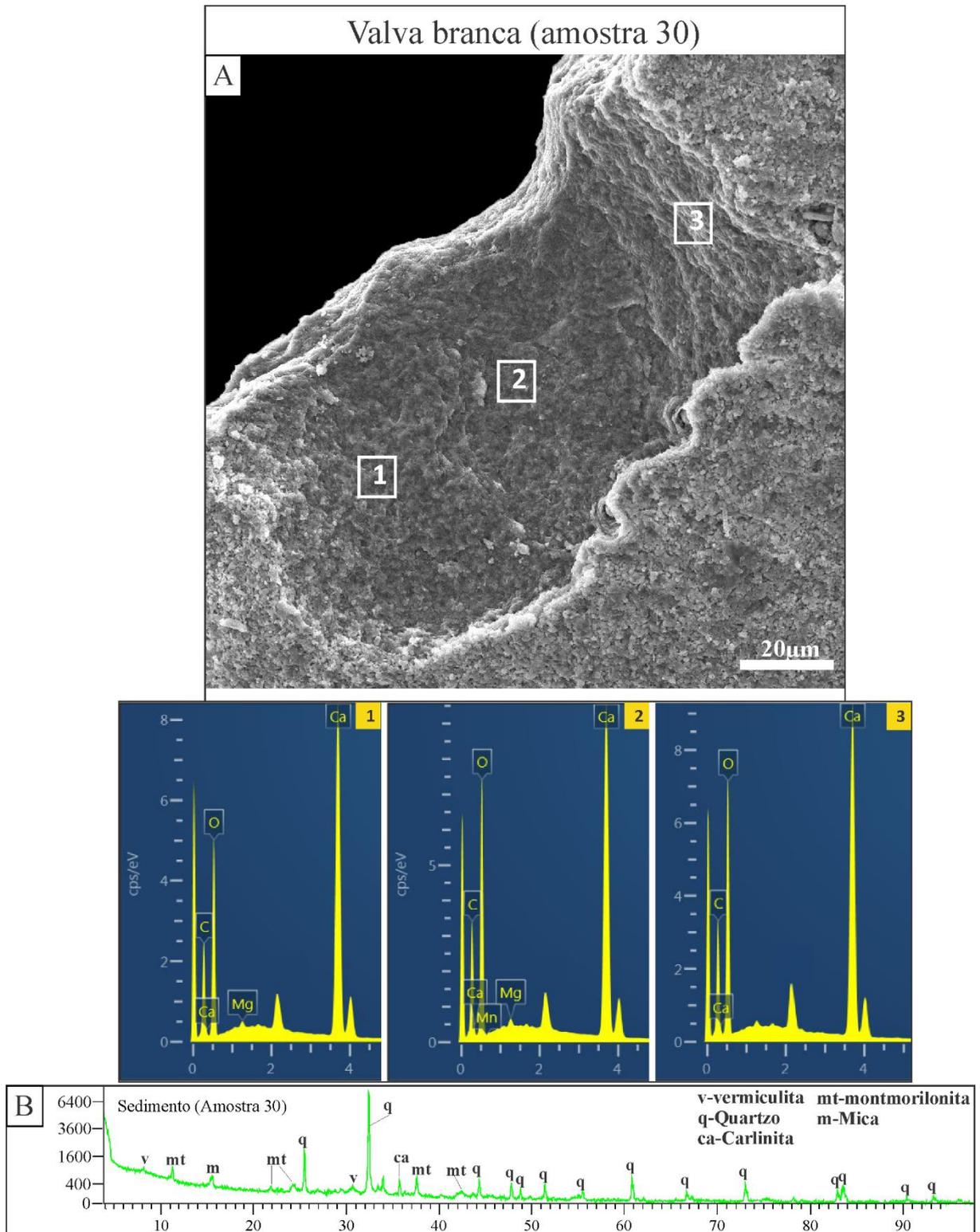


Figura 26- (A) Fotomicrografia de MEV e espectros gerados a partir de EDS (1, 2, 3) em valva branca, bem preservada, sem alteração de cor e/ou dissolução. (B) Difratoograma mostrando a composição mineralógica dos sedimentos de onde provém a valva analisada.

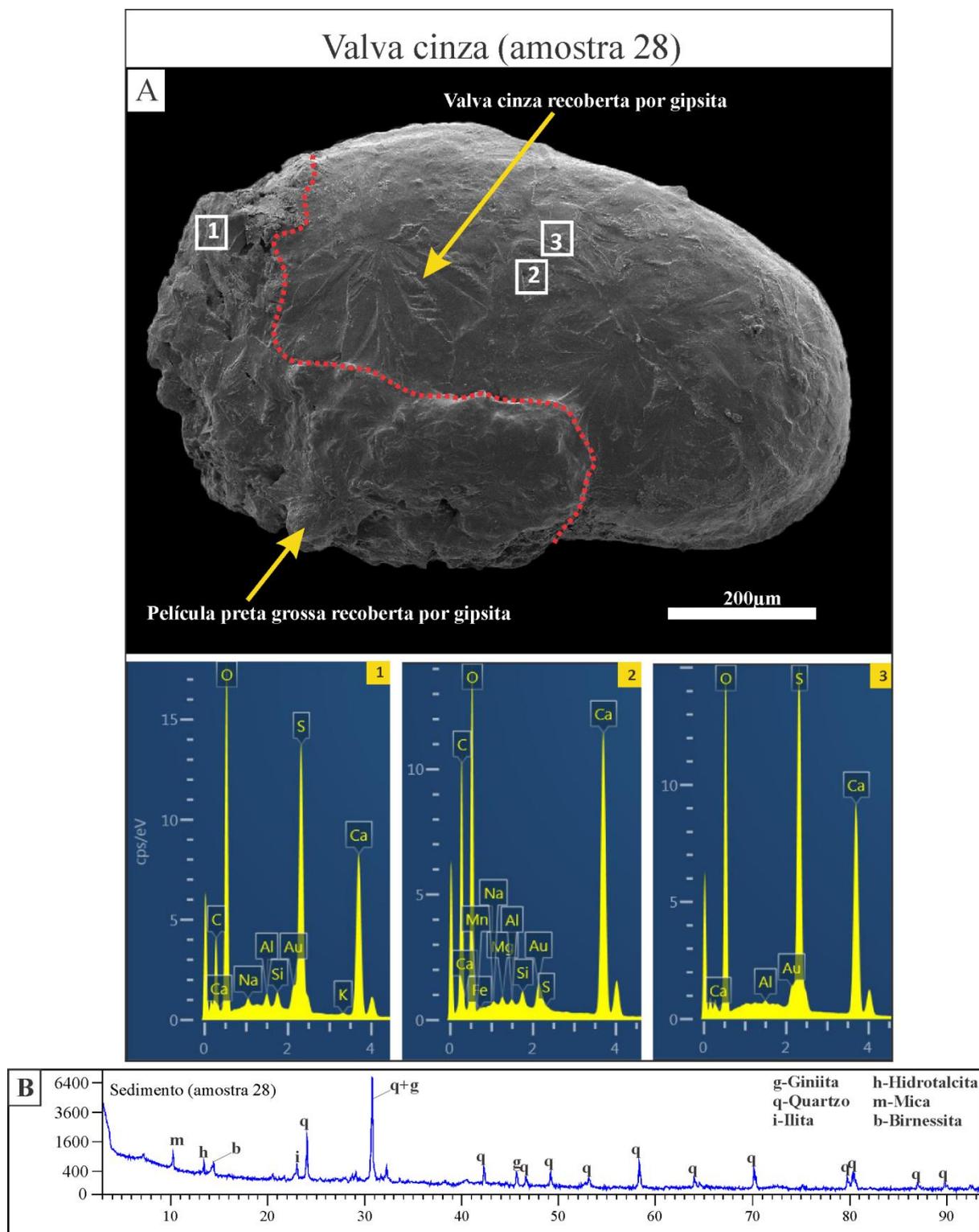


Figura 27- Fotomicrografia de MEV e espectros gerados a partir de EDS (1, 2, 3) em valva cinza. Valva cinza, com partes recobertas por película grossa de cor preta (delimitada por pontilhado vermelho) e por cristais de gipsita, a qual recobre também a película. (B) Difratoograma mostrando a composição mineralógica dos sedimentos de onde provém a valva analisada

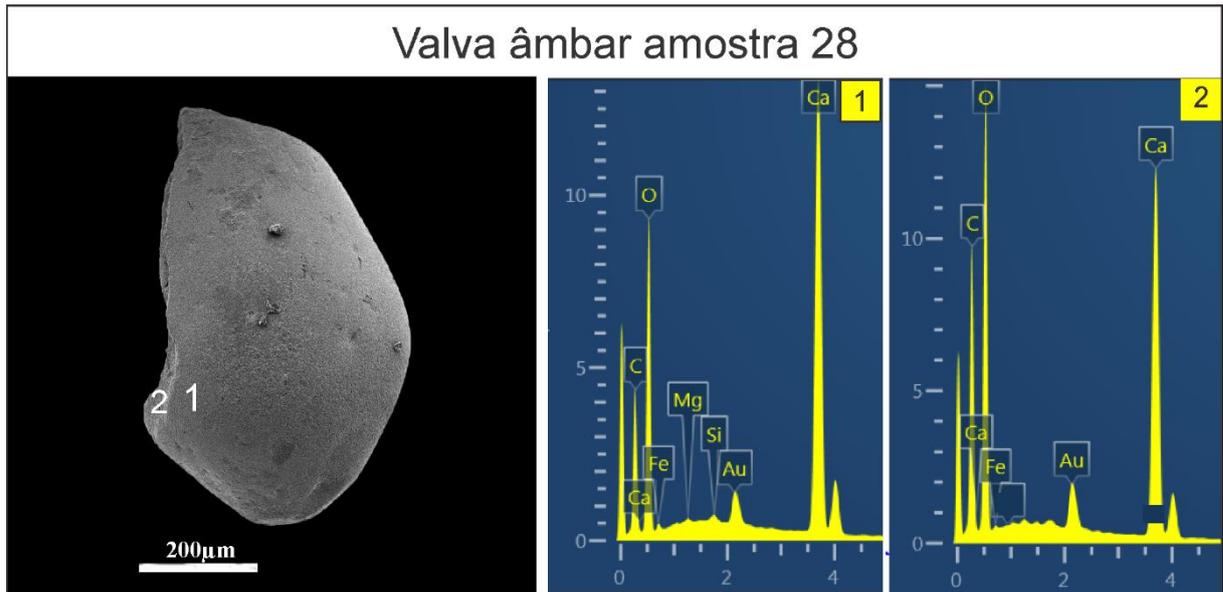


Figura 28- Fotomicrografia de MEV e seus respectivos espectros gerados a partir de EDS (1, 2) em valva de cor âmbar.

As análises de difração de raios-x (DRX) foram realizadas em valvas marrom avermelhadas (amostra 49), cinza escura (amostra 28), brancas (amostra 30 e 36) e âmbar (amostra 29 e 19) (figura 29).

A presença de quartzo (amostra 29) se deve à contaminação por algum grão aderente nas valvas, uma vez que não houve evidências de silicificação em nenhuma carapaça ou valva analisada. Nas valvas de cor cinza escura detectou-se sulfeto de tálio (carlinita) (amostra 28) e nas valvas marrom avermelhadas, foi identificado fosfato de ferro (giniita) (amostra 49). Ambos minerais correspondem aos agentes colorantes principais das valvas, porém os picos altos da calcita nessas amostras indicam que a formação desses minerais não alterou composição original das valvas. Nos exemplares de cor âmbar e branca, somente a calcita foi detectada.

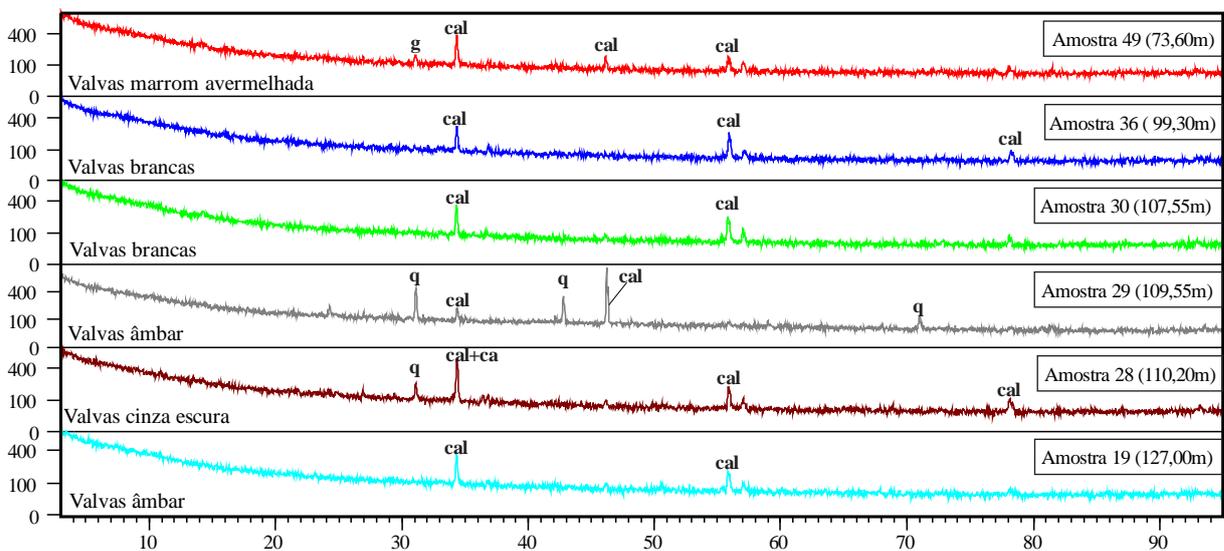


Figura 29- Difratomogramas provenientes das análises realizadas nas valvas com e sem alteração de cor. Legenda: q-Quartzo; g-Giniita; cal-Calcita e ca-carlinita.

A carapaça dos ostracodes é composta por calcita baixa magnesianiana e nas valvas analisadas, observou-se que o magnésio variou de 0 a no máximo 0.55% nas valvas bem preservadas e sem alteração de cor. Nas valvas mais bem preservadas, os picos de Mg são muito baixos, as vezes este elemento nem mesmo é detectado. Nas valvas mal preservadas e/ou com alteração de cor, o magnésio é levemente mais alto, porém não ultrapassa 0.90% da composição total, sugerindo influência da interação dos minerais aderentes na superfície das valvas.

De um modo geral, nos espécimes de ostracodes analisados, duas amostras apresentam valvas afetadas por recristalização; os ostracodes com alteração de cor, apesar de preservada sua composição química original, encontram-se contaminados por elementos provenientes dos argilominerais, películas de pirita, monossulfetos de ferro, óxido de ferro e fosfato de ferro e sulfeto de tálio aderentes na superfície das valvas/carapaças (seção 5.3.4). As valvas brancas exibem sua composição química original, sem nenhum elemento contaminante (tabela 7, espectros 1 e 3: amostra 30) (figura 26), cujo resultado é esperado, pois geralmente as valvas com alteração de cor apresentam elementos traços incomuns à sua composição química original.

Para Tucker (1990), a calcita baixa magnesianiana (ou calcita com baixo teor de magnésio) é suscetível a incorporação de elementos químicos menores e traços à sua composição, por ser mais estável frente as alterações diagenéticas. Durante a diagênese, através dos fluídos de percolação, o estrôncio, o magnésio em menores quantidades, além de manganês e ferro em quantidades mais expressivas corresponde aos elementos que podem ser incorporados à composição da calcita de baixo teor de magnésio. Em contraste, a aragonita e calcita com alto teor de magnésio, por serem menos estáveis, são mais suscetíveis a substituição por calcita com alto teor de magnésio. Desta forma, a constância do Fe e Mg, em valvas com alteração de cor e/ou mal preservadas, observadas no presente estudo, corroboram esses elementos como os principais contaminantes incorporado nas valvas analisadas. A preservação da composição original dos espécimes também evidenciam a estabilidade mineral da carapaça dos ostracodes.

Bennett *et al.* (2011) em estudo sobre alterações fossildiagenéticas em ostracodes, reportaram a presença de Fe e Mg nas carapaças dos ostracodes como resultados da contaminação por argilominerais e pirita. Holmes & DeDecker (2012) também inferiram que os argilominerais, além de óxidos de ferro e manganês constituem os principais contaminantes das carapaças dos ostracodes para as análises isotópicas.

Ainsworth *et al.* (1990), reportaram que as alterações de cor estariam relacionadas à perda da cobertura quitinosa (revestimento orgânico) que recobre as valvas (figura 4 b), pois a após a morte, o material orgânico dos ostracodes se decompõe rapidamente (DeDecker, 2002).

Desta forma a matriz calcítica da carapaça estaria mais exposta à impregnação por corantes (Ainsworth *et al.* 1990). Estas inferências provavelmente se relacionam com os dados obtidos do material aqui analisado, visto que as valvas com alteração de cor apresentam elementos químicos que não fazem parte da composição original das valvas, além disso, esses elementos contaminantes foram detectados dentro das lamelas calcíticas e não somente na superfície das valvas.

### 5.3.3 Processos de mineralização

#### 5.3.3.1 Mineralização de diagênese precoce: formação de pirita

Durante a etapa de triagem (seção 4.2.2, etapa II) e exame das lâminas delgadas foi observado que a pirita ocorre de três formas: como moldes de carapaças (figura 31 a), incrustante na superfície de valvas e carapaças (figura 31b), e preenchendo o interior de carapaças (figuras 30, 31b). Tais formas de ocorrência é comum nos três intervalos, sendo mais proeminente a presença de moldes. É válido ressaltar ainda que a formação de pirita se deu preferencialmente nas amostras cujos sedimentos continham fosfato de ferro, com exceção apenas da amostra 8 (202,20m).

Ao total foram recuperados 214 moldes de ostracodes e sua distribuição ao longo do testemunho se dispõe da seguinte maneira: no intervalo I (284,55m-119,30m) ocorrem 48 moldes, no II (116,70-107,10m) apenas 4, enquanto no III (106,90m-41,00m) foi registrado a maior ocorrência de moldes, correspondendo a um total de 162 exemplares (figura 40).

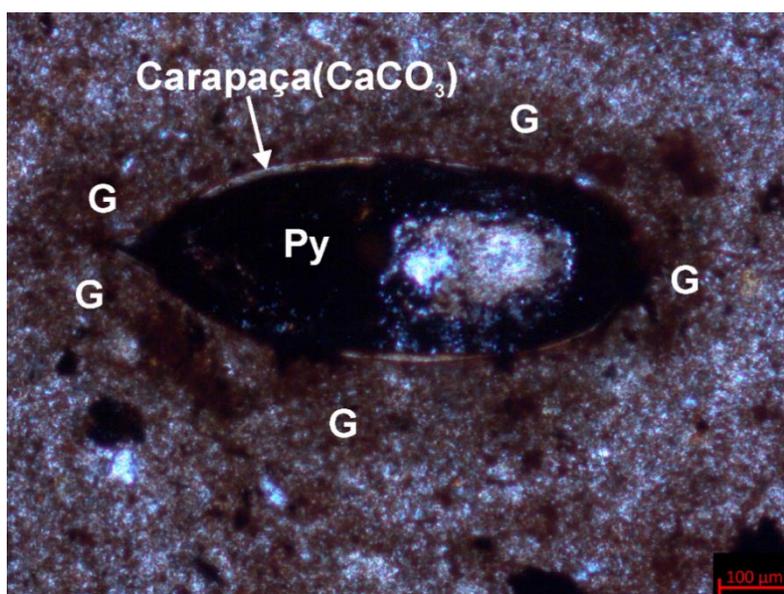


Figura 30- Carapaça preenchida por pirita (Py) e abundância de fosfato de ferro giniita (G), de cor marrom avermelhada, dispersa na matriz dos sedimentos que circundam a carapaça.

A *overpyrite* (Alisson, 1990; Raiswell, 1997) corresponde a pirita incrustante nos poros-canais, vista interna e externa das valvas e em carapaças (figura 31 b), sendo mais comum nos intervalos II e III. O preenchimento de carapaças por pirita foi observado em dois espécimes das amostras 49 (73,60m) e 28 (110,20m), afetando também quatro da 31 (107,10m). Ambos estilos de piritização ocorreram pontualmente e sempre associados aos moldes.

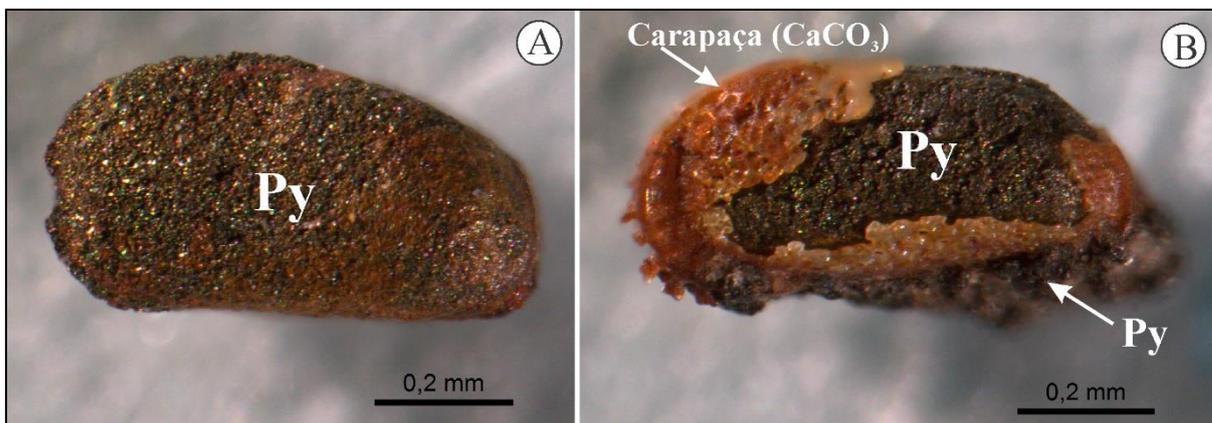


Figura 31- Pirita formada nos microambientes das carapaças (amostra 49). (A) Molde interno de carapaça. (B) Preenchendo da carapaça por pirita (Py) e ocorrência de *overpyrite* (seta branca do canto inferior direito).

Ao analisar os moldes por MEV/EDS constatou-se que a pirita apresentava o hábito framboidal, bem como cristais euédricos. Os agregados de pirita framboidal (figura 33 c, d) se restringe apenas aos moldes da amostra 8 (202,20m), enquanto como cristais euédricos (figura 33 a) são comuns nos moldes piritizados dos demais intervalos.

Foi observado também a presença de crosta de material amarelo cobrindo todos os moldes da amostra 8 (202,20m). Análise de EDS nestes exemplares confirmam a presença de natrojarosita pelos picos de sódio (Na), enxofre (S) e ferro (Fe) (figura 32, espectro 1). A natrojarosita corresponde a um sulfato secundário, formado a partir da oxidação da pirita (Urbani *et al.* 2016). Os eventos relacionados à ocorrência desse mineral são explicados na seção (5.1.4.).

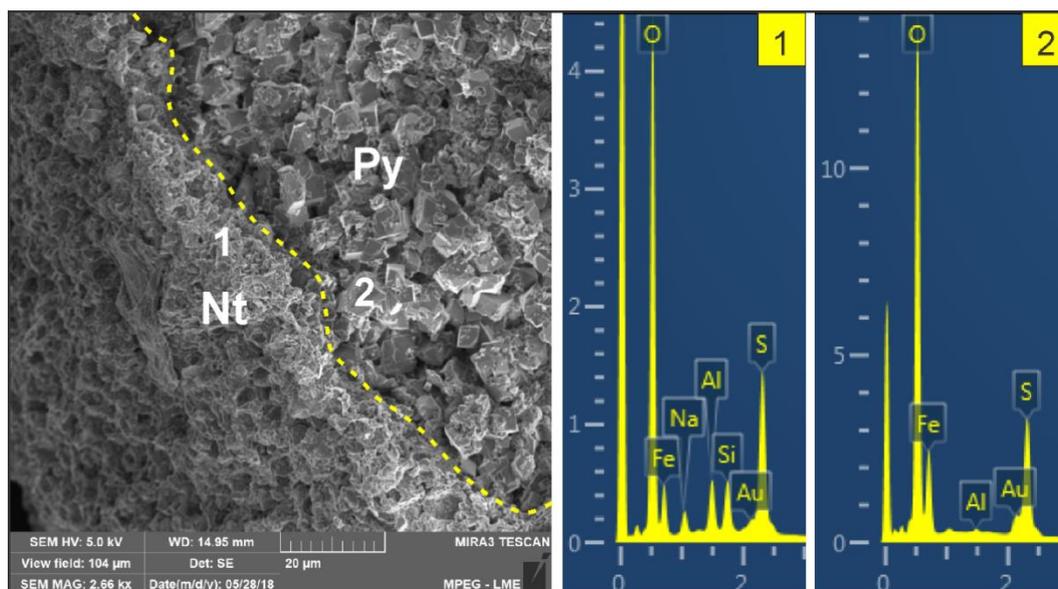


Figura 32- Fotomicrografia de MEV e espectros gerados a partir de EDS (1-2). Molde piritizado, exibindo crostra do mineral natrojarosita (Nt) (espectro 1), formada a partir da oxidação dos cristais de pirita (Py) (espectro 2) do molde. Os elementos Na, S e Fe coincidem com a fórmula da natrojarosita, enquanto Al e Si correspondem a vestígios de minerais de quartzo e de argila (espectro 1). Fe, O e S no espectro 2 correspondem a pirita. A presença de Au é decorrente da metalização dos exemplares para análise de MEV.

A presença de pirita nas amostras do presente trabalho encontra-se apenas nas carapaças dos ostracodes (e de outros bioclastos), ou seja, a formação se deu apenas no microambiente das carapaças (na cavidade e superfície). Sua ocorrência de forma disseminada nos sedimentos é ausente, como corroborado pelas análises de DRX nos sedimentos (seção 5.1.4).

A mineralização de pirita associado aos ostracodes da área de estudo se deu a partir da criação de um microambiente sulfídrico dentro e ao redor das carapaças (Brett & Baird, 1986; Palacios-Fest *et al.* 1994; Wang *et al.* 2013). Para a formação de pirita associado às carapaças dos ostracodes, sugere-se que um evento de soterramento rápido sepultou esses microcrustáceos vivos, levando-os à morte. Após a morte dos ostracodes, a decomposição das partes moles por bactérias sulfato-redutoras saturou localmente a área ao redor das carapaças em sulfeto de hidrogênio. Este último, reagiu com fosfato de ferro (giniita), presente na matriz dos sedimentos ao redor das carapaças (figura 30), o que ocasionou na mineralização de cristais de pirita. Em conjunto, essas condições promoveram formação de pirita dentro e na superfície das carapaças.

A ocorrência de moldes internos e preenchimento mineral apenas de carapaças fechadas indicam soterramento rápido, uma vez que os tecidos moles se decompõem rapidamente (DeDeckker, 2002) e concomitantemente favorece a desarticulação, os quais ocorrem logo após a morte (Whatley, 1983) desses microcrustáceos.

Como discutido anteriormente (seção 3.3.2.2), a formação da pirita relaciona-se com a concentração de sulfato na água, fonte de ferro detrítico, matéria orgânica (ver Berner & Raiswell, 1984; Wang *et al.* 2013) e taxa de soterramento (Canfield & Raiswell, 1991). Apesar

de sua formação refletir condições redutoras, a mineralização de pirita pode restringir-se a subambientes anóxicos próximo a interface água-sedimento, em condições óxicas (Palacios-Fest *et al.* 1994). Essas condições parecem estar relacionadas à gênese pirita associada a ostracofauna da área de estudo. No intervalo III, por exemplo, nas profundidades (ou próxima a elas) onde há maior incidência de moldes piritizados e carapaças preenchidas por pirita é comum a ocorrência de bioturbação (ver tabela 6) e oxidação de minerais de ferro, os quais indicam condições de fundo oxidantes (*e.g.* Anadón *et al.* 1988) e corroboram que a formação de pirita se deu nos microambientes anóxicos (das carapaças) sob condições óxicas.

A formação de framboides e cristais euédricos preenchendo carapaças de ostracodes já foram relatadas por Bennett *et al.* (2011) e Wang *et al.* (2013), os quais inferiram condições de diagênese precoce e baixas profundidades de soterramento para a formação da pirita. Wang *et al.* (2013) enfatizaram, ainda, que as carapaças constituíram um microambiente com condições redutoras favoráveis a mineralização de pirita. No entanto, a ocorrência de pirita não reflete que as condições ambientais redutoras se restringiram apenas aos microambientes; porém o fator limitante à mineralização de pirita foi a baixa concentração de sulfato nas águas intersticiais. Essa condição pode ter impedido a formação de pirita em maiores quantidades associado aos bioclastos e disseminada nos sedimentos, por tratar-se de um ambiente dulcícola (Marnette *et al.* 1993) como corroborado pelos dados geoquímicos de Gross *et al.* (2011, 2013, 2015) em estudos realizados nesta unidade. Ainda, a ausência de minerais provenientes de diagênese marinha ou relacionados a ambiente evaporítico reforçam ainda mais a hipótese de ambiente dulcícola para a área de estudo.

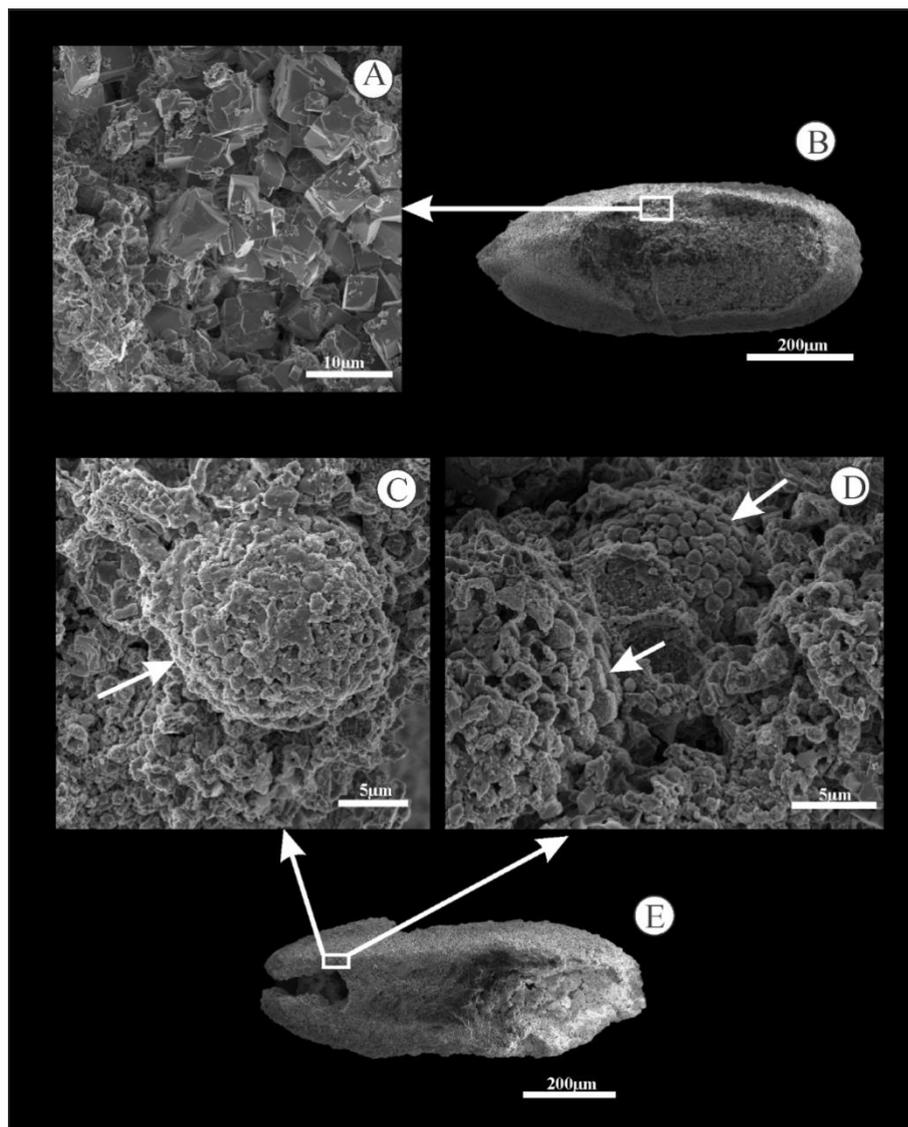


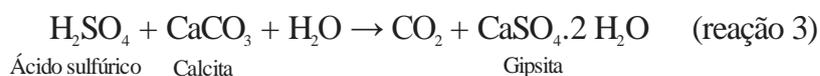
Figura 33- (A) Cristais euédricos e framboidais (C, D) de pirita nos moldes de carapaças piritizados (B, E).

### 5.3.3.2 Mineralização de diagênese tardia: formação de gipsita.

Foi observado cristais incolores, com hábito tabular e acicular em duzentos espécimes de ostracodes da amostra 28 (profundidade 110,20m; intervalo II), sendo registrado também, embora pontualmente, na amostra 43 (profundidade 81,12m; intervalo III). Os cristais se dispõem sobre películas de monossulfetos, de pirita, os quais ocorrem de forma incrustante em algumas valvas e/ou carapaças. Cristais de gipsita também foram observados em valvas com cor alterada por óxido de ferro.

Por meio das análises de MEV e EDS, constatou-se que esses cristais correspondem a gipsita (figuras 34, 35). A gipsita pode formar-se a partir do intemperismo de minerais de sulfeto (Hoorn, 1994a; Latrubesse *et al.* 2010) que, ao ser exposta ao processo de oxidação, tem

como um dos subprodutos desse processo o ácido sulfúrico. Este, na presença do carbonato de cálcio e água, forma dióxido de carbono e a gipsita (Czerewko *et al.* 2003), conforme a reação:



A gipsita formada nos espécimes da área de estudo é de origem secundária e provavelmente está relacionada com a oxidação das películas de pirita e dos monossulfetos que adicionaram ácido sulfúrico sobre carapaças/valvas que as continham ou nos espécimes próximos a elas. As carapaças/valvas dos ostracodes serviram como substrato de nucleação para a formação desse mineral devido sua composição calcítica.

Como corroborado pelos resultados de DRX, a gipsita é ausente nos sedimentos da amostra onde ocorre a maior incidência de ostracodes com cristais desse mineral (seção 5.1.4) e nas demais amostras analisadas, o que sugere, além de sua gênese secundária, baixa salinidade aos depósitos da área de estudo. A gipsita de origem primária precipita-se sob condições hipersalinas e ocorre associado aos sedimentos de ambientes evaporíticos (Silva *et al.* 2000; Nichols, 2009), desta forma a ocorrência deste mineral associado apenas às carapaças/valvas e gênese relacionada a oxidação da pirita, descarta essas condições paleoambientais para a área de estudo.



Figura 34- Valva branca (opaca), com cristais de gipsita secundária (setas amarelas) aderentes à sua superfície, cujos porocanais encontram-se preenchidos por pirita (que ocorre também na vista interna) e parcialmente expandidos por dissolução.

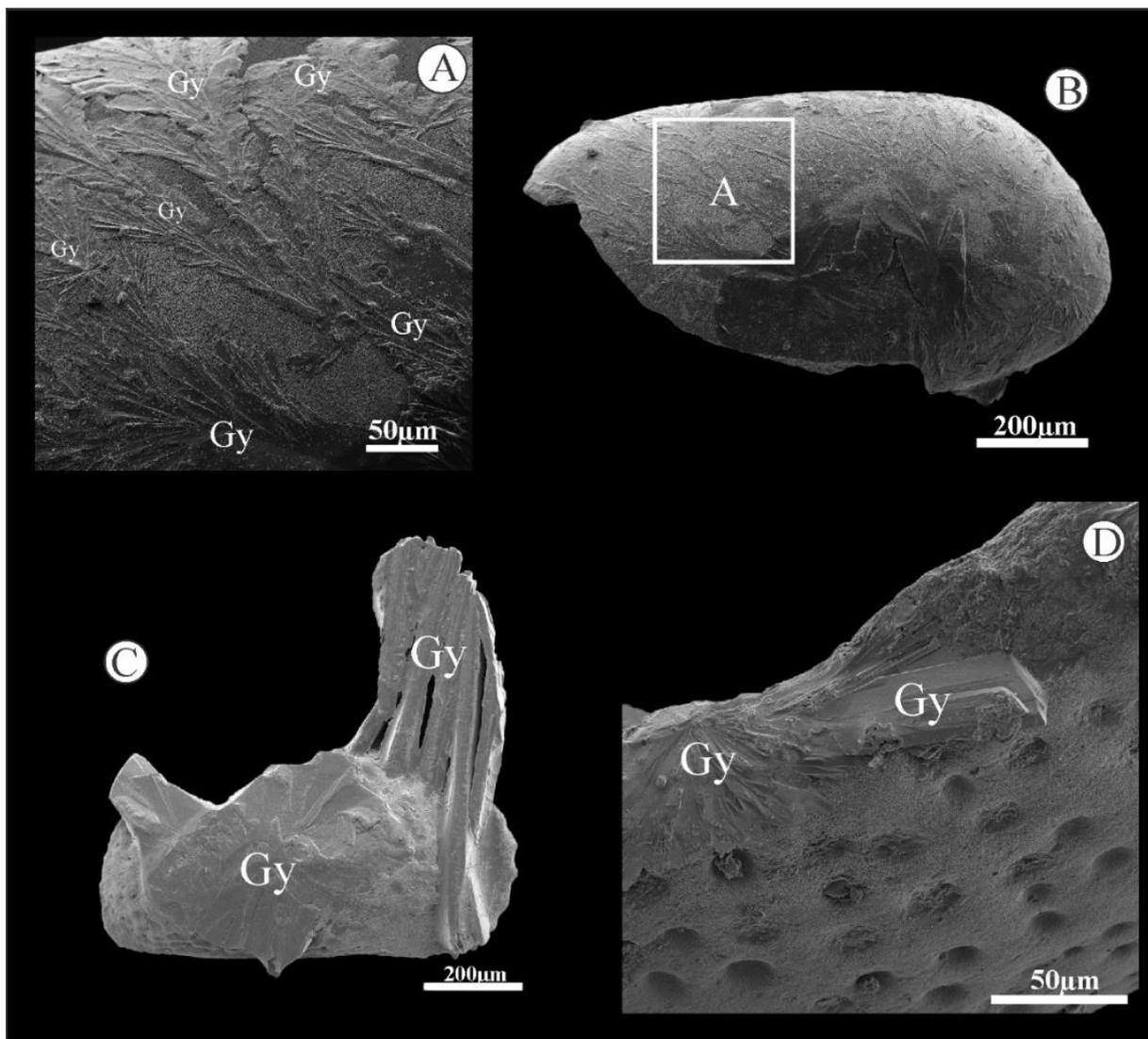


Figura 35- Fotomicrografia de MEV. Hábitos dos cristais de gipsita (Gy) secundária sobre as valvas de ostracodes da Formação Solimões (testemunho IAS-5-A-M). (A-B) Cristais de gipsita (Gy) com hábito análogo a dendros e tabular (C-D).

### 5.3.4 Alteração da cor

A ostracofauna da área de estudo exibe aquisição de cores secundárias como: marrom avermelhado, cinza, preta, âmbar e dourada. Tais cores estão relacionadas à deposição de películas de monossulfeto (Duleba, 1994) e sulfeto (Ainsworth *et al.* 1990) de ferro, sulfeto de tálio, bem como óxidos de ferro (Best, 2008) e fosfato de ferro na superfície das valvas e carapaças dos ostracodes.

Os ostracodes com alteração de cor por fosfato de ferro (figura 36 b-1) variam de marrom avermelhado claro (figuras 37 e) a escuro (figura 37 f). O fosfato de ferro recobre a vista interna e externa das valvas sob a forma de uma película muito fina (figura 36 b). Em tais exemplares, foi observado também que esse mineral ocorre dentro dos poro-canais normais e marginais (figura 37 d, e).

Os espécimes com essa cor são mais comuns no intervalo III, ocorrendo pontualmente no I e II. Nas amostras 49 (profundidade 73,60m), 29 (profundidade 109,55m) e 19 (profundidade 127,00m) afeta 90% dos espécimes.

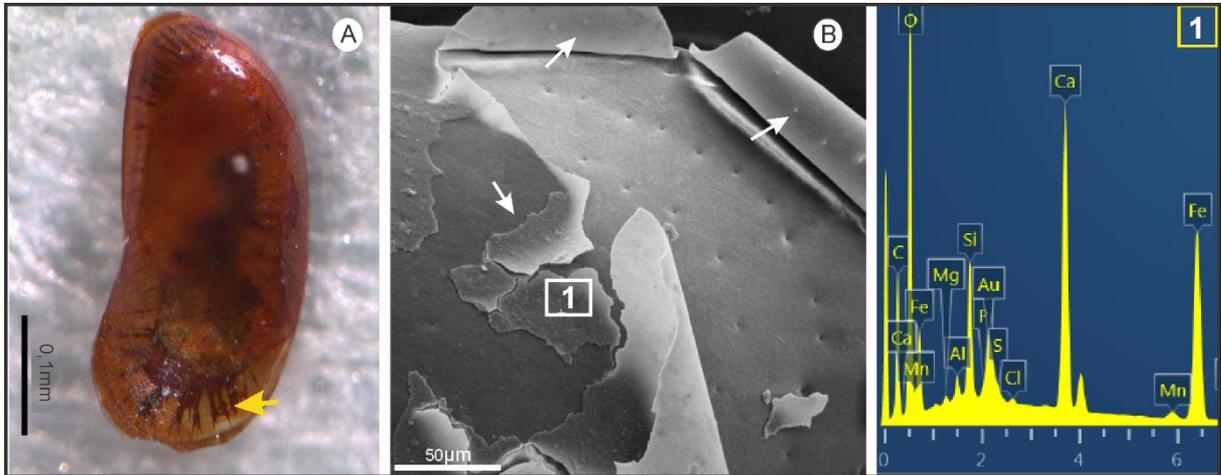


Figura 36- (A) Imagem de lupa e (B) fotomicrografia de MEV com respectivo espectro (1), o qual mostra a composição da película que recobre as valvas marron avermelhadas. (A) Valva com cor alterada para marron avermelhada devido a deposição de uma fina película de fosfato de ferro (B; setas brancas), evidenciado pelos picos de Fe, P e O. No espectro (1) nota-se ainda a presença de calcita ( $\text{CaCO}_3$ ), além dos elementos Cl, Al, S, Mn, Mg, Si provenientes dos sedimentos siliciclásticos e argilominerais. (A) Poro-canais marginais ressaltados pelo preenchimento por fosfato de ferro (seta amarela).

As cores pretas se destacam nos exemplares de espécimes lisas (figura 37-g) e correspondem a menos de 1% do total da ostracofauna recuperada, sendo registrado pontualmente nas amostras 19 (127,00m) 43 (81,12m) e 53 (65,92m). As valvas/ carapaças de cor cinza, claro (37-i) e escuro, correspondem a 50% e 20% dos espécimes das amostras 28 (110,20m) e 36 (99,30m), na amostra 52 (66,12m) representa 15% dos exemplares.

Para valvas/carapaças pretas, atribui-se como origem para a alteração de cor a mineralização de monossulfetos e de sulfeto de tálio (carlinita) sobre a superfície das carapaças (figura 37-g), como corroborado por EDS e DRX.

O monossulfeto corresponde a uma fase intermediária no processo de formação de pirita, o qual, mediante a baixa disponibilidade de sulfato dissolvido nas águas intersticiais, a formação da pirita é inibida, formando-se apenas fase mineral de monossulfeto (Berner, 1984), por isso monossulfetos são indicativos de baixa salinidade (Duleba, 1994).

A cor preta proveniente da deposição do sulfeto de tálio carlinita é decorrente da propriedade química desse mineral em se oxidar rapidamente quando exposta à atmosfera, tornando-se preto em questão de minutos (Radtke & Dickson, 1975).

Os ostracodes de cor âmbar (figura 37 c) correspondem a pouco mais de 10% da amostra 36 (profundidade 99,30m) e 40% da 28 (profundidade 110,20m). Nessas amostras é comum ocorrência de espécimes de ostracodes recobertas por películas de monossulfetos, as quais

algumas apresentam sinais de oxidação. Como confirmado por EDS, o ferro é um elemento muito comum nos exemplares de cor âmbar, assim como cristais de gipsita, a qual pode formar-se pela oxidação de sulfetos de ferro como pirita. Desta forma, a cor âmbar pode indicar ser decorrente da impregnação por óxidos de ferro proveniente da oxidação das películas de monossulfeto. Ostracodes preservados em óxidos de ferro com gipsita associada às carapaças foram relatados por Willians *et al.* (2008). Para Leão & Machado (1989) e Silva & Duleba (2013) bioclastos de cor marrom (*e.g.* âmbar) sugerem taxa de sedimentação lenta e retrabalhamento dos sedimentos por organismos bioturbadores. Os bioclastos pretos (impregnados por sulfetos ou monossulfetos de ferro) quando expostos por ação de organismos escavadores ou por erosão, oxidam rapidamente, os quais tornam-se marrons. A hipótese da exposição dos bioclastos pretos é coerente com a gênese dos ostracodes de cor âmbar, pelo menos para a profundidade 99,30m (amostra 36). Em contraste não foi possível identificar como se deu essa exposição na amostra 28 (110,20m), visto que nesta profundidade, e próxima a ela, não identificado bioturbação.

Valvas e carapaças de cor branca e hialinas, (figura 37 a) são predominantes nas amostras 31 e 30. São comuns também a ocorrência de espécimes de juvenis hialinos em amostras do intervalo III (*e.g.* nas amostras 33 e 38). De acordo com Reeves (2017), ostracodes bem preservados apresentam tais cores, porém foram observadas valvas com aspecto “esbranquiçado” (opacas) (*e.g.* na amostra 43: 81,12m), desgastadas por dissolução e consequente descalcificação (*e.g.* figura 37 b), sugerindo que nem sempre a cor branca dos ostracodes podem ser atrelados à boa preservação (*e.g.* Danielopol *et al.* 2002). De acordo com Leão & Machado (1989) bioclastos de cor branca podem sugerir taxa de sedimentação muito rápida ou uma taxa de sedimentação muito lenta, no qual todo material foi longamente exposto e oxidado, e/ou pode indicar ausência de ferro no meio. Esta última hipótese parece ser mais coerente para a ocorrência das valvas brancas nas amostras analisadas, pois nas profundidades onde ostracodes brancos e hialinos são predominantes, não foram identificados minerais de ferro nos sedimentos (*e.g.* amostra 30: 107,10m) (ver figura 14, difratograma da amostra 30).

As películas douradas foram registradas pontualmente em ostracodes juvenis da amostra 28 (110,20m) e 49 (73,60m) cobrindo a vista interna (figura 37 d) e/ou externa das valvas. A esta cor, Ainsworth *et al.* (1990) e Silva & Duleba (2013) sugerem a deposição de sulfeto de ferro (*e.g.* pirita) na superfície dos bioclastos, hipótese confirmada durante as análises de EDS nesses exemplares.

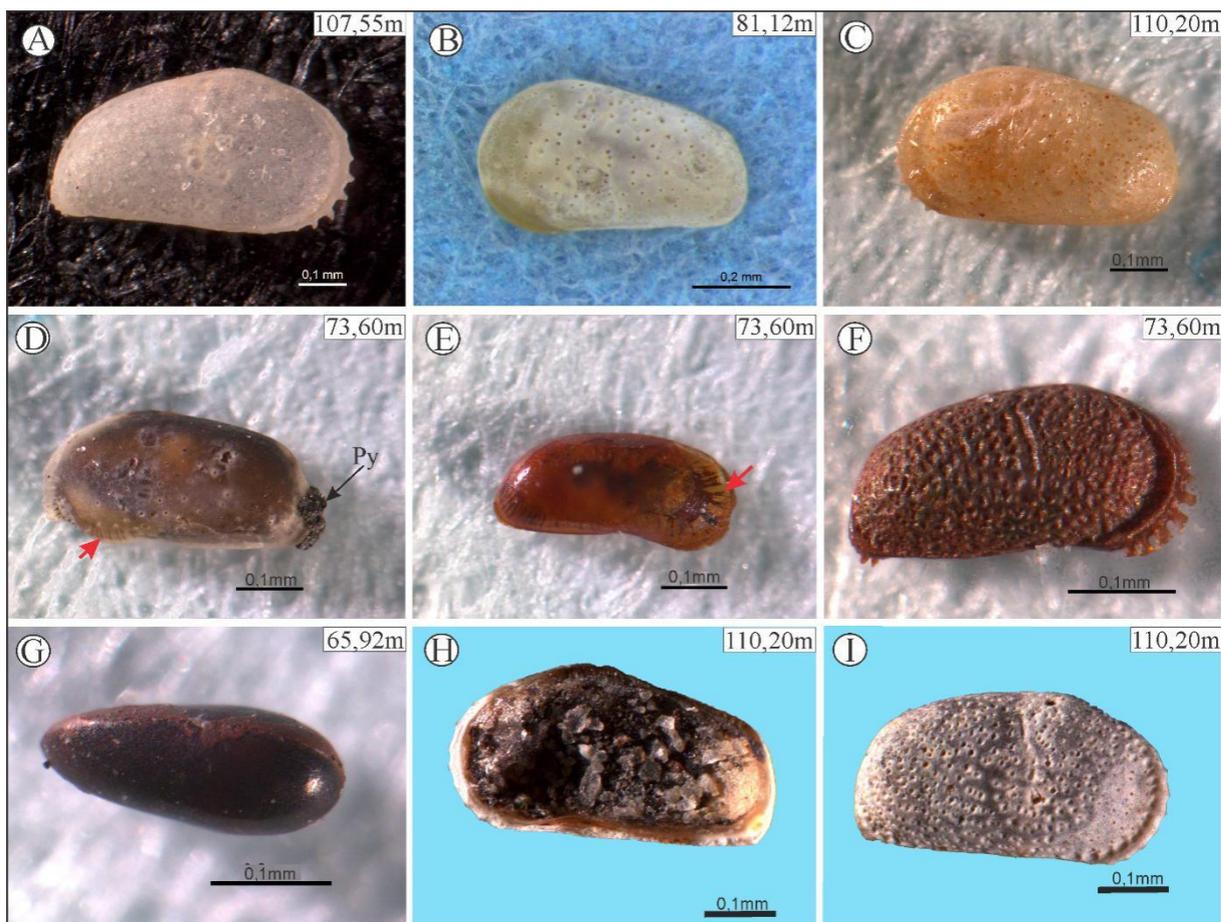


Figura 37- Variação de cor dos ostracodes do testemunho 1AS-5-AM, imagens obtidas por lupa eletrônica. (A) Valva hialina, sem alteração de cor, bem preservada. (B) Valva branca opaca, com aspecto esbranquiçada afetada por dissolução parcial. (C) Valva âmbar com cristais muito finos de gipsita secundária, quase imperceptíveis, localizados na porção centro-superior na região anterior. (D, E, F) Exemplos de valvas recobertas por fosfato de ferro. Setas vermelhas destacam os poro-canais marginais preenchidos por fosfato de ferro, seta preta indica a ocorrência de overpyrite (D). (G) Carapaça preta, recoberta por monossulfeto de ferro, apresentando porções oxidadas (porções avermelhadas). (H-I) Valva de cor cinza. (H) Vista interna coberta parcialmente por uma grossa película de cor preta, a qual compõe-se de sedimentos siliciclásticos e monossulfeto de ferro. (I) Vista externa da valva, de cor cinza clara.

### 5.3.5 Dissolução

Nesse trabalho foi observado que a dissolução se inicia nos poros-canais e promove sua expansão, independente do estágio ontogenético (figura 38).

O termo dissolução parcial foi adotado para caracterizar apenas a expansão dos poro-canais (figura 38-b, d), enquanto que a dissolução total se refere aos moldes de ostracodes, onde todo o material calcítico foi dissolvido, restando apenas uma réplica das carapaças (figura 31a).

A análise quantitativa da dissolução mostra que esta variou significativamente no comparativo entre os três intervalos (figura 40). Os resultados sugerem relação dessa assinatura com o conteúdo de matéria orgânica e oxidação de monossulfetos.

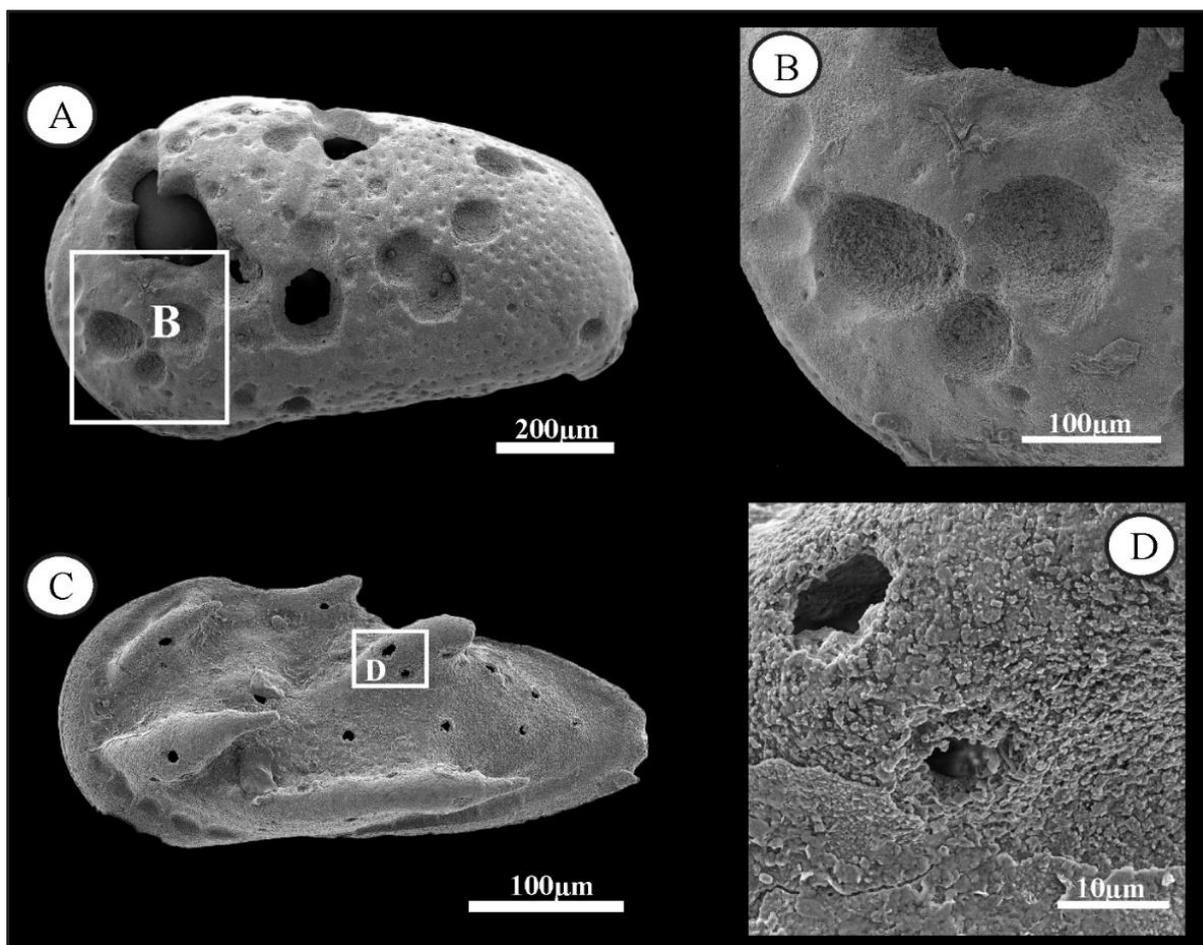


Figura 38- Fotomicrografia por MEV (A-C) de valvas afetadas por dissolução parcial. Em detalhe, aumento dos poro-canais em valva de ostracode adulto (B) e em valva de juvenil (D) ocasionado pela dissolução.

O intervalo I foi o mais afetado por dissolução (figura 40), no qual 45% correspondem a moldes. Neste, poucos espécimes de ostracodes foram recuperados, o que pode ser resultado do maior conteúdo de matéria orgânica das amostras. A insaturação em carbonato de cálcio devido ao pH ácido, ambos decorrentes do conteúdo de matéria orgânica elevado, promoveu a dissolução dos juvenis de menor tamanho, o que justifica a presença de juvenis de tamanhos próximos a adultos (estágios A-3, A-2) neste intervalo. A influência do teor de matéria orgânica no processo de dissolução de ostracodes tem sido reportado frequentemente em ambientes lacustrinos (*e.g.* Mischke *et al.* 2014; Bergue *et al.* 2015).

A ostracofauna do intervalo II foi a menos afetada por dissolução. Nas valvas/carapaças que apresentam películas de monossulfetos de ferro aderentes em suas superfícies foi observado, pontualmente (*e.g.* amostra 28: 110,20m), algumas com poro-canais normais parcialmente expandidos e algumas carapaças com porções da superfície (vista externa) esbranquiçada (semelhante a figura 37 b). Ocorre também valvas com poro-canais preenchidos por monossulfetos, cuja a vista externa apresenta-se esbranquiçada e com cristais de gipsita aderentes. A oxidação das películas é evidenciada pela cor âmbar, bem como pelos espécimes

com superfície esbranquiçada e com cristais de gipsita. Durante o processo de oxidação das películas, o ácido sulfúrico liberado sobre a superfície dos espécimes, promoveu a dissolução parcial (seção 3.3.2.1). A ostracofauna desse intervalo majoritariamente apresenta predomínio de espécimes sem dissolução e bem preservados, refletindo o menor conteúdo de matéria orgânica, como conferido pela cor cinza mais clara dos sedimentos.

A causa da dissolução registrada nas amostras do intervalo III pode estar relacionada com a bioturbação e a oxidação de sulfetos e monossulfetos de ferro (*e.g.* Brett & Baird, 1986; Brett, 1990). Verificou-se que nas profundidades onde ocorrem bioturbações ou próximas a elas (ver tabela 6), o número de valvas com dissolução parcial é maior, exceto amostra 49 (73,60m). Isso indica que as bioturbações provavelmente favoreceram a exposição e consequente oxidação das películas de monossulfetos e sulfetos aderentes nas valvas/carapaças (amostra 36: 99,30m), resultando na dissolução parcial das mesmas.

Outra observação válida é sobre a influência das películas que ocorrem aderentes às valvas/ carapaças. Na amostra 49 (73,60m) apenas 12% da ostracofauna recuperada está afetada por dissolução (entre parcial e total) e 88% das valvas/carapaças recobertas por película delgada de fosfato de ferro, não apresentam evidências de dissolução. Em contraste, na amostra 52 (66,12m) os espécimes afetados por dissolução correspondem a 30%, na qual a dissolução parcial foi observada em trinta e três exemplares que apresentam películas de monossulfetos e sulfetos em sua superfície (figura 39 a). Essa diferença no grau de dissolução entre as amostras indica que a composição dessas películas pode também ter influenciado na suscetibilidade à dissolução. A ausência de dissolução nos exemplares recobertos com fosfato de ferro pode indicar que este mineral foi utilizado durante o processo de redução do ferro (seção 3.3.2.1), processo que ocasionou, provavelmente, em aporte de alcalinidade para o meio e inibiu o a dissolução das carapaças e valvas, apesar das condições ambientais desfavoráveis à preservação como bioturbação nos sedimentos e presença de sulfetos (*e.g.* amostra 49).

O soterramento dos ostracodes em sedimentos com maior teor de matéria orgânica, como observado no presente trabalho, pode promover a dissolução das carapaças devido a geração de dióxido ( $\text{CO}_2$ ) e a consequente insaturação em carbonato de cálcio ( $\text{CaCO}_3$ ), condições decorrentes da decomposição anaeróbica da matéria orgânica pela metanogênese (Brett & Baird, 1986). A redução do ferro neutralizaria a acidez (Canfield & Raiswell, 1991) provenientes dessas condições, porém seria necessária uma elevada quantidade de ferro detrítico nos sedimentos (seção 3.3.2.1). De fato, as amostras estéreis (para ostracodes) apresentam elevado conteúdo de matéria orgânica, enquanto carapaças/ valvas de ostracodes (e

outros bioclastos) encontram-se preservados geralmente nas amostras com conteúdo de matéria orgânica menor e/ou que apresentam fosfato de ferro elevado.

A amostra 8, por exemplo, apresenta alta concentração matéria de orgânica, ausência de minerais com alta concentração de ferro; nenhum bioclasto, apenas 35 moldes de carapaças de ostracodes piritizados. A acidez foi intensa ao ponto de dissolver totalmente as carapaças dos ostracodes. Em contraste, a amostra 49 (intervalo III) é caracterizada por sedimentos com conteúdo de matéria orgânica menor (inferido apenas pela cor) e fosfato de ferro abundante na matriz; elevada quantidade de carapaças/valvas bem preservadas e sem evidências de dissolução (figura 39 b). O fosfato de ferro, identificado por DRX (em sedimentos e valvas) e EDS (em valvas) (seção 5.1.4) provavelmente foi utilizado durante a redução do ferro (seção 3.2.2.1; reação 2), neutralizando a pouca acidez proveniente do conteúdo de matéria orgânico menor.

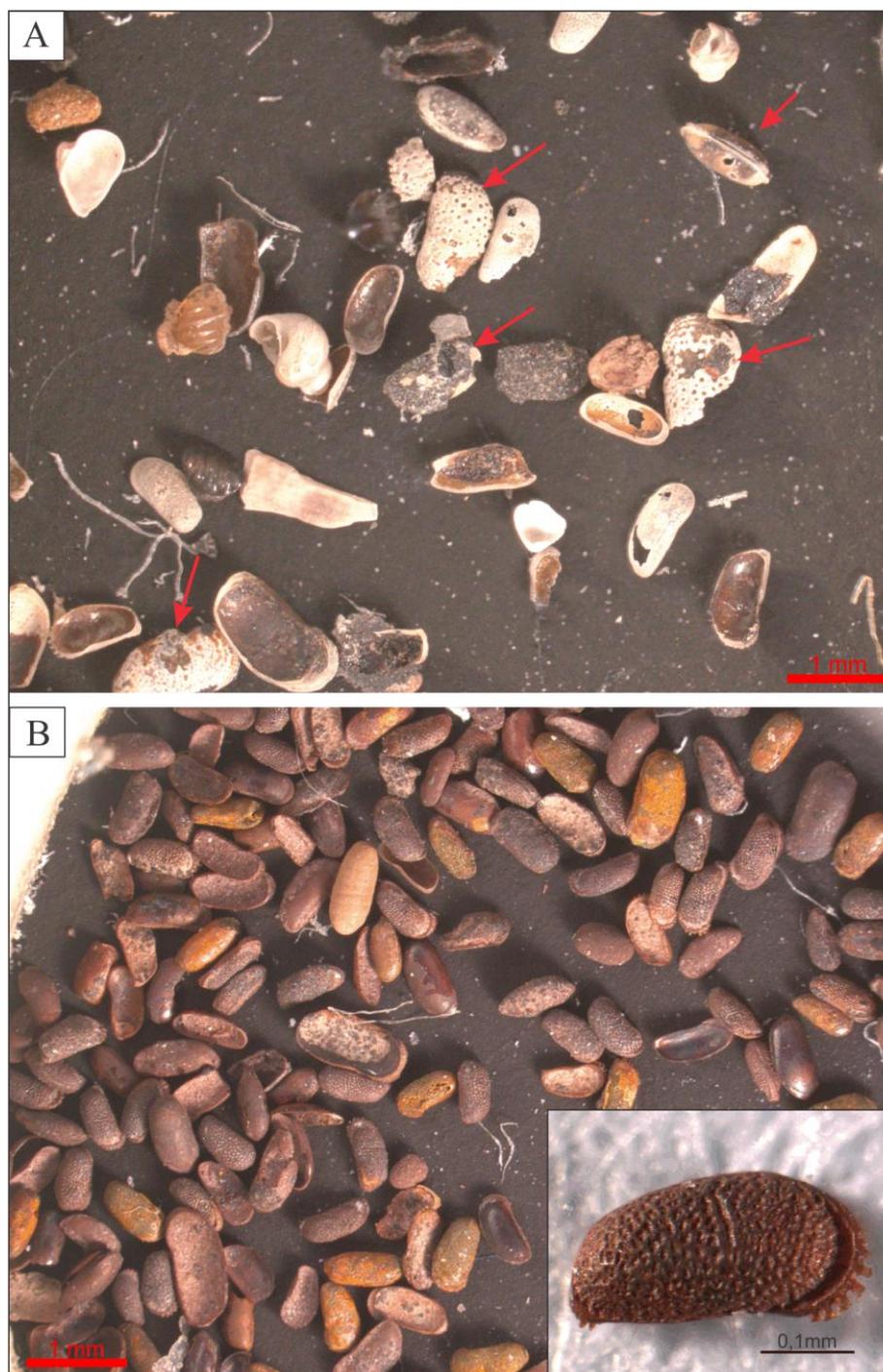


Figura 39- (A) Estado de preservação das valvas/carapaças com películas de monossulfetos e sulfetos de ferro aderentes em sua superfície. Espécimes afetados por dissolução parcial (setas vermelhas) provenientes do intervalo III. (B) Aspecto das valvas/carapaças recobertos por películas de fosfato de ferro (exemplares de cor avermelhada), cujos espécimes majoritariamente não foram afetados por dissolução (amostra 49: 73,60m).

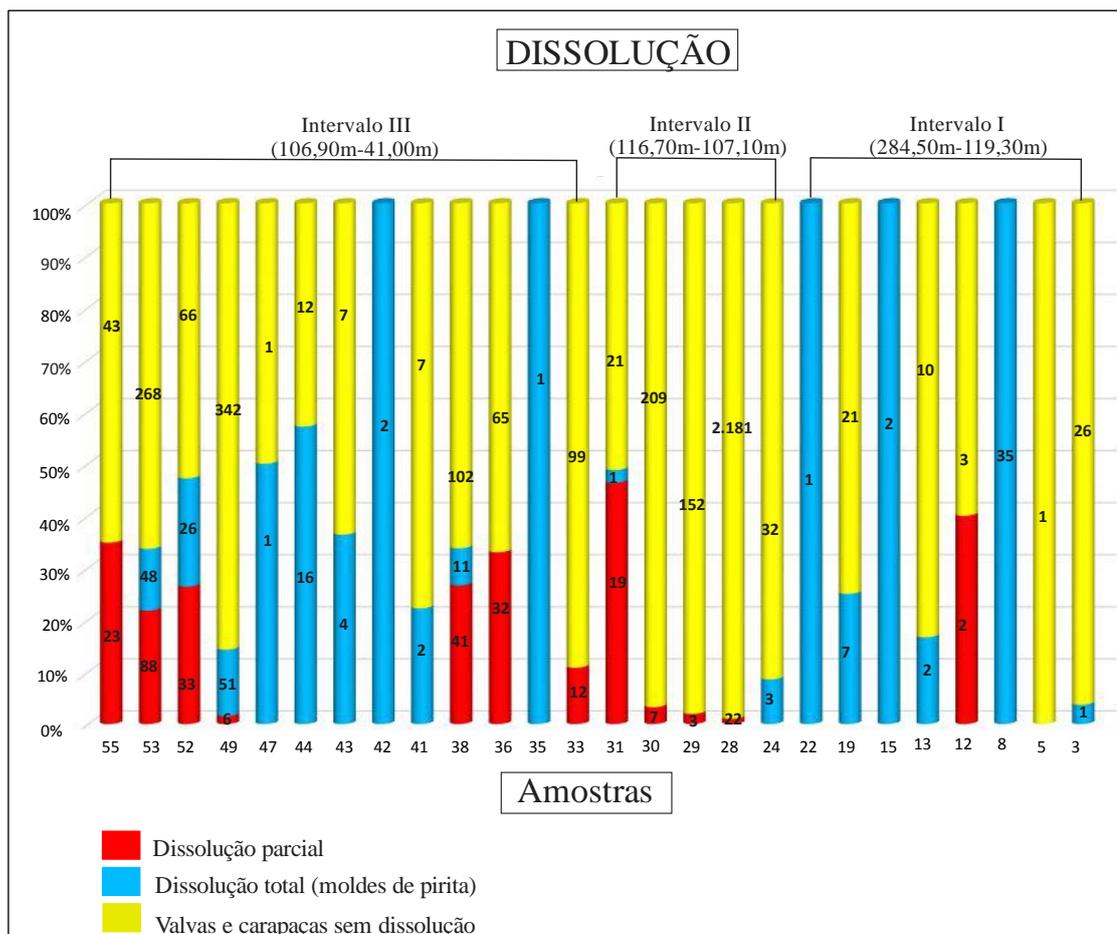


Figura 40- Porcentagem, por amostra, de valvas/carapaças afetados por dissolução (parcial e total) e de espécimes não afetados.

### 5.3.6 Compactação

Por meio do exame das lâminas delgadas foi observado carapaças (figura 41 c, d), e valvas inteiras de ostracodes sem evidências de deformação, assim como de outros bioclastos que não apresentam-se deformados ou reorientados na matriz. No entanto é comum fragmentos de bivalves (figura 41 a, b) e gastrópodes maiores. Esses fragmentos podem ter sido gerados, em parte, durante o processo de preparação das lâminas delgadas, devido à natureza friável das amostras. De um modo geral não foram observadas evidências de compactação mecânica (*e.g.* fraturamento, achatamento) e/ou química (*e.g.* estilolitos) nos sedimentos. Tais características sugerem profundidades de soterramento superficiais (Boggs Jr, 2006).

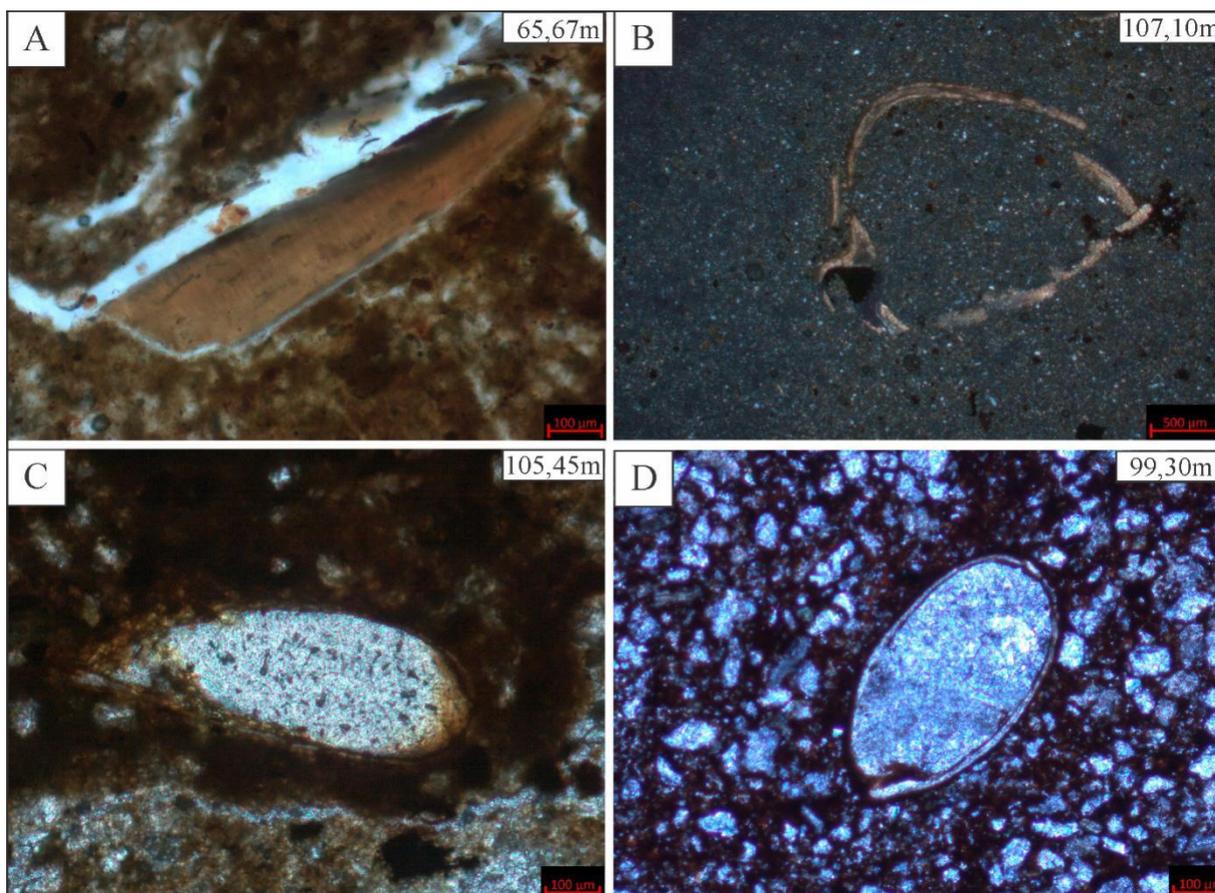


Figura 41- Fotomicrografia de lâmina delgada. (A) Fragmento de concha (B) Carapaça de bivalve fragmentada. (C-D) Carapaças de ostracodes.

#### 5.4 DISCUSSÕES E IMPLICAÇÕES PALEOAMBIENTAIS

O predomínio de sedimentação fina como conferido nas amostras analisadas, sugere deposição dos sedimentos a partir de suspensões, característica comumente associada a sedimentação em ambientes lacustre de baixa energia. A cor cinza gradando a preta dos sedimentos, evidenciam matéria orgânica e juntamente com fragmentos de linhito sugerem aporte de material vegetal de ambiente palustre marginal próximo (Nichols, 2009) (figura 42). Para o intervalo I, a ausência de bioturbação, o aumento no conteúdo de matéria orgânica e fauna pobremente preservada, chegando a ser ausente em algumas amostras, em conjunto, sugerem condições redutoras e desfavoravelmente habitáveis para os ostracodes, o que justifica também a ocorrência de ostracodes alóctones neste intervalo. Todas essas características têm sido registradas em depósitos de fundo de lago (*e.g.* Danielopol *et al.* 2002; Blome *et al.* 2014).

A estrutura populacional conferida nos três intervalos mostra que a energia do ambiente deposicional variou sob diferentes níveis de energia, de acordo com a profundidade, revelando um controle por parte da dinâmica eólica sobre a superfície do lago e pelo influxo de terrígenos dos rios que alimentavam este lago. Nas partes mais rasas em ambientes lacustrinos de baixa

energia, ação de correntes eólicas na superfície do lago pode gerar fracas correntes no substrato (Blome *et al.* 2014; Mischke *et al.* 2014), assim como influxos dos rios que alimentam o lago pode gerar resuspensão dos sedimentos e nas áreas próximas à descarga, eventos de soterramento rápido podem ocorrer. Desta forma os níveis de energia podem variar nas partes mais rasas do lago. Como cenário mais provável, sugere-se que a ostracofauna dos intervalos II e III se depositaram nas partes mais rasas do lago, na zona litorânea, área próxima ao talude do lago (figura 42 b), como corroborado pelo predomínio da preservação *in situ* da ostracofauna, indicado pelas tanatocenoses. Apesar da ocorrência de tanatocenoses sugerir algum deslocamento, a maior parte da fauna apresenta elevada quantidade de adultos e de juvenis de vários estágios, os quais não foram removidos do local onde viviam.

Com relação aos ostracodes juvenis que sofreram transporte (alóctones) e apresentam a boa preservação (intervalo II e III) é sugerido curta distância de deslocamento e este, dentro do próprio lago. Os ostracodes alóctones foram, provavelmente, removidos da área litorânea para a zona do talude do lago, excluindo o transporte de locais externos ao lago. Para as valvas alóctones mal preservadas do intervalo I, sugere-se que não foi o transporte em si, mas a deposição em sedimentos ricos em matéria orgânica que lhes conferiu má preservação, visto que valvas transportadas à longas distâncias podem permanecer bem preservadas (*e.g.* Zhai *et al.* 2015).

Em conjunto, as características citadas acima configuram uma assembleia típica de ambiente de energia moderada a baixa, comumente registrada em ambiente lacustrino de baixa (Whatley, 1988; Mischke *et al.* 2014; Zhai *et al.* 2015). A boa preservação (principalmente da ostracofauna do intervalo II) pode indicar que as condições de baixa energia, dentre outros parâmetros, favoreceram o estabelecimento da ostracofauna abundante e bem preservada nos depósitos do presente estudo, como discutido por Whatley (1988).

Condições oxidantes são sugeridas pela ocorrência das bioturbações (*e.g.* Anadón *et al.* 1988), as quais proporcionaram oxidação dos sulfetos/monossulfetos de ferro aderentes na superfície das carapaças calcíicas (e aragoníticas dos moluscos), como conferida no intervalo III. As condições de fundo oxigenado também são sugeridas pelo estabelecimento de fauna abundante de gastrópodes, bivalves, ostracodes, além da presença de carófitas e remanescentes de peixes (intervalo II e III), similarmente observado em zona litorânea de lago perene por Blomeier *et al.* (2003) (figura 42 b).

A ocorrência de pirita associada aos ostracodes (e aos outros bioclastos) não pode por si indicar condições redutoras, uma vez que a gênese da pirita no presente trabalho se deu no

microambiente das carapaças, sob condições ambientais oxidantes, como observado no intervalo III.

A baixa salinidade do ambiente deposicional é por sua vez, evidenciada pela ausência de minerais evaporíticos (*e.g.* gipsita, silvita, anidrita; Nichols, 2009; Boggs Jr, 2006). A ausência de pirita nos sedimentos, apesar da disponibilidade de ferro detrítico e de matéria orgânica (Berner & Raiswell, 1984; Wang *et al.* 2013), indica que as condições dulcícolas, corroborada por análises isotópicas de Gross *et al.* (2011, 2013, 2015), constituiu-se o fator limitante para a formação desse mineral nos sedimentos da área de estudo.

Vale ressaltar ainda que apesar da ocorrência de taxa indicativa de água salobra/marinha como *Skopaeocythere tetrakanthos*, *Perissocytheridea* e *Pellucistoma*, além da significativa quantidade de foraminíferos do gênero *Ammonia* na amostra 28 (110,20m), os resultados aqui obtidos, corroboram condições dulcícolas. A baixa quantidade e a ocorrência apenas de valvas de juvenis muito delicadas dessas espécies, pode indicar que o fraco desenvolvimento e fragilidade das carapaças se deve ao estresse ambiental causado pelas condições dulcícolas.

A partir da análise de difração de raios-x verificou-se que a assembleia mineralógica, assim como o conteúdo de matéria orgânica exerceu influência significativa no estado de preservação da ostracofauna. A ocorrência de minerais específicos como fosfato de ferro mostra que o entendimento da composição dos sedimentos deve ser levado em consideração, uma vez que os processos de fossilização podem ser dependentes da mineralogia dos sedimentos, como conferido no presente trabalho. Assim como a distinção da assembleia mineralógica também foi importante para distinguir a presença de minerais que não refletem as condições naturais do ambiente deposicional, como visto pela ocorrência de natrojarosita, a qual indicava condições oxidantes em local evidenciado como redutor.

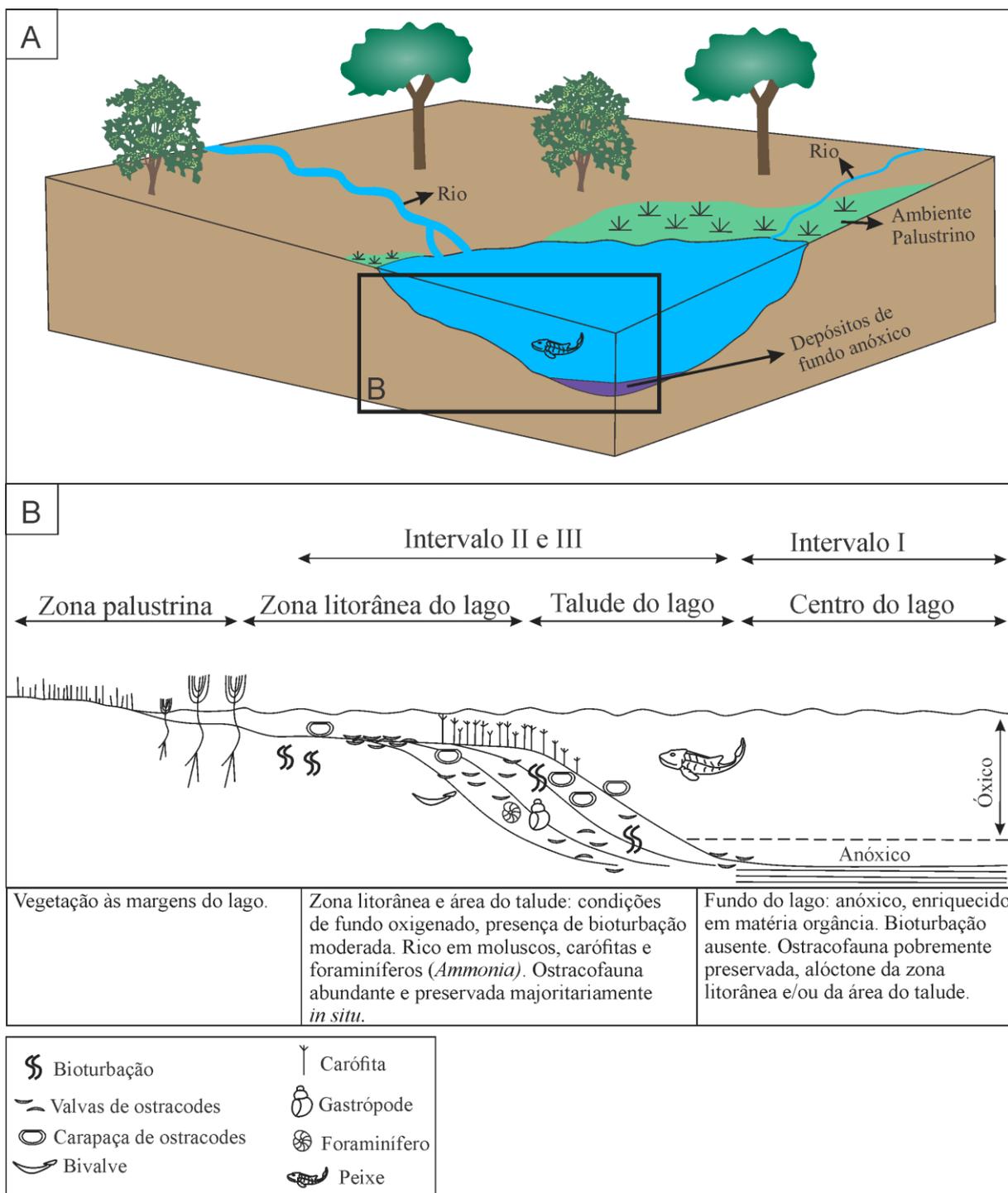


Figura 42- (A-B) Reconstituição do ambiente lacustrino, com os respectivos subambientes onde se preservou a ostracofauna do presente estudo. (B) Fonte: modificado de Blomeier *et al.* 2003.

## 6 CONCLUSÕES

A integração de informações da análise tafonômica da ostracofauna e sedimentar, por meio de DRX (em valvas e sedimentos), MEV e EDS (em valvas), assim como de lâminas delgadas dos litotipos do testemunho 1AS-5-AM, Formação Solimões, permitiu o desenvolvimento das seguintes conclusões:

- Foram identificados os seguintes tipos de preservação: 1) valvas e carapaças de ostracodes recobertas por películas de monossulfetos, de fosfato de ferro e sulfetos de ferro e de tálio; 2) preservadas em óxidos de ferro, 3) recristalizadas e 4) moldes piritizados.
- As carapaças/valvas analisadas permaneceram com a composição química original preservadas, no entanto, apresentam-se contaminadas por elementos químicos provenientes dos sedimentos siliciclásticos, argilominerais e das películas minerais aderidas em sua superfície.
- As alterações bioestratinômicas que afetaram os ostracodes correspondem a fragmentação, transporte, desarticulação e bioerosão. A fragmentação não indicou ser segura como indicativo das condições naturais do paleoambiente, pois boa parte foi gerada durante a etapa laboratorial.
- As alterações fossildiagnéticas que acometeram a ostracofauna correspondem ao preenchimento mineral por pirita, dissolução, recristalização e alteração de cor.
- As assinaturas de fossildiagnese refletem condições de diagênese precoce e tardia, além de soterramento superficial.
- Alterações de diagênese profunda não foram registradas nas amostras analisadas, sendo ausente seu registro nos sedimentos e nos fósseis recuperados.
- A preservação da composição original da ostracofauna reflete a estabilidade mineral da calcita baixa magnésiana da carapaça dos ostracodes e ao pouco retrabalhamento *post-mortem* proporcionado pela estabilidade de um ambiente calmo, assim como baixa profundidade de soterramento.
- Como ambiente, sugere-se o lacustre (de energia moderada a baixa) e este, de baixa salinidade.
- Logo após o soterramento, os sedimentos siliciclásticos constituíam a principal fonte contaminante das carapaças. Após a mineralização de sulfetos e monossulfetos (dentro e na superfície das valvas/carapaças) e posterior oxidação dos mesmos, os óxidos de

ferro e os minerais de sulfato decorrentes desse processo, passaram também a integrar o grupo dos minerais portadores de elementos contaminantes das carapaças.

- O presente estudo pode vir a contribuir com informações úteis para pesquisas futuras de análises geoquímicas com ostracodes da Formação Solimões, visto que apesar da estabilidade das carapaças dos ostracodes frente às alterações, ela não se mostrou imune a contaminações, mesmo que sutis, por isso é de suma importância o conhecimento prévio dos elementos contaminantes e das possíveis fontes.
- Durante a caracterização tafonômica deve se levar em consideração as alterações minerais que podem ocorrer com a exposição das amostras, as quais pode afetar a preservação do fóssil ainda na matriz da rocha. Esse conhecimento prévio pode evitar interpretações equivocadas sobre o ambiente deposicional.

## REFERÊNCIAS

- Anadón P., Cabrera L., Julia R. 1988. Anoxic-oxic cyclical lacustrine sedimentation in the Miocene Rubielos de Mora Basin, Spain. *Geological Society, London, Special Publications*, **40**(1): 353-367.
- Azevedo I. 1995. *Ostracodes quaternários da plataforma continental externa e talude superior do estado de Santa Catarina*. PhD Thesis, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 195p.
- Ainsworth N. R., Burnett R. D., Kontrovitz M. 1990. Ostracod colour change by thermal alteration, offshore Ireland and Western UK. *Marine and Petroleum Geology*, **7**(3): 288–297.
- Allison P.A. 1990. Taphonomy: decay process. In: Briggs D.E.G. & Crowther P.R (eds.). *Paleobiology: a synthesis*. Oxford, Blackwell Scientific, p.213-216.
- Armstrong H. & Brasier M. (eds.) 2005. *Microfossils*. Oxford, Blackwell Publishing, 296p.
- Anderson R. P., Tosca N. J., Gaines R. R., Koch N. M., Briggs D. E. G. 2018. A mineralogical signature for burgess shale–type fossilization. *The Geological Society of America*, **46**(4): 347-350.
- Berner R. A. 1984. Sedimentary pyrite formation: an update. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **48**(4): 605-615.
- Berner R. A. & Raiswell R. 1984. C/S method for distinguishing freshwater from marine sedimentary rocks. *Geology*, **12**(6): 365-368.
- Bertanni R. T. & Carozzi A. V. 1985. Lagoa Feia Formation (lower Cretaceous), Campos basin, offshore Brazil: rift valley stage lacustrine carbonate reservoirs. *Journal of Petroleum Geology*, **8**(1): 37–58.
- Brouwers E.M. 1988. Sediment transport detected from the analysis of ostracod population structure: an example from the Alaskan continental shelf. In: De Deckker P., Colin J.-P, Peypouquet. J.-P (eds.). *Ostracoda in the earth sciences*. Elsevier, Amsterdam, p. 231-244.
- Brett C. E. & Baird G. C. 1986. Comparative taphonomy: a key to paleoenvironmental interpretation based on fossil preservation. *Palaios*, **1**(3): 207-227.
- Brett C. E. 1990. Destructive taphonomic processes and skeletal durability. In: Briggs D.E.G. & Crowther P.R (eds.). *Paleobiology: a synthesis*. Oxford, Blackwell Scientific, p. 223-226.
- Behrensmeyer A.K., Kidwell S.M., Gastaldo R.A. 2000. Taphonomy and paleobiology. In: Erwin D.H. & Wing S.L. (eds.). *Deep time: paleobiology's perspective*. University of Chicago Press, Chicago, Illinois, p. 103–147.
- Brett C. E. 2001. Fossils and fossilization. In: *eLS* (eds.). Disponível em: <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1038/npg.els.0004118>. Acesso em 08/05/2018.
- Boomer I., Horne D. J., Slipper I. J. 2003. The use of ostracods in palaeoenvironmental studies, or what can you do with an ostracod shell? In: Park L.E. & Smith A.J. (eds.). *Bridging the gap: trends in the ostracode biological and geological sciences*. New Haven, The Paleontological Society Papers, p.153-180.
- Benton M. J. 2005. Fossil record. In: *eLS* (eds.). Disponível em: <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1038/npg.els.0004118>. Acesso em 08/05/2018.

- Bergue C.T. A. 2006. A aplicação dos ostracodes (Crustacea) em pesquisas paleoceanográficas e paleoclimáticas. *Terra Didática*, **2** (1): 54-66.
- Boggs Jr S. (ed.). 2006. Diagenesis of siliciclastic sedimentary rocks. *In: Principles of sedimentology and stratigraphy*. Upper Saddle River, New Jersey, Pearson Education, p. 145-151.
- Barata C.B. & Caputo M.V. 2007. Geologia do petróleo da Bacia do Solimões. “O estado da arte”. *In: 4º Congresso Brasileiro de P&D em Petróleo e Gás, Campinas 1:147-157*. Disponível em: [http://www.portalabpg.org.br/PDPetro/4/resumos/4PDPETRO\\_1\\_1\\_0147-1.pdf](http://www.portalabpg.org.br/PDPetro/4/resumos/4PDPETRO_1_1_0147-1.pdf). Acesso em 10/04/2017.
- Blomeier D., Wisshak M., Joachimski M., Freiwald A., Volohonsky E. 2003. Calcareous, alluvial and lacustrine deposits in the Old Red Sandstone of central north Spitsbergen (Wood Bay Formation, Early Devonian). *Norwegian Journal of Geology/Norsk Geologisk Forening*, **83**(4): 281-298.
- Best M. M. R. 2008. Contrast in preservation of bivalve death assemblages in siliciclastic and carbonate tropical shelf settings. *Palaios*, **23**(12): 796–809.
- Bennett C. E., Williams M., Leng M. J., Siveter D. J., Davies S. J., Sloane H. J., Wilkinson I.P. 2011. Diagenesis of fossil ostracods: implications for stable isotope based palaeoenvironmental reconstruction. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. **305**:150–161.
- Bergue C. T. & Coimbra J. C. 2011. Ostracodes. *In: Carvalho I.S (ed.). Paleontologia: microfósseis e paleoinvertebrados*. Rio de Janeiro, Interciência, p. 35-49.
- Blome M. W., Cohen A. S., Lopez, M. J. 2014. Modern distribution of ostracodes and other limnological indicators in southern lake Malawi: implications for paleoecological studies. *Hydrobiologia*, **728**(1): 179-200.
- Bergue C. T., Maranhão M. D. S. A., Fauth G. 2015. Paleolimnological inferences based on Oligocene ostracods (Crustacea: ostracoda) from Tremembé Formation, southeast Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **87**(3):1531-1544.
- Becherini F., Del Favero L., Fornasiero M., Guastoni A., Bernardi A. 2018. Pyrite decay of large fossils: the case study of the hall of Palms in Padova, Italy. *Minerals*, **8**(2): 40.
- Cavalcante P.M., Baltar C.A., Sampaio J. A. 2008. Mica. *In: Luz A. B. & Lins F. A. F (eds.). Rochas & minerais industriais: usos e especificações*. Rio de Janeiro: CETEM/MCT, p. 531-543.
- Cunha P.R.C. 2007. Bacia do Acre. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, **15** (2): 207-215.
- Caputo M. V., Rodrigues R., Vasconcelos D. N. N. 1971. *Litoestratigrafia da Bacia do Amazonas*. Petrobras. n° 641-A, 99p. (Relatório interno).
- Ruiz Cruz M.D. 2007. Genesis and evolution of the kaolin-group minerals during the diagenesis and the beginning of metamorphism. *In: Nieto F. & Jiménez-Millán J. (eds.). Diagenesis and low-temperature metamorphism. Theory, methods and regional aspects*, Seminarios SEM, **3**: 41-52.
- Caputo M.V. 1984. *Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology and paleogeography of Northern Basins of Brazil*. PhD Thesis, Universidade da California, Santa Barbara. USA. 603p.

- Cruz N.M.C. 1984. Palinologia do Linhito do Solimões, Estado do Amazonas. *In: 2º Symposium Amazônico, Manaus, Anais...* p. 473-480.
- Canfield D.E & Raiswell R. 1991. Carbonate Precipitation and Dissolution- its relevance to fossil preservation. *In: Allison, P. A. and Briggs D. E. G. (eds.). Taphonomy-releasing the data locked in the fossil record.* New York: Plenum Press, p. 411-453.
- Czerewko M. A., Cripps J. C., Duffell C. G., Reid J. M. 2003. The distribution and evaluation of sulfur species in geological materials and manmade fills. *Cement and Concrete Composites*, **25**(8): 1025-1034.
- Coimbra J. C., Costa K. B., Fauth G. 2006. Palaeoenvironmental significance of allochthonous vs. autochthonous late quaternary ostracodes from Imaruí Lagoon and D'una River, Southern Brazil. *Revista Brasileira de Paleontologia*. **9**(3): 295-302.
- Casals S. A., Barreto S. D. B. & Draper J. C. M. 2011. Fosfatos de las pegmatitas de Serra Branca, Paraíba, Brasil. *Revista de la Sociedad Española de Mineralogía*, **15**: 31-32.
- Chen Q., Wei C., Zhang Y., Pang H., Lu Q., Gao F. 2014. Single-crystalline hyperbranched nanostructure of iron hydroxyl phosphate  $\text{Fe}_5(\text{PO}_4)_4(\text{OH})_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$  for highly selective capture of phosphopeptides. *Scientific reports*, **4**: 3753.
- Danielopol D.L., Casale L.M., Olteanu R. 1986. On the preservation of carapaces of some limnic ostracods: An exercise in actuopalaeontology. *Hydrobiologia*, **143**: 143–157
- Duleba W. 1994. Interpretações paleoambientais obtidas a partir das variações na coloração das carapaças de foraminíferos, da Enseada do Flamengo, São Paulo, Brasil. *Boletim do Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo*, **42** (1/2): 63-72.
- Do Carmo, D. A., Whatley, R. C., Timberlake, S. 1999. Variable nodding and palaeoecology of a Middle Jurassic limnocytherid ostracod: implications for modern brackish water taxa. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **148**(1-3): 23-35.
- DeDeckker P. 2002. Ostracod paleoecology. *In: Holmes, J.A. Chivas, A.R. (eds.). The Ostracoda: Applications in Quaternary Research, Geophysical Monograph 131.* Washington: D.C., American Geophysical Union, p. 99-120.
- Danielopol D.L., Ito E., Wansard G., Kamiya T., Cronin T.M., Baltanas A. 2002. Techniques for collection and study of Ostracoda. *In: Holmes J.A. & Chivas A.R. (eds.). The Ostracoda: applications in quaternary research.* Washington: D.C., American Geophysical Union, **131**: 65-97. (Geophysical Monograph 131).
- DeDeckker P. 2017. Trace elemental distribution in ostracod valves. From solution ICPMS and laser ablation ICPMS to microprobe mappicoimbrng: a tribute to Rick Forester. *Hydrobiologia*, **786**: 23–39.
- Eiras J.F., Becker C.R., Souza E.M., Gonzaga J.G., Da Silva J.G.F., Daniel L.M.F., Matsuda N.S., Feijó F.J. 1994. Bacia do Solimões. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, **8** (1): 17-46.
- Eiras J. F. 1998. Cenário geológico nas bacias sedimentares no Brasil: tectônica, sedimentação e sistemas petrolíferos da Bacia do Solimões, Estado do Amazonas. *Searching for Oil and Gas in the Land of Giants Buenos Aires*, p. 23-31.
- Erthal F., Ritter M.N., Kotzian C.B. 2016. Assinaturas tafonômicas em moluscos recentes e seu significado paleoambiental. *Terræ Didática*, **13**(1):4-29.

- Erthal F., Horodyski R. S., Pacheco M. L. A. F., Quaglio F. 2017. Tafonomia: uma ciência adulta. *In: Horodyski Rodrigo Scalise & Erthal Fernando. (eds.). Tafonomia: métodos, processos e aplicação.* Curitiba, Brasil, Editora CRV, v. 1, p. 11-28.
- Fursich F.T. 1990. Fossil concentrations and life and death assemblages. *In: Briggs D.E.G. & Crowther P.R. (eds.). Palaeobiology: a synthesis.* London, Blackwell Scientific, p. 235–239.
- Fagnani, E., Guimarães, J. R., Mozeto, A. A., Fadini, P. S. 2011. Sulfetos volatilizáveis por acidificação e metais extraídos simultaneamente na avaliação de sedimentos de água doce. *Química Nova*, **34** (9):1618-1628.
- Figueira B. A. M., Santos, M. R. P. D., Angélica R. S., Costa M. L. D., Poellmann, H., Mercury, J. M. R. 2016. Caracterização química e mineralógica de birnessita natural da Mina do Azul (Província Mineral de Carajás, Brasil) e seu análogo sintético (K-OL-1) obtido pelo método sol-gel. *Cerâmica* **62**: 128-132.
- Gobbo S. R. & Bertini R. J. 2014. Tecidos moles (não resistentes): como se fossilizam? *Terrae Didática*, **10**(1): 2-13.
- Gross M., Piller W. E., Ramos M. I., Silva Paz J. D. da. 2011. Late Miocene sedimentary environments in south-western Amazonia (Solimões formation; Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, **32**(2): 169-181.
- Gross M., Ramos M.I.F., Caporaletti M., Piller W.E. 2013. Ostracods (Crustacea) and their palaeoenvironmental implication for the Solimões Formation (Late Miocene; Western Amazonia/Brazil). *Journal of South American Earth Science s*, **42**: 216–241.
- Gross M., Ramos M. I. F., Piller W. E. 2014. On the Miocene Cyprideis species flock (Ostracoda; Crustacea) of Western Amazonia (Solimões Formation): Refining taxonomy on species level. *Zootaxa*, **3899** (1): 001–069.
- Gross M., Ramos M.I. F., Werner E. P. 2015. A minute ostracod (Crustacea: Cytheromatidae) from the Miocene Solimões Formation (western Amazonia, Brazil): evidence for marine incursions? *Journal of Systematic Palaeontology*, **14**(7): 581-602.
- Holmes J. A. 1992. Nonmarine ostracods as Quaternary palaeoenvironmental indicators. *Progress in Physical Geography*, **16**(4): 405-431.
- Holmes J. A. 1997. The palaeoenvironmental significance of iron and manganese in non-marine ostracod shells: a preliminary analysis. *In: Holmes, J. A. & Lynch K. (eds.). The Kingston papers: a geographical perspective on the environment, economy and society.* Kingston University, Kingston upon Thames: p.198–212.
- Holz M. & Simões M.G. 2002. *Elementos fundamentais de tafonomia.* Porto Alegre: Editora da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 231 p.
- Horn C. 1993. Marine incursions and the influence of Andean tectonics on the Miocene depositional history of northwestern Amazonia: results of a palynostratigraphic study. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **105**: 267-309.
- Horn C. 1994a. An environmental reconstruction of the palaeo-Amazon river system (Middle–Late Miocene, NW Amazonia). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **112**(3-4):187-238.

- Hoorn M. C. 1994b. Fluvial palaeoenvironments in the intracratonic Amazonas Basin (Early Miocene-early Middle Miocene, Colombia). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **109**: 1-54.
- Hoorn C., Wesselingh F.P., Hovikoski J., Guerrero J. 2010. The development of the Amazonian mega-wetland (Miocene; Brazil, Colombia, Peru, Bolívia). In: Hoorn C. & Wesselingh F. (eds.). *Amazonia: Landscape and species evolution, a look into the past*. Wiley-Blackwell publications, Oxford, UK.
- Holmes J. A. & De Deckker P. 2012. The chemical composition of ostracod shells: applications in Quaternary palaeoclimatology. In: Horne, D. J., Holmes, J. A., Rodriguez-Lazaro J., Viehberg, F. A. (ed.). *Developments in Quaternary Sciences*. Elsevier, Oxford, UK, p. 131-143.
- Smith A. J. & Horne D. J. 2002. Ecology of marine, marginal marine and nonmarine ostracodes. In: Holmes, J.A. Chivas, A.R. (eds.). *The Ostracoda: Applications in Quaternary Research, Geophysical Monograph 131*. Washington: D.C., American Geophysical Union, p. 37-64.
- Jaramillo C., Romero I., D'Apolito C., Bayona G., Duarte E., Louwye S., Escobar J., Luque J., Carrillo-Briceño J D., Zapata V., Mora A., Schouten S., Zavada M., Harrington G., Ortiz J., Frank P. Wesselingh F.P. 2017. Miocene flooding events of western Amazonia. *Science Advances*. Disponível em : <http://advances.sciencemag.org/>. Acesso em: 7/05/2017.
- Johnsson M. J. & Meade R. H. 1990. Chemical weathering of fluvial sediments during alluvial storage; the Macuapanim Island point bar, Solimoes River, Brazil. *Journal of Sedimentary Research*, **60**(6): 827-842.
- Keyser D. & Walter R. 2004. Calcification in ostracodes. *Revista Española de Micropaleontología*, **36**: 1-11.
- Kihn R. G., Crespo F., Pall J. L. 2017. Ostrácodos de lagos someros de la región Central de Argentina: implicaciones paleolimnológicas. *Revista Brasileira de Paleontologia*, **20**(3):373-382.
- Krahl G., Lopes F. M., Baecker F. S., Fauth G. 2017. Tafonomia de Microfósseis Calcários e Silicosos. In: Horodyski, R.S. & Erthal, F. (eds.). *Tafonomia: métodos, processos e aplicações*. Curitiba: Editora CRV, v. 1, p. 285-306.
- Leão Z. M. D. A. N. & Machado A. D. J. 1989. Variação da cor dos grãos carbonáticos de sedimentos marinhos atuais. *Revista Brasileira de Geociências*, **19**(1): 87-91.
- Leite, F. P. R. 2006. *Palinologia da Formação Solimões, Neógeno da Bacia do Solimões, Estado do Amazonas, Brasil: Implicações Paleoambientais e Bioestratigráficas*. PhD Thesis, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 138p.
- Latrubsse E.M., Cozzuol M., Silva-Caminha S.A.F., Rigsby C.A., Absy M.L., Jaramillo C.A. 2010. The late Miocene paleogeography of the Amazon basin and the evolution of the Amazon River system. *Earth-Science Reviews*, **99**: 99-124.
- Linhares A.P., Ramos M.I.R., Gross M., Piller W. E. 2011. Evidence for marine influx during the Miocene in southwestern Amazonia, Brazil. *Geología Colombiana*, **36**(1): 91-104.
- Linhares A.P., Ramos M.I.F., Gaia V.C.S. 2017. The significance of marine microfossils for paleoenvironmental reconstruction of the Solimões Formation (Miocene), western Amazonia, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **79**: 57-66.

- Linhares A.P., Ramos, M.I.F., Gaia V.C.S., Friaes Y.S. 2019. Integrated biozonation based on palynology and ostracods from the Neogene of Solimões Basin, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, doi: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.01.015>.
- Moraes Rego L.F. 1930. Notas sobre a Geologia do território do Acre e da bacia do Javari. *Cezar & Cavalcante*, Manaus, 45 p.
- Maia R.G.N., Godoy H.K., Yamaguti H.S., Moura P.A., Costa F.S.F., Holanda M.A., Costa J.A. 1977. *Projeto Carvão no Alto Solimões*. Relatório Final. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais-Departamento Nacional da Produção Mineral, Manaus, 142 p.
- Michelli M. J. 2003. *Argilominerais e ostracodes da Formação Alagamar (Cretáceo Inferior), Bacia Potiguar, NE-Brasil: paleoambiente e indicadores térmicos*. MS dissertation, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 111p.
- Martens K., De Deckker P., Rossetti G. 2004. On a new terrestrial genus and species of Scottiinae (Crustacea, Ostracoda) from Australia, with a discussion on the phylogeny and the zoogeography of the subfamily. *Zoologischer Anzeiger*, **243**: 21–36.
- Molina E. 2004 (ed.). Tafonomía. Particularidades de la fosilización de los microfossiles. In: Molina E. *Micropaleontologia*, [Zaragoza], Prensas Universitarias de Zaragoza. Cap. 3.
- Moura C. R. 2007. *Ostracodes da transição entre as formações Itamaracá e Gramame Bacia Paraíba: Taxonomia, implicações paleoecológicas, paleoambientais e bioestratigráficas*. MS Dissertation, Centro de Tecnologia e Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, 114p.
- Muñoz-Torres F.A., Whatley R.C., Van Harten D. 2006 Miocene ostracod (Crustacea) biostratigraphy of the Upper Amazon Basin and the Cyprideis genus evolution. *Journal of South American Earth Sciences*, **21**: 75–86.
- Medeiros M.A. 2010. Fossildiagênese. In: Carvalho, Ismar de Souza. (Ed.). *Paleontologia*. Rio de Janeiro, Interferência, v.1, p. 65-76.
- Marnette E. C., Van Breemen N., Hordijk K. A., Cappenberg T. E. 1993. Pyrite formation in two freshwater systems in the Netherlands. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **57**(17): 4165-4177.
- Machado L. G., Scheel-Ybert R., Robson T. B., Araujo C. M. de. 2012. Lenhos fósseis do Neógeno da Bacia do Acre, Formação Solimões: contexto paleoambiental. *Revista Brasileira de Geociências*, **42**(1): 67-80.
- Matzke-Karasz R., Neil J. V., Smith R. J., Godthelp H., Archer M., Hand S. J. 2013. Ostracods (Crustacea) with soft part preservation from Miocene cave deposits of the Riversleigh World Heritage Area, NW Queensland, Australia. *Journal of Systematic Palaeontology*, **11**(7): 789-819.
- Mischke S., Ashkenazi S., Almogi-Labin A., Goren-Inbar N. 2014. Ostracod evidence for the Acheulian environment of the ancient Hula Lake (Levant) during the early-mid Pleistocene transition. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **412**: 148-159.
- Medeiros C. G. 2017. *Ostracodes da Formação Solimões, Brasil: contribuição à bioestratigrafia do neógeno da Amazônia*. MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 78p.
- Nogueira A. C. R., Arai M., Horbe A. M. C., Horbe M. A., Silveira R. R., Silva J. S., Motta M. B. 2003. A influência marinha nos depósitos da Formação Solimões na região de Coari (AM):

registro da transgressão miocênica na Amazônia Ocidental. *In: SBG, 8º Simpósio de Geologia da Amazônia, Manaus, Amazonas. Resumos Expandidos*. v. 1, p. 468-472.

Nichols G. (ed.) 2009. *Sedimentology and stratigraphy*. UK, John Wiley & Sons.

Nogueira A.C.R., Silveira R.R., Guimarães J.T.F. 2013. Neogene-Quaternary sedimentary and paleovegetation history of eastern Solimões Basin, central Amazon region. *Journal of South American Earth Sciences*, **46**: 89-99.

Namiotko T., Danielopol D. L., Grafenstein U. von, Lauterbach S., Brauer A. Andersen, N.; Huls M., Milecka K., Baltana's A., Geiger W., DecLakes P. 2015. Palaeoecology of Late Glacial and Holocene profundal Ostracoda of pre-Alpine lake Mondsee (Austria) – A base for further (palaeo)biological research. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **419**: 23–36.

Purper I. 1979. Cenozoic Ostracods of the Upper Amazon Basin, Brazil. *Pesquisas*, **12**: 209-281.

Purper I. & Pinto I. D. 1983. New genera and species of ostracodes of the Upper Amazon Basin, Brasil. *Pesquisas*, **15**:113-126.

Purper I. & Ornellas L. 1991. New ostracodes of endemic fauna of the Pebas Formation, Upper. *Pesquisas*, **18**(1): 25-30.

Pevear D. R. 1999. Illite and hydrocarbon exploration. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, **96**(7): 3440–3446.

Park L. E., Cohen A. S., Martens K., Bralek R. 2003. The impact of taphonomic processes on interpreting paleoecologic changes in large lake ecosystems: ostracodes in Lakes *Tanganyika* and *Malawi*. *Journal of Paleolimnology*, **30**(2):127-138.

Peter, A. J. & Viraraghavan T. 2005. Thallium: a review of public health and environmental concerns. *Environment international*, **31**(4): 493-501.

Pearson P. N., Evans S. L., Evans J. 2014. Effect of diagenetic recrystallization on the strength of planktonic foraminifer tests under compression. *Journal of Micropalaeontology*, **34**: 59–64.

Palacios-Fest, M. R., Cohen, A. S., Anadón, P. 1994. Use of ostracodes as paleoenvironmental tools in the interpretation of ancient lacustrine records. *Revista Española de Paleontología*, **9**(2): 145-164.

Radtke A. S. & Dickson F. W. 1975. Carlinite,  $Tl_2S$ , a new mineral from Nevada. *American Mineralogist: Journal of Earth and Planetary Materials*, **60**(7-8), 559-565.

Radambrasil. 1977. *Folha SB.19 Juruá: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra*. DNPM, Brasil, 436 p.

Raiswell R. 1997. A geochemical framework for the application of stable sulphur isotopes to fossil pyritization. *Journal of the Geological Society*, **154**: 343-356.

Räsänen M. E., Linna A. M., Santos J. C., Negri F. R. 1995. Late Miocene tidal deposits in the Amazonian foreland basin. *Science*, **269**: 386-390.

Ramos M.I.F. 2006. Ostracods from the Neogene Solimões Formation (Amazonas, Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, **21**: 87-95.

- Rodriguez-Lazaro J. & Ruiz-Muñoz F. 2012. A general introduction to ostracods: morphology, distribution, fossil record and applications. *In: Horne, D. J., Holmes, J. A., Rodriguez-Lazaro J., Viehberg, F. A. (eds.). Developments in quaternary sciences.* Oxford, UK, Elsevier, p. 1-14.
- Ruiz F., Abad M., Bodergat A. M., Carbonel P., Rodríguez-Lázaro J., González-Regalado M. L., Toscano A., García E.X & Prenda J. 2013. Freshwater ostracods as environmental tracers. *International Journal of Environmental Science and Technology*, **10**(5): 1115-1128.
- Rodrigues S. R. G., de Almeida C. M., Tomassi H. Z. 2014. Microinvertebrados fósseis do Brasil. Paleontologia de invertebrados - o legado brasileiro. *SBP Monografia*, **3**: 113-133.
- Reeves J. M. 2017. Ostracods as recorders of palaeoenvironmental change in estuaries. *In: Weckström K. et al. (eds.). Applications of paleoenvironmental techniques in estuarine studie.* Dordrecht, Springer, p. 339-355. (Developments in Paleoenvironmental Research 20).
- Sylvester-Bradley P. C. & Benson R. H. 1971. Terminology for surface features in ornate ostracods. *Lethaia*, **4**: 249–286.
- Sheppard L.M. & Bate R.H. 1980. Plio-Pleistocene ostracods from the Upper Amazon of Colombia and Peru. *Palaeontology*, **23**: 97-124.
- Scholle P.A. & Ulmer-Scholle D.S. (eds.). 2003. Arthropods. *In: Scholle P.A. & Ulmer-Scholle D.S. (eds.). Color guide to petrography of carbonate rocks: grains, textures, porosity, diagenesis.* Tulsa, Oklahoma, U.S.A., The American Association of Petroleum Geologists, p. 198-201. (Memoir 77.).
- Smith A.J. & Delorme L.D. 2010. Ostracoda. *In: Thorp J.H. & Covich A.P. (eds.). Ecology and classification of North American freshwater invertebrates,* Amsterdam, Elsevier, p. 725-771.
- Simões M.G., Rodrigues S.C., Bertoni-Machado C., Holz M. 2010. Tafonomia: processos e ambientes de fossilização. *In: Carvalho I.S. (ed.). Paleontologia: conceitos e métodos.* Rio de Janeiro, Interciência, p. 19-51.
- Santos S. S. D. & Corrêa J. A. M. 2011. Síntese de hidróxidos duplos lamelares do sistema Cu, Zn, Al-CO<sub>3</sub>: propriedades morfológicas, estruturais e comportamento térmico. *Cerâmica*, **57**: 274-280.
- Sousa A. J., Queiroz-Neto J. V., Ferreira E. P. 2013. Evidências de transporte de sedimentos no Quaternário do talude inferior da Bacia de Campos, com base em ostracodes alóctones. *Boletim de Geociências*, Petrobras, Rio de Janeiro, **21**(1): 103-136.
- Silva J. B., & Duleba W. 2013. Comparação entre as assinaturas tafonômicas de associações de foraminíferos subfósseis das enseadas do Flamengo e da Fortaleza, São Paulo, Brasil. *Revista Brasileira de Paleontologia*, **16**(2):263-282.
- Siveter D. J., Tanaka G., Farrell Ú. C., Martin M. J., Siveter D. J., Briggs D. E. G. 2014. Exceptionally Preserved 450-Million-Year-Old Ordovician Ostracods with Brood Care. *Current Biology*, **24**(7): 801–806.
- Souza R. G., Cidade G. M., Campos D. D. A., Riff D. 2016. New crocodylian remains from the Solimões formation (Lower Eocene–Pliocene), state of Acre, southwestern Brazilian Amazonia. *Revista Brasileira de Paleontologia*, **19**(2): 217-232.

- Silveira R. R. & Souza, P. A. 2017. Palinoestratigrafia da Formação Solimões na região do alto Solimões (Atalaia do Norte e Tabatinga), Amazonas, Brasil. *Geociências*, UNESP, **36**(1): 100-117.
- Turpen J. B. & Angell, R. W. 1971. Aspects of molting and calcification in the ostracod *Heterocypris*. *The Biological Bulletin*, **140**(2): 331–338.
- Tucker M. E. 1990. Diagenesis: skeletal carbonates. In: Briggs D.E.G. & Crowther P.R. (eds.). *Palaeobiology: a synthesis*. London, Blackwell Scientific Publications, p. 247-250.
- Tucker Maurice E. 2001. *Sedimentary Petrology: an introduction to the origin of sedimentary rocks*. Oxford; Malden, MA: Blackwell Science, 291p.
- Tomassi H. Z. 2009. *Taxonomia, tafonomia e paleoecologia de ostracodes (Crustacea) da Formação Corumbataí, Permiano da bacia do Paraná, Estado de Goiás, Brasil*. MS Dissertation. Universidade de Brasília, Instituto de Geociências, Brasília-DF. 117p.
- Ugarte J. F. D. O., Sampaio J. A. & França S. C. A. 2008. Vermiculita. In: Luz, A. B.; Lins, F. A. F. (eds.). *Rochas & minerais industriais: usos e especificações*. Rio de Janeiro: CETEM/MCT, p.865-887
- Urbani F., Grande S., Mendi D., Gómez A., Reátegui W., Melo L., Carreño R. 2016. Espeleología, V. Minerales Secundarios de la Región Septentrional de los Estados Lara y Yaracuy. *Academia Nacional de la Ingeniería y el Hábitat*, **32**: 137-163.
- Williams M., Siveter D. J., Ashworth A. C., Wilby P. R., Horne D. J., Lewis A. R., Marchant D. R. 2008. Exceptionally preserved lacustrine ostracods from the Middle Miocene of Antarctica: implications for high-latitude palaeoenvironment at 77 south. *Proceedings of the Royal Society B: Biological Sciences*, **275**: 2449-2454.
- Wanderley M. D. 2010. Técnicas de preparação de microfósseis. In: Carvalho I.S (ed.). *Paleontologia: conceitos e métodos*. Rio de Janeiro, Interciência, p.387-395.
- Wanderley Filho J.R., Eiras J. F., Vaz P. T. 2007. Bacia do Solimões. *Boletim de Geociências da Petrobras*, **15**(2): 217-225. Disponível em: <http://vdpf.petrobras.com.br>. Acesso em: 11/07/2017.
- Wanderley Filho J.R., Eiras J. F., Cunha P.R.C., van der Ven P.H. 2010. The Paleozoic Solimões and Amazonas basins and the Acre foreland basin of Brazil. In: Hoorn C. & Wesselingh F.P. (eds.). *Amazonia, Landscape and Species Evolution: A Look into the Past*. Wiley-Blackwell, Oxford, p. 29-37.
- Wilkinson I. P., Wilby P. R., Williams M., Siveter D. J., Page A. A., Leggitt L., Riley D. A. 2010. Exceptionally preserved ostracodes from a Middle Miocene palaeolake, California, USA. *Journal of the Geological Society*, **167**(4): 817-825.
- Whatley R.C. 1983. The application of Ostracoda to paleoenvironmental analysis. In: Maddocks, R.F. (ed.). *Applications of Ostracoda*. Houston, University of Houston Press, p. 51-77.
- Whatley R.C. 1988. Population structure of ostracods: some general principles for the recognition of palaeoenvironments. In: De Deckker, P., Colin, J.P. y Peypouquet, J.P. (eds.), *Ostracoda in the Earth Sciences*. Elsevier, Amsterdam, p. 245-256.

- Whatley R.C., Muñoz-Torres F., van Harten D. 1998. The Ostracoda of an isolated Neogene saline lake in the Western Amazon Basin. *Bulletin Centre Recherches Elf Exploration Production Mémoires*, **20**: 231-245.
- Wesselingh F.P., Räsänen M.E., Irion G., Vonhof H.B., Kaandorp R.J.G., Renema W., Romero-Pittman L., Gingras M.K. 2002. Lake Pebas: a palaeoecological reconstruction of a Miocene, long-lived lake complex in western Amazonia. *Cainozoic Research*, **1**(2): 35- 81.
- Wesselingh F.P., Ranzi A., Räsänen M.E. 2006a. Miocene freshwater Mollusca from western Brazilian Amazonia. *Scripta Geologica*, **133**: 419-437.
- Wesselingh F.P., Hoorn M.C., Guerrero J., Räsänen M., Romero Pittmann L., Salo J. 2006b. The stratigraphy and regional structure of Miocene deposits in western Amazonia (Peru, Colombia and Brazil), with implications for Late Neogene landscape evolution. *Scripta Geologica*, **133**: 291-322.
- Wesselingh F.P. & Ramos M.I.F. 2010. Amazonian aquatic invertebrate faunas (Mollusca, Ostracoda) and their development over the past 30 million years. In: Hoorn, C. & Wesselingh, F.P. (eds.). *Amazonia, Landscape and Species Evolution: A Look into the Past*. Wiley-Blackwell, Oxford, p. 302–316.
- Wang P., Huang Y., Wang C., Feng Z., Huang Q. 2013. Pyrite morphology in the first member of the Late Cretaceous Qingshankou Formation, Songliao Basin, northeast China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **385**: 125-136.
- Zhai D., Xiao J., Fan J., Wen R., Pang Q. 2015. Differential transport and preservation of the instars of *Limnocythere inopinata* (Crustacea, Ostracoda) in three large brackish lakes in northern China. *Hydrobiologia*, **747**(1): 1-18.