

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

SÉRGIO FRANCISCO LEON DIAS

**ANÁLISE ESTRATIGRÁFICA DA FORMAÇÃO EL MOLINO
(MAASTRICHTIANO-DANIANO), GRUPO PUCA, NA SINCLINAL
TOROTORO, POTOSÍ, BOLÍVIA**

Porto Alegre, 2021.

SÉRGIO FRANCISCO LEON DIAS

**ANÁLISE ESTRATIGRÁFICA DA FORMAÇÃO EL MOLINO
(MAASTRICHTIANO-DANIANO), GRUPO PUCA, NA SINCLINAL
TOROTORO, POTOSÍ, BOLÍVIA**

Trabalho de Conclusão do Curso de Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Apresentado na forma de monografia, junto à disciplina Projeto Temático em Geologia III, como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Rualdo Menegat

Supervisor: Geól. M.Sc. Dorval Carvalho Dias Filho

Porto Alegre, 2021.

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL

Reitor: Carlos André Bulhões Mendes
Vice-Reitora: Patrícia Pranke

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Diretor: Nelson Luiz Sambaqui Gruber
Vice-Diretor: Tatiana Silva da Silva

Dias, Sérgio Francisco León

Análise estratigráfica da Formação El Molino (Maastrichtiano-Daniano), Grupo Puca, na sinclinal Torotoro, Potosí, Bolívia. / Sérgio Francisco Leon Dias. – Porto Alegre: IGEO/UFRGS, 2021.

102 f. il.

Trabalho de Conclusão de Curso (Monografia) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Trabalho de Conclusão do Curso de Geologia. Instituto de Geociências. Porto Alegre, RS – BR, 2021.

Orientador: Rualdo Menegat

Supervisor: Dorval Carvalho Dias Filho

1. Estratigrafia. 2. Geologia de Torotoro. . I. Título.

CDU 551.3

Catálogo da Publicação

Biblioteca de Geociências - UFRGS

Sônia Teresinha Duarte de Oliveira CRB 10/2310

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

A Comissão Examinadora, abaixo assinada, aprova o Trabalho de Conclusão de Curso intitulado **ANÁLISE ESTRATIGRÁFICA DA FORMAÇÃO EL MOLINO (MAASTRICHTIANO-DANIANO), GRUPO PUCA, NA SINCLINAL TOROTORO, POTOSÍ, BOLÍVIA** elaborado por **Sérgio Francisco Leon Dias**, como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Comissão Examinadora:

Dr. Roberto Salvador Francisco d'Avila

Dr.

Profª. Dra. Amanda Goulart Rodrigues

Profª. Dra.

MSc. Sabrina Danni Altenhofen

MSc.

AGRADECIMENTOS

Agradeço a Universidade Federal do Rio Grande do Sul, especialmente ao Instituto de Geociências, pelo ensino público e de qualidade. À Fundação Dr. Manuel García Capriles, pertencente ao Foro Latinoamericano de Ciencias Ambientais (FLACAM), Cátedra UNESCO, representada pelo arquiteto Gonzalo García e toda sua equipe, que viabilizaram a realização desta monografia.

Agradeço a minha família, especialmente aos meus pais e a minha irmã, por proporcionarem o apoio e o incentivo necessários para completar meus estudos. Pelo carinho, pela compreensão e pela confiança que depositaram em mim durante todo o período da graduação. Sou o que sou hoje, graças a vocês.

Agradeço ao Rualdo, pela orientação, amizade, e pela imensa paciência e disponibilidade em me ajudar. Pelo convite que me proporcionou conhecer a beleza de Torotoro e descobrir a minha paixão pelos carbonatos. Professor que me ensinou não apenas geologia, mas também a perseguir uma jornada profissional com caráter, ética e responsabilidade social.

Aos meus amigos e companheiros mais antigos, Carlos, Henry, Julia, Joana, Elise, Sara, Danda e Machado. Pelos momentos compartilhados, pelas risadas, pelo apoio incondicional, pela compreensão e pelo amor. Após tanto tempo, por fim posso registrar aqui o meu eterno carinho por vocês.

Aos camaradas que a geologia me proporcionou, João, Souza, Maurício, Andressa, Gerônimo e Martinez expresso aqui a minha sorte em ter compartilhado tantas histórias no decorrer da graduação. Agradeço muito pelo acolhimento e pela camaradagem que me proporcionaram.

Por fim, agradeço a todos os colegas e professores da geologia, aos amigos distantes do Rio, aos geólogos do Cenpes, aos hermanos bolivianos e tantas outras pessoas que não mencionei aqui. Termina a minha graduação com um profundo sentimento de privilégio, cada pequena contribuição foi essencial para o meu crescimento como pessoa e como profissional.

Gracias, meu povo!

RESUMO

A Formação El Molino (Maastrichtiano–Daniano) é uma unidade estratigráfica do Grupo Puca, da Bacia de Potosí, Bolívia, e representa o registro de uma sucessão carbonático-siliciclástica associada às bacias do tipo *foreland*, relacionadas ao encurtamento crustal inicial dos Andes. Nessa unidade, na região de Torotoro, departamento de Potosí, foi conduzido um estudo sedimentológico-estratigráfico, a fim de determinar as sequências estratigráficas da Fm. El Molino. A partir da análise faciológica e microfaciológica, foram descritas 17 fácies, agrupadas em cinco associações de fácies, das quais duas são associações de sistema lacustre: (i) lago raso, (ii) lago profundo; e três são associações de rampa carbonática: (iii) planície de maré, (iv) laguna protegida e (v) barra oolítica-bioclástica. Com base nas associações de fácies, foi interpretado que o modelo deposicional da Fm. El Molino representa uma rampa carbonática dominada por maré, associada a um sistema lacustre continental. A análise estratigráfica do intervalo estudado permitiu identificar três sequências deposicionais. A Sequência 1 contém três ciclos transgressivos-regressivos completos de 4ª ordem que coincidem com o aumento do nível do mar global para o Maastrichtiano. A Sequência 2 contém cinco ciclos transgressivos-regressivos completos, em que são registrados as variações em relação ao equilíbrio hídrico e químico do intervalo lacustre. A Sequência 3 contém apenas um ciclo transgressivo-regressivo completo e registra o fim da sedimentação marinha na Bacia de Potosí. A evolução estratigráfica da Fm. El Molino é o resultado direto de dois grandes eventos transgressivos, com sedimentação carbonática marinha, intercalados com sedimentação siliciclástica lacustre, associados aos estágios iniciais da orogenia Andina.

Palavras-Chave: Formação El Molino, Grupo Puca, Bacia de Potosí, Estratigrafia, Rampa Carbonática.

ABSTRACT

The El Molino Formation (Maastrichtian–Danian) is a stratigraphic unit of the Puca Group, from the Potosí Basin, Bolivia, and represents the record of a carbonate-siliciclastic succession associated with foreland-type basins, related to the initial crustal shortening of the Andes. In this unit, in the region of Torotoro, department of Potosí, a sedimentological-stratigraphic study was carried out in order to determine the stratigraphic sequences of the Fm. El Molino. From the facies and microfaciological analysis, 17 facies were described, grouped into five facies associations. Two lacustrine associations, (i) shallow lake, (ii) deep lake; and three carbonate ramp associations, (iii) tidal flat, (iv) protected lagoon and (v) oolitic-bioclastic shoal. Based on the facies associations, it was interpreted that the Formation El Molino represents a tidal-dominated carbonate ramp associated with a continental lacustrine system. The stratigraphic analysis of the studied interval allowed the identification of three depositional sequences. Sequence 1 contains three complete 4th order transgressive-regressive cycles that coincide with the global sea level rise for the Maastrichtian. Sequence 2 contains five complete transgressive-regressive cycles, in which variations in relation to the water and chemical balance of the lacustrine interval are recorded. Sequence 3 contains only one complete transgressive-regressive cycle and records the end of marine sedimentation in the Potosí basin. The stratigraphic evolution of the Formation El Molino is the direct result of two major transgressive events, with marine carbonate sedimentation, intercalated with lacustrine siliciclastic sedimentation, associated with the early stages of the Andean orogeny.

Keywords: El Molino Formation, Puca Group, Potosí Basin, Stratigraphy, Carbonatic Ramp.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Localização de Torotoro (Modificado de Meyer <i>et al.</i> , 2021).	5
Figura 2. Zonas morfotectônicas da Bolívia. (A) Topografia dos Andes Centrais. (B) Geologia da Bolívia. (C) Perfil topográfico (Modificado de Anderson <i>et al.</i> , 2017).	7
Figura 3. Sistema da Sinclinal Caine, com a localização do município de Torotoro.	8
Figura 4. Sinclinal Torotoro, escala no canto inferior direito.	8
Figura 5. Carta estratigráfica do Grupo Puca, intervalo Juro-Paleógeno, com indicação em negrito para Fm. El Molino. (Modificado de Sempere <i>et al.</i> , 1997).	9
Figura 6. Seção Tectono-estratigráfica da Bacia de Potosí, com a indicação em pontilhado para o intervalo estratigráfico da área de estudo (Modificado de Sempere, 1995).	10
Figura 7. Membros da Formação El Molino e suas características referentes a coloração das rochas, paleossolos, fósseis marinhos e camadas de estromatólitos. Para a Fm. El Molino, fácies carbonáticas em azul, fácies lamíticas em castanho, fácies margosas em verde claro. Para a Fm. Santa Lucía, fácies lamíticas em castanho, fácies areníticas em amarelo e fácies evaporíticas em rosa (Modificado de Sempere <i>et al.</i> , 1997).	12
Figura 8. Localização da área do caminhamento do perfil levantado (pontilhado em amarelo) nas localidades de Siete Vueltas e Meseta Central (pontilhado em branco).	14
Figura 9. Perfil colunar utilizado para o trabalho. No topo, colocou-se a escala textural para fácies siliciclásticas; na base, carbonáticas.	15
Figura 10. Progressão lógica no uso e na interpretação de fácies para análises estratigráficas (Modificado de James & Dalrymple, 2010).	16
Figura 11. (A) Camada da fácies Rud-Gas. (B) Detalhe da fácies Rud-Gas. Gastrópodes sinistrais, ornamentados de até 10 mm. Não possuem orientação preferencial. (C) Detalhe do gastrópode.	21
Figura 12. (A) Laminação plano-paralela na fácies Gra-Ool. (B) Microfácies de Gra-Ool, composto por oólitos tangencias com núcleos de peloide.	23
Figura 13. (A) Contato entre camadas da fácies Gra-Pis e fácies arenítica da Formação Torotoro. (B) Pisoides na fácies Gra-Pis.	24
Figura 14. (A) Laminação incipiente em camada de Gra-Bio. (B) Microfácies de Gra-Bio, com intraclastos micríticos e bioclastos de alga verde, marcado na seta branca.	26
Figura 15. (A) Laminação cruzada cavalgante na camada de Pac-Ool. (B) Microfácies de Pac-Ool, constituída principalmente por oólitos tangenciais-radiais, com predomínio de núcleos de peloídes.	27
Figura 16. (A) Laminação plano-paralela em camada de Pac-Bio. Microfácies de Pac-Bio, com composição bioclástica, nas setas pretas observa-se, da esquerda para a direita, dissolução de gastrópodes, ostracodes e bivalve dissolvido.	29
Figura 17. (A) Camadas da fácies Wac-Pel. (B) Marcas onduladas no topo da camada de Wac-Pel.	30
Figura 18. (A) Microfácies de Wac-Bio, com fragmentos de ostracodes desarticulados, fragmentos de osso, dente fóssil e quartzo detrítico. (B) Provável dente fóssil (?).	32
Figura 19. (A) Fragmentos de fóssil em camada de Mud-Bio. (B) Dente da espécie <i>Pucapristis Branisi</i> na fácies Mud-Bio, identificado através de dados paleontológicos da região (Gayet <i>et al.</i> , 1992).	33
Figura 20. (A) Camada maciça de mudstone micrítico. (B) Observa-se raros componentes fósseis.	35

Figura 21. (A) Estrutura dômica de estromatólito. (B) Alternância entre as laminações microbiais e as laminações aglutinadas com peloides.	36
Figura 22. (A) Camada da fácies Lam-Bio. (B) Irregularidade da ocorrência das esteiras algais que constituem o laminito.	38
Figura 23. (A) Camada da fácies Coq-Biv, com abundante quantidade de bivalves desarticulados. (B) Microfácies de Coq-Biv, composto por bivalves desarticulados, fragmentados, com orientação preferencial côncava para baixo.	39
Figura 24. (A) Erosão diferencial em camada de Mar-Mac. (B) Cor característica da fácies Mar-Mac quando não alterada.	41
Figura 25. (A) Coloração característica da fácies Lam-Vrm, presença de silte marcado por laminações de textura mais grossa. (B) Ocorrência da fácies Lam-Vrm associada a fácies de Pac-Ool.	42
Figura 26. (A) Cor característica da fácies Lam-Vrd, utilizada como critério para posteriores interpretações. (B) Não observa-se intercalações com lâminas de textura mais grossa.	43
Figura 27. zonas paleoambientais e tipos de microfácies estabelecidas para o modelo de rampas carbonáticas (Modificado de Flügel, 2010).	44
Figura 28. Perfil Colunar da Fm. El Molino, em escala reduzida. A: camada da Fácies Gra-Ool. B: foto de detalhe da fácies Coq-Biv. C: foto de detalhe da fácies Rud-Gas, com gastrópodes sinistrais ornamentados com comprimento máximo de 10 mm. D: Foto em planta de estruturas dômicas da fácies Est-Agl.	46
Figura 29. AF ideal de lago raso.	47
Figura 30. AF ideal de lago profundo.	49
Figura 31. AF ideal de planície de maré.	51
Figura 32. AF ideal de laguna protegida.	53
Figura 33. AF ideal de barra oolítica-bioclástica.	55
Figura 34. Modelo deposicional de rampa carbonática, que representa o modelo de ambiente marinho para a Fm. El Molino, em Torotoro.	58
Figura 35. Modelo deposicional de lago, que representa o modelo de ambiente lacustre continental para a Fm. El Molino, em Torotoro.	58
Figura 36. Modelo para a variação lateral e vertical de associações de fácies resultantes das sucessões de ciclos transgressivos/regressivos, para as sequências 1 e 3.	60
Figura 37. Modelo para a variação lateral e vertical de associações de fácies resultantes das sucessões de ciclos transgressivos/regressivos, para a Sequência 2.	61
Figura 38. Perfil colunar da Sequência 1, com interpretação dos ciclos de 4ª e 5ª ordem.	62
Figura 39. Ciclo T/R-1 da Sequência 1.	63
Figura 40. (A) Superfícies estratigráficas do Ciclo T/R-1 da Sequência 1. (B) SIM1 do ciclo T/R-1 da Sequência 1.	64
Figura 41. Ciclo T/R-2 da Sequência 1.	65
Figura 42.(A) Superfícies estratigráficas do Ciclo T/R-2 da Sequência 1. (B) SIM2 do ciclo T/R-1 da Sequência 1.	66
Figura 43. Ciclo T/R-3 da Sequência 1.	67
Figura 44. (A) Pegada de um terópode. (B) Contramolde de gretas de ressecamento.	68
Figura 45. Perfil colunar da Sequência 2, com a interpretação dos ciclos de 4ª e 5ª ordem.	70
Figura 46. (A) Fantasmas de gipsita na fácies Mud-Mic. (B) Gretas de ressecamento.	71
Figura 47. Ciclo T/R-1 da Sequência 2.	72
Figura 48. Ciclo T/R-2 da Sequência 2.	73
Figura 49. (A) (B) Paleossolo relacionado a SRM4.	74
Figura 50. Ciclo T/R-3 da Sequência 2.	75

Figura 51. (A) Ciclo T/R-3 da Sequência 2. (B) Greta de ressecamento da SRM5.	76
Figura 52. Ciclo T/R-4 da Sequência 2.	77
Figura 53. Ciclo T/R-5 da Sequência 2.	78
Figura 54. (A) Ciclos T/R-2, T/R-3 e T/R-4 da Sequência 2. (B) Aspecto em campo do LS2.	79
Figura 55. Perfil Colunar da Sequência 3, com a interpretação dos ciclos de 4ª e 5ª ordem.	81
Figura 56. (A) (B) Último estágio regressivo da Fm. El Molino. Escala representada pelo estágio regressivo.	82
Figura 57. (A) (B) Limite superior da Fm. El Molino.	83
Figura 58. Localização da bacia andina na configuração tectônica do Maastrichtiano-Paleoceno (Modificado de Menegazzo <i>et al.</i> , 2016).	85
Figura 59. Fácies, associações de fácies, sequências e evolução estratigráfica da Formação El Molino em Torotoro.	87
Figura 60. Configuração paleogeográfica do Maastrichtiano-Paleoceno em que se evidencia a Bacia Andina. O círculo vermelho identifica a região de Torotoro (PALEOMAP PaleoAtlas Project, Scotese, 2016; Scotese & Wright, 2018).	88

LISTA DE QUADROS

Quadro 1 - Unidades estratigráficas do Grupo Puca, intervalo Juro-Cretácico da Bacia Potosí sensu Rouchy (1993), Sempere (1997) e Suarez-Soruco (2000).	19
---	----

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	1
1.1.Problema	2
1.2.Justificativa	3
1.3.Objetivos	4
2. CONTEXTO GEOLÓGICO E ÁREA DE ESTUDO	5
2.1.Localização e Contexto Geológico	5
2.2.Contexto Tectono-Estratigráfico da Bacia de Potosí	6
2.3.Formação El Molino	11
3. MÉTODOS	13
3.1.Revisão Bibliográfica	13
3.2.Levantamento de Dados de Campo	13
3.3.Processamento e Análise de Dados	16
4. RESULTADOS	19
4.1.Fácies e Microfácies	19
4.2.Associação de Fácies e Zonas Paleoambientais	44
4.3.Modelos Depositionais	57
5. DISCUSSÕES	59
5.1.Análise Estratigráfica	59
5.2.Evolução Estratigráfica	84
6. CONCLUSÕES	89
7. REFERÊNCIAS	90

1. INTRODUÇÃO

O Município de Torotoro, pertencente à Província de Potosí, Bolívia, é internacionalmente conhecido pelos registros de pegadas de dinossauros. Trata-se dos registros de pegadas mais próximos do limite Cretáceo (Maastrichtiano)/Paleoceno (Daniano), quando ocorreu a extinção desses grupos faunísticos. Além disso, a geodiversidade de Torotoro é exuberante, seja em termos litológicos, estruturais, estratigráficos, tectônicos, geomorfológicos, ou ainda espeleológicos (Menegat *et al.*, 2018). Por essas razões, desde 2014 a UFRGS, por meio do Instituto de Geociências, o governo Autônomo Municipal de Torotoro, e diversas universidades bolivianas (UMSA, UMSS, UPTF), bem como organizações não governamentais, como a Fundação Emegece, fizeram vários diagnósticos para a implantação do Torotoro Geoparque Andino, submetido como aspirante Unesco em 2019 (Menegat *et al.*, 2019).

A Geologia de Torotoro possui registros desde o início do Fanerozoico até o recente. Trata-se de um dos registros estratigráficos mais completos da margem de uma placa. Porém, na região norte do município tem ocorrência uma área aflorante de rochas siliciclásticas e carbonática, além de vulcânicas, tectonicamente preservadas sobre o embasamento Paleozoico. Dentre elas, sobressai-se o pacote Cretácico-Paleocênico que conforma a superfície exposta de uma gigantesca sinclinal Torotoro.

Contudo, a estratigrafia de alta resolução desse pacote não tem sido descrita na literatura. Há muitas dúvidas também quanto aos modelos deposicionais. Muitos autores atribuem ao pacote uma deposição lacustre continental e outros, marinha. Para resolver essas importantes questões, o presente trabalho propõe a hipótese de que a deposição possa ter ocorrido em um extenso mar epicontinental raso que, temporariamente pelo menos, tornou-se um sistema lacustre desconectado do oceano. Testaremos essa hipótese fazendo uso da integração de técnicas da estratigrafia de sequências seja de rochas carbonática, seja siliciclástica.

1.1. Problema

A existência de um mar interior, com sedimentação carbonática, paralelo ao Proto Andes, no Cretáceo, com entrada a norte, no atual mar do Caribe, e encerramento na região da atual Bolívia, ainda é fruto de grandes divergências na história evolutiva do continente Sul-americano. Um grupo de autores interpretam essa sedimentação cretácea como exclusivamente continental (Cherroni, 1977; Rouchy *et al.*, 1993, Camoin *et al.*, 1997; Deconick *et al.*, 2000), enquanto outros propõem ingressões marinhas influenciadas pelo aumento do nível do mar global, intercaladas com episódios continentais (Gayet *et al.*, 1991, 1992, 1993, 2001; Sempere, 1994, 1997).

Dentro desse contexto a Fm. El Molino (Cretáceo da Bacia de Potosi, na região de Torotoro), objeto deste estudo, tem grande importância para auxiliar na resolução desse problema, por ter sido depositada em condições de borda da bacia. Além disso, vale ressaltar que entre os estudos mencionados, poucos fizeram uma análise faciológica detalhada e interpretações ambientais das fácies descritas. A maioria ateu-se a estudos paleontológicos e análise de argilominerais e de isótopos.

A seção tipo da Fm. El Molino foi definida no depocentro da Bacia de Potosí, na região de Potosí, e é composta por três membros: dois compostos por fácies carbonáticas, Membro Inferior e Superior, e um por fácies, predominantemente, lamosa e siliciclástica, Membro Intermediário (Sempere *et al.*, 1997).

A sucessão faciológica da Formação El Molino, na região de Torotoro, Bolívia, interpretada como depositada em contexto proximal pode ter diferenças na sua sucessão vertical de fácies em comparação com outras áreas da bacia, principalmente no seu depocentro. Por isso, o reconhecimento em Torotoro dos três membros da Fm. El Molino (Figura 3), junto com um estudo detalhado de suas fácies, pode contribuir muito na elucidação do problema continental-marinho.

1.2. Justificativa

O município de Torotoro é um dos lugares mais importantes da Bolívia em relação à ocorrência de patrimônio geológico, pois contém: a caverna de Umajalanta, a caverna mais profunda da Bolívia, os diversos canyons que cortam a Sinclinal Torotoro, os inúmeros afloramentos que preservaram a sucessão das formações Torotoro, El Molino e Santa Lucía. Além disso, há uma rica quantidade de registros, nas rochas da Formação El Molino, de pegadas das mais variadas espécies de dinossauros do final do Cretáceo (Crispieri *et al.*, 2009, Meyer *et al.*, 2001, 2021).

Por si só, estudar e auxiliar no entendimento do patrimônio geológico da região já seria um trabalho com relevância científica, porém, este estudo está inserido em um projeto maior. O projeto está sendo realizado entre a Universidade Federal do Rio Grando Sul e a Fundação Dr. Manuel García Capriles, pertencentes ao Foro Latinoamericano de Ciencias Ambientais (FLACAM), Cátedra Organização das Nações Unidas para a Educação, a Ciência e a Cultura (UNESCO), juntamente com o governo local, para criar o Geoparque Torotoro, *sensu* UNESCO. Dentro desse contexto, este trabalho se insere nos objetivos do projeto a fim de propor uma história de evolução geológica da área do parque, com a determinação da estratigrafia e ambientes sedimentares que expliquem a existência do principal atrativo, a abundância de pegadas de dinossauros.

Como requisito para o desenvolvimento de projetos de geoparques, a Unesco propõe que sejam áreas de estudo científico com finalidade de valorizar cada vez mais o patrimônio que encerram. Dentro desta perspectiva, desenvolve-se o presente trabalho de conclusão de curso. Além disso, serão difundidos dados obtidos por este trabalho para o povoado local. Os desdobramentos podem resultar nas práticas econômicas do cotidiano, que utilizam o conhecimento geológico para atrair turistas. Portanto, trata-se de um projeto que terá relevância científica, social e econômica.

1.3. Objetivos

O objetivo deste trabalho é determinar as sequências estratigráficas da Fm. El Molino na região de Torotoro. Isso possibilitará realizar a evolução estratigráfica e entender como a formação está relacionada ao registro do mar epicontinental na Bacia de Potosí, durante o intervalo do Cretáceo-Paleógeno. Além disso, espera-se verificar os modelos deposicionais que ocorrem na Fm. El Molino, se são exclusivamente continentais ou se possui deposição marinha intercalada com deposição continental.

Portanto, metas durante o trabalho deverão ser atingidas, tais como:

- Descrição e análise de fácies carbonáticas e fácies siliciclásticas;
- Análise petrológica e definição de microfácies carbonáticas em amostras selecionadas;
- Definição de associações de fácies e modelos deposicionais;
- Definição de sequências estratigráficas;
- Delimitação de ciclos T-R para as sequências definidas, e
- Elaboração da evolução estratigráfica da Fm. El Molino em Torotoro.

2. CONTEXTO GEOLÓGICO E ÁREA DE ESTUDO

2.1. Localização e Contexto Geológico

A região de estudo está localizada na região de Torotoro, município no extremo norte do Departamento de Potosí, na Bolívia (Fig. 1). O acesso é feito a partir da cidade de Cochabamba, quarta cidade mais populosa do país, onde estradas secundárias marcam a distância de 90 km entre as duas localidades. A região onde fica esse município é famosa por conter importantes patrimônios geológicos bolivianos, como a caverna Umajalanta e diversas pegadas de dinossauros.

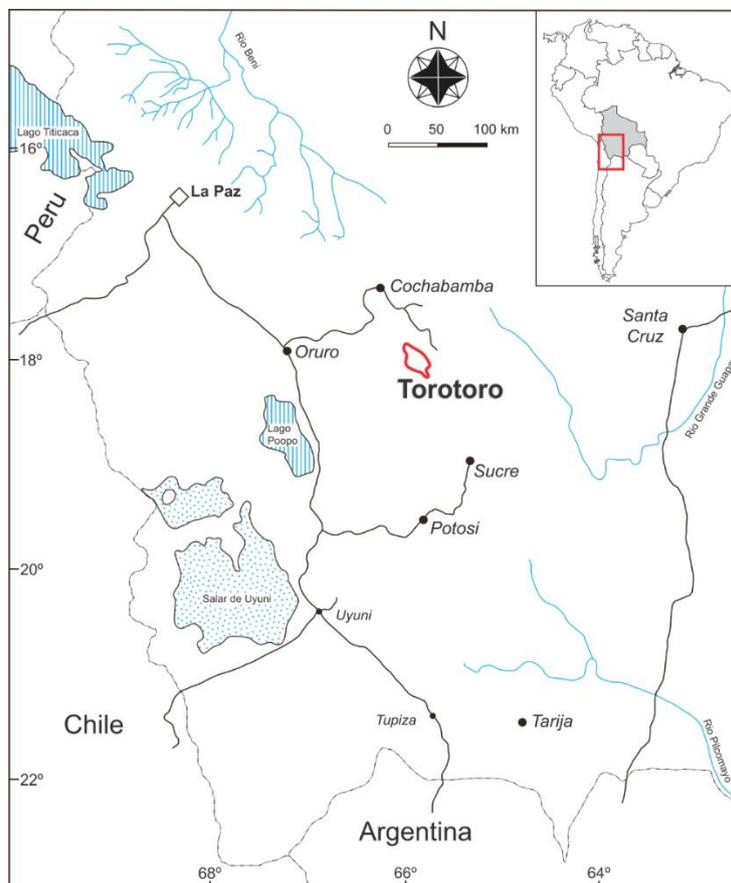


Figura 1. Localização de Torotoro (Modificado de Meyer *et al.*, 2021).

As rochas de Torotoro estão situadas na Cordilheira Oriental dos Andes Centrais, uma das cinco províncias geotectônicas da Bolívia Andina, as outras são: o Altiplano, o cinturão dobrado de Huarina, o cinturão Interandino, o cinturão Subandino e as planícies contíguas de Madre de Diós, Chaco Beni (McQuarrie & DeCelles, 2001). Dentro do contexto da Cordilheira Oriental, partes da bacia

de Potosí estão preservadas através de sinclinais. Essa bacia possui uma morfologia alongada na direção NW-SE, que se estende do sul do Peru até ao norte da Argentina (Riccardi, 1988) e é caracterizada por conter o Grupo Puca. O Grupo Puca é subdivido em duas porções, uma superior e outra inferior (Quadro 1). Este trabalho atém-se ao Puca Superior, composto, da base para o topo, pelas formações Aroifilla, Chaunaca, El Molino e Santa Lucía.

Propõe-se aqui realizar uma análise estratigráfica da Formação El Molino, a principal formação aflorante em diversas regiões da Sinclinal Torotoro, com o intuito de definir a evolução estratigráfica em relação ao desenvolvimento da bacia em que está inserida.

2.2. Contexto Tectono-Estratigráfico da Bacia de Potosí

No segmento dos Andes Centrais na Bolívia, são identificadas seis zonas morfotectônicas, de oeste para leste (Fig. 2): (1) Arco vulcânico dos Andes, (2) Altiplano, (3) Cordilheira Oriental, (4) Zona Interandina, (5) Zona Subandina e a (6) Planície do Chaco-Beni-Madre de Diós (Anderson *et al.*, 2017). O Arco vulcânico dos Andes está associado ao ambiente tectônico de arco magmático, enquanto o resto das zonas fazem parte de um ambiente tectônico de retroarco (Anderson *et al.*, 2017).

A região de estudo faz parte da zona morfotectônica da Cordilheira Oriental, a qual pode ser subdivida em dois setores que são delimitados pela Zona de Falhas da Cordilheira Real: a oeste da zona de falhas está o Cinturão dobrado de Huarina (Sempere, 1988, 1991), denominado de setor ocidental, e a leste da zona de falhas está a Cordilheira Oriental, denominada de setor oriental. Além disso, ambos os setores fazem parte de um conjunto de cinturão de dobras e cavalgamentos relacionados a processos da orogenia Andina.

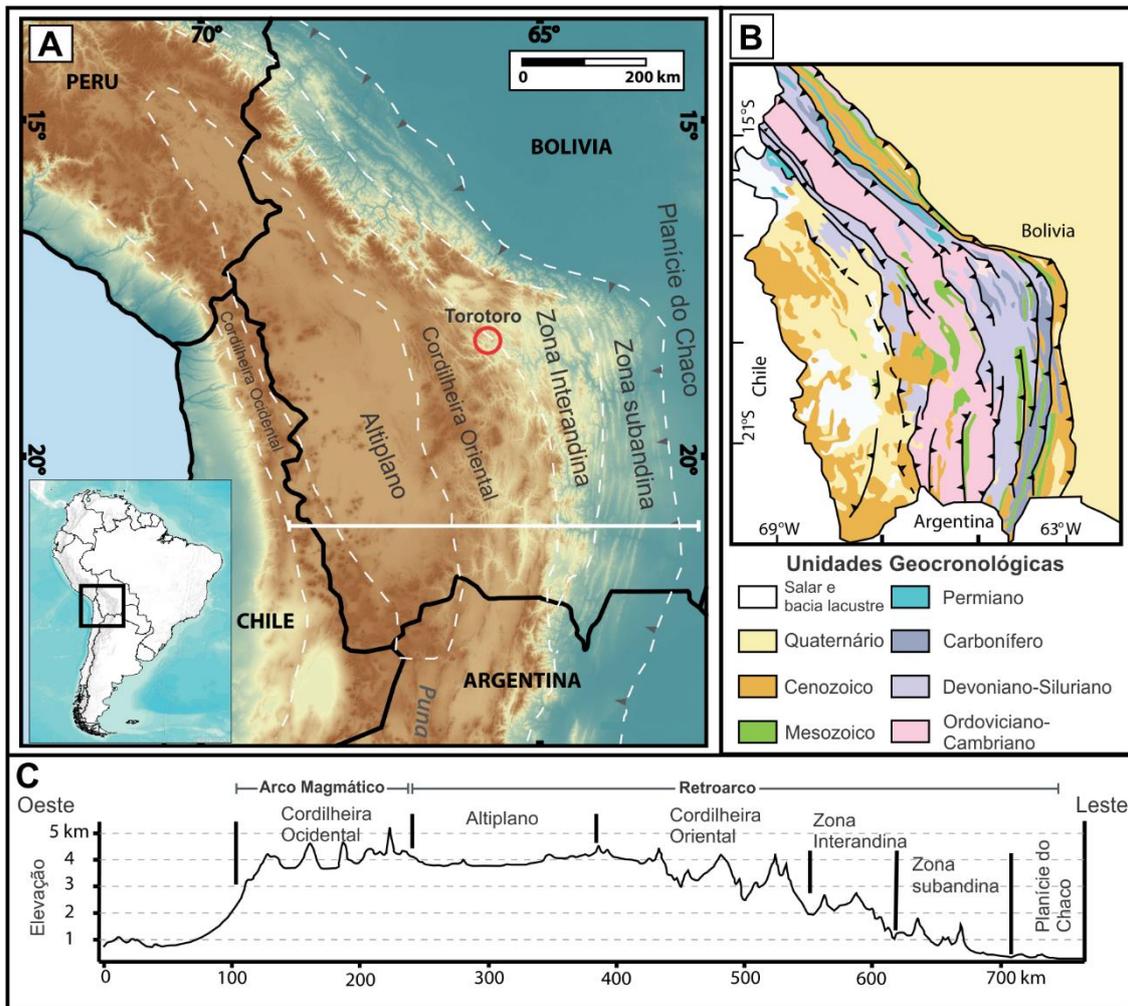


Figura 2. Zonas morfotectônicas da Bolívia. (A) Topografia dos Andes Centrais. (B) Geologia da Bolívia. (C) Perfil topográfico (Modificado de Anderson *et al.*, 2017).

Torotoro está localizada na Cordilheira Oriental, na latitude de 18°S, em divisa com o Cinturão dobrado de Huarina, em uma região que ocorre a inflexão da cordilheira Andina. A inflexão marca uma grande região onde há transição de estruturas preferenciais da cordilheira, de noroeste-sudeste para norte-sul. Como resultado desse complexo contexto tectônico, em Torotoro se estabelece um sistema de sinclinais e anticlinais, onde a Sinclinal de Torotoro é uma sinclinal parasita da Sinclinal Caine (Fig. 3).

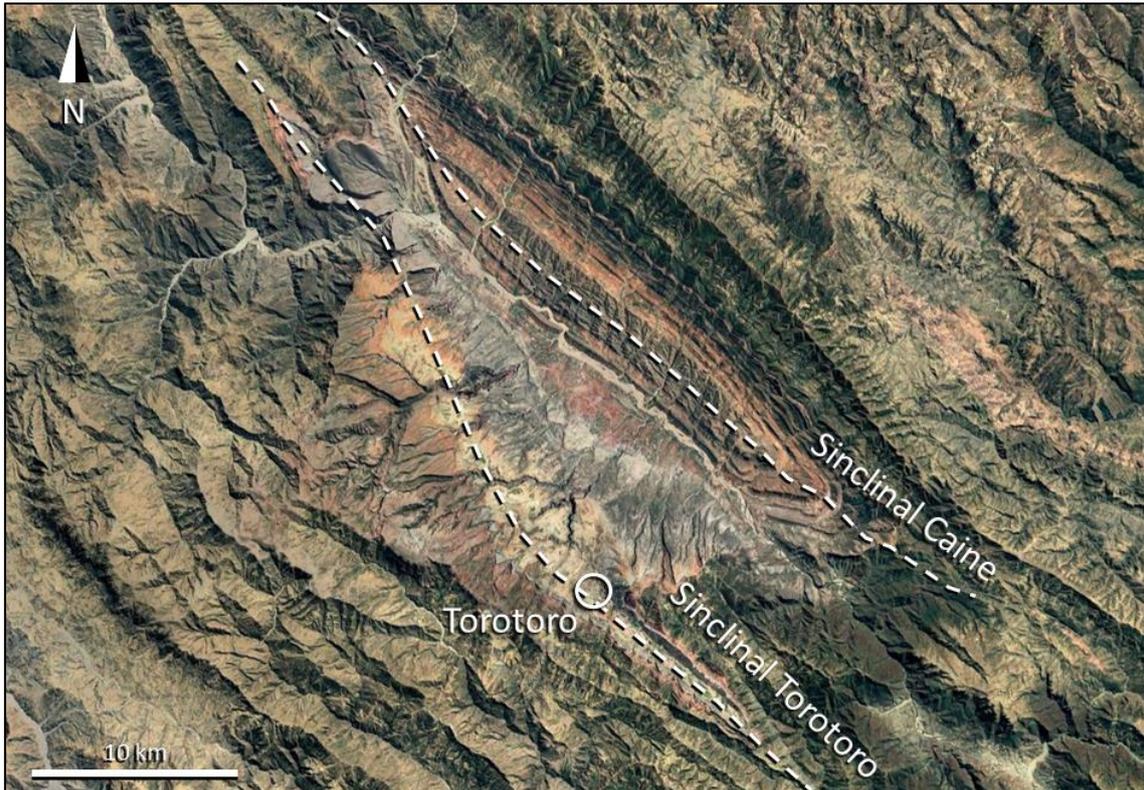


Figura 3. Sistema da Sinclinal Caine, com a localização do município de Torotoro.

Na sinclinal de Torotoro (Fig. 4), estão preservadas unidades litoestratigráficas da Bacia de Potosí. A bacia se estende ao longo da região dos Andes Centrais, situada entre as latitudes de 10°S a 30°S, e abrange porções territoriais do Peru, Bolívia e Argentina. Ademais, possui direção NW-SE e com intervalo de sedimentação durante o Jurássico Superior-Neógeno (Ahlfeld & Branisa, 1960; Riccardi, 1988; Sempere, 1994, 1995, 1997).



Figura 4. Sinclinal Torotoro, escala no canto inferior direito.

O registro estratigráfico mais bem preservado na Bacia de Potosí, é o do Grupo Puca (Fig. 5), de idade Kimmeridgiano-Paleógeno (Lohmann & Branisa 1962; Cherroni, 1977; Jaillard & Sempere, 1989; Sempere; 1994, 1995, 1997). O Grupo Puca possui evolução tectono-estratigráfica relacionada ao estágio cratônico da Bolívia durante o Jurássico, mas que durante o Jurássico Superior condições de um precoce sistema Andino estabeleceu condições extensionais relacionadas ao rifteamento (Jaillard & Sempere, 1991; Sempere, 1995; Jaillard & Soler, 1996). Com o início do estabelecimento do sistema Andino no Cretáceo, flexuras na litosfera Sul-Americana proporcionaram a formação de um extenso sistema de *foreland*, em que uma série de bacias se desenvolveram paralelas à frente de empurrão Andina, principalmente a norte e em torno dos Andes Centrais, entre elas a Bacia de Potosí (Jaillard & Sempere, 1991; Sempere *et al.*, 1997; Mpodozis *et al.*, 2005; Menegazzo *et al.*, 2016).

Unidades Geocronológicas					Unidades Litoestratigráficas		
Éon	Era	Período	Época	Idade	Sempere <i>et al.</i> , 1997		
					Grupo	Formação	
Fanerozoico	Cenozoico	Paleógeno	Paleoceno	Selandiano	Grupo Puca	Santa Lucía	
				Daniano		El Molino	
	Mesozoico	Cretáceo	Superior	Maastrichtiano		Puca Superior	Chaunaca
				Campaniano			Torotoro
				Santoniano			Aroifilla
				Coniaciano			Miraflores
				Turoniano			Tarapaya
				Cenomaniano			La Puerta
			Inferior	Albiano		Puca Inferior	Sucre
				Aptiano			Kosmina
				Barremiano			Condo
				Hauteriviano			
				Valanginiano			
				Berriasiano			
	Jurássico	Superior	Tithoniano				
			Kimmeridgiano				

Figura 5. Carta estratigráfica do Grupo Puca, intervalo Juro-Paleógeno, com indicação em negrito para Fm. El Molino. (Modificado de Sempere *et al.*, 1997).

Portanto, levando em conta essa evolução tectono-estratigráfica, o Grupo Puca pode ser subdividido em duas supersequências (Sempere, 1995): o Puca Inferior, de intervalo Jurássico Superior-Turoniano, e o Puca Superior, de intervalo Coniaciano-Selandiano. Este trabalho restringe-se apenas ao Puca Superior, da qual a Fm. El Molino faz parte. Para as idades e contextos ambientais adotados para o estudo do Grupo Puca, foram utilizados trabalhos de Jaillard e Sempere (1989, 1991), Sempere (1990, 1991, 1994, 1995, 1997) e Gayet *et al.* (1991, 1992, 1993, 2001).

O Grupo Puca Superior é caracterizado por possuir no depocentro da Bacia de Potosí, da base para o topo, a seguinte sucessão de formações: Aroifilla, Chaunaca, El Molino e Santa Lucía. Entretanto, a região de Torotoro se encontra na borda leste da bacia, em condições proximais, e por conta disso, a sucessão ideal não é observada. Ao invés, se tem a seguinte sucessão: Fm. Torotoro, Fm. El Molino e Fm. Santa Lucía (Fig. 6), no qual a Fm. Torotoro é o equivalente lateral da Fm. Chaunaca (Sempere, 1995).

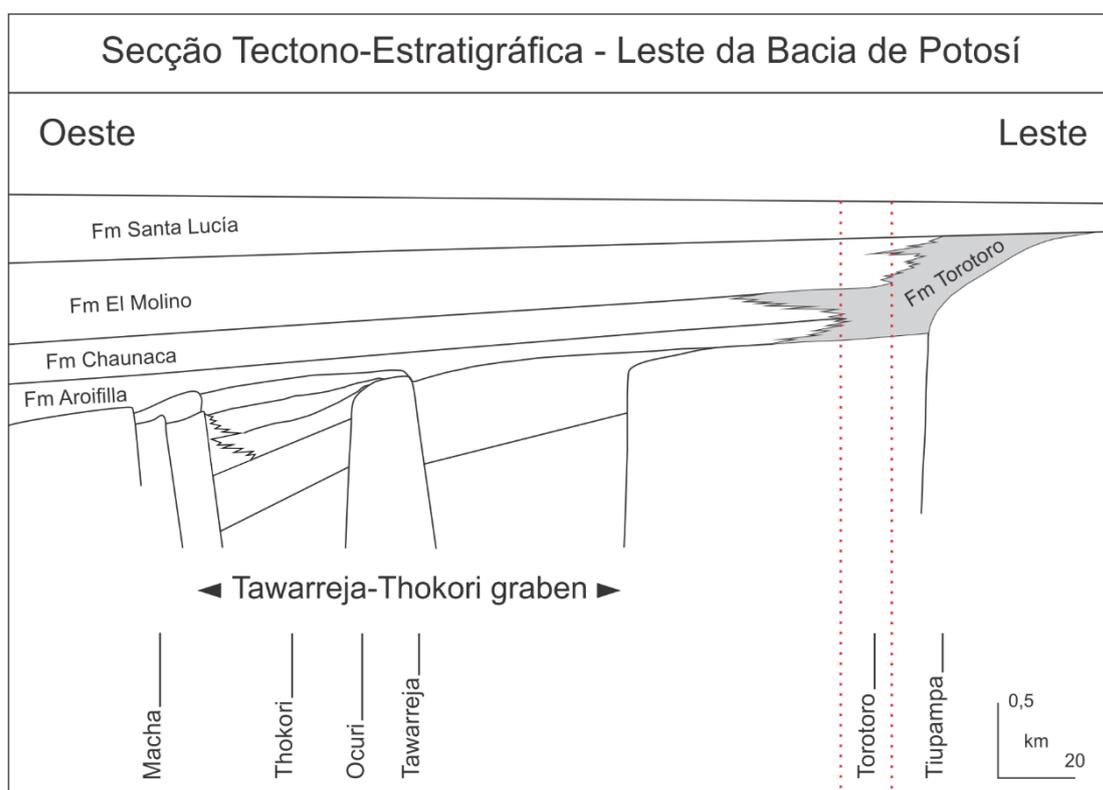


Figura 6. Seção Tectono-estratigráfica da Bacia de Potosí, com a indicação em pontilhado para o intervalo estratigráfico da área de estudo (Modificado de Sempere, 1995).

2.3. Formação El Molino

A Formação El Molino faz parte da porção superior do Grupo Puca, de idade Maastrichtiano–Daniano (Sempere, 1997), e ocorre principalmente na zona morfotectônica da Cordilheira Oriental, em sinclinais de direção NW-SE. Sobre o contexto regional, estudos a partir do rico conteúdo fossilífero da Fm. El Molino consideram que as formações Vilquechico, no sul do Peru, e, Lecho e Yacoraite, a noroeste da Argentina, são correlatas e compartilharam, ainda que brevemente, períodos de conexão deposicional (Leanza, 1969; Reyes, 1972; Jaillard *et al.*, 1993; Sempere *et al.*, 1997; Menegazzo *et al.*, 2016).

Em relação ao Grupo Puca Superior, as formações sotopostas à Fm. El Molino (Aroifilla e Chaunaca) no depocentro da bacia, são constituídas majoritariamente por pelitos e evaporitos (Gayet *et al.*, 1992). Entretanto, na região de estudo, é a Fm. Torotoro que está sotoposta e equivale às formações Aroifilla e Chaunaca, e caracteriza-se por possuir conglomerados e arenitos vermelhos, intercalados por lamitos e/ou paleossolos (Sempere *et al.*, 1997). Além disso, a formação que se encontra sobreposta a Fm. El Molino, representada pela Fm. Santa Lucía, é formada por pelitos vermelhos, intercalados por evaporitos e paleossolos.

Entre as unidades litoestratigráficas que compõem a Fm. El Molino, há um predomínio de margas e lamitos que são intercalados por camadas carbonáticas de composição oolítica (Gayet, 1993; Camoin, 1997; Sempere *et al.*, 1997). Camadas carbonáticas micriticas e bioclásticas também são comuns, ao passo que estromatólitos, laminitos e arenitos finos podem ocorrer de maneira mais limitada (Sempere *et al.*, 1997; Gayet *et al.*, 2001). Feições de exposição são recorrentes em todo o intervalo da formação e consistem em gretas de ressecamento, pegadas de dinossauro, paleossolos e marcas de raízes (Sempere *et al.*, 1997). No entanto, a ocorrência de evaporitos é muito restrita e se deve a raros horizontes de halita e gibsita secundária (Rouchy *et al.*, 1993; Camoin 1997; Sempere *et al.*, 1997).

Para este trabalho, será utilizada a estruturação proposta por Sempere (1997). Sempere, propôs uma divisão da Fm. El Molino em três membros: inferior, intermediário e superior (Fig. 7). Membro Inferior, é constituído

principalmente por carbonatos oolíticos, carbonatos bioclásticos, carbonatos micritizados, estromatólitos, fósseis marinhos, pegadas de dinossauro e camadas de esmectitas remanescentes de alteração subaquosa de cinza vulcânica (Chamley, 1989, Sempere, 1997). Membro Intermediário, é formado por uma parte basal de carbonatos oolíticos, caracterizado por abundante presença de lamitos ou margas, e uma porção no topo de rochas carbonáticas composta por bioclastos, além disso, não são registrados fósseis marinhos (Gayet *et al.*, 1993). Membro Superior, é litologicamente similar ao Membro Inferior, porém com predomínio de margas e com intervalo deposicional mais delgado, composto por carbonatos oolíticos, estromatólitos, fósseis marinhos e pegadas de dinossauro.

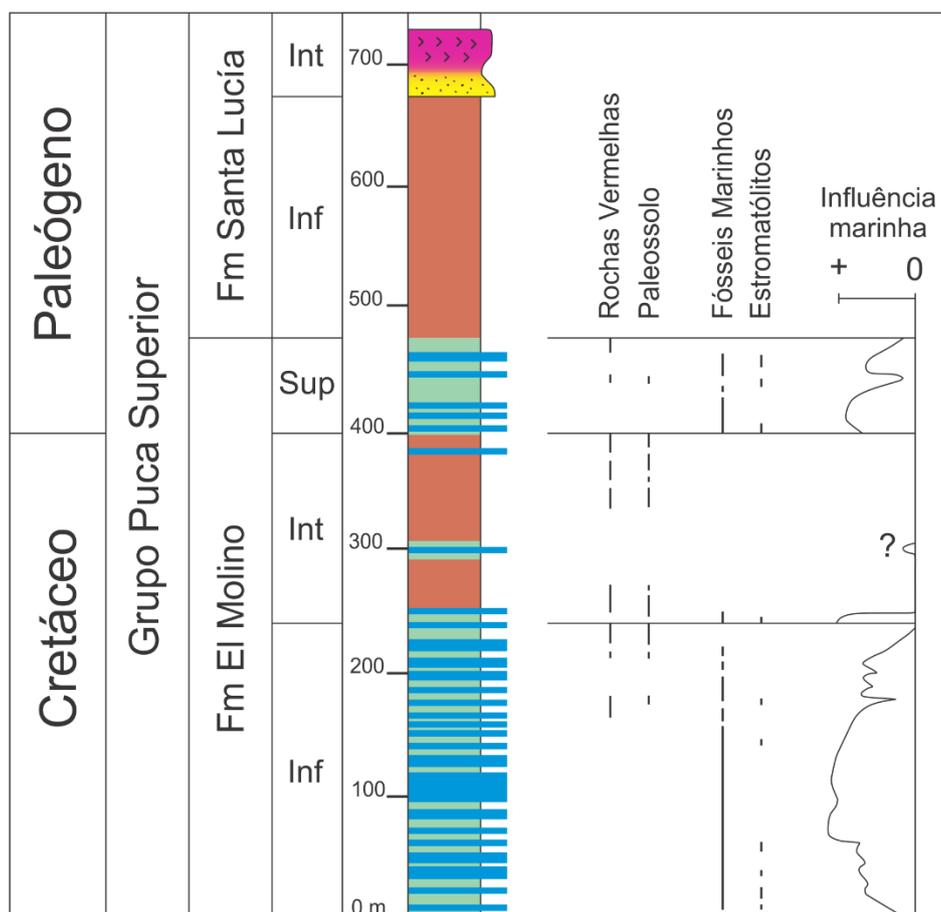


Figura 7. Membros da Formação El Molino e suas características referentes a coloração das rochas, paleossolos, fósseis marinhos e camadas de estromatólitos. Para a Fm. El Molino, fácies carbonáticas em azul, fácies lamíticas em castanho, fácies margosas em verde claro. Para a Fm. Santa Lucía, fácies lamíticas em castanho, fácies areníticas em amarelo e fácies evaporíticas em rosa (Modificado de Sempere *et al.*, 1997).

3. MÉTODOS

Para o presente estudo, os métodos utilizados são divididos em três tópicos, (1) revisão bibliográfica, (2) levantamento de dados de campo e (3) análise e interpretação dos dados, discutidos a seguir.

3.1. Revisão Bibliográfica

Etapa da pesquisa em que se objetivou a revisão da geologia da área de estudo, bem como a fundamentação teórica dos métodos utilizados. Ela foi realizada por meio do levantamento de artigos, livros e demais trabalhos que envolvessem a área de estudo.

A revisão bibliográfica da geologia regional focou em entender o contexto da Cordilheira Oriental e como seu desenvolvimento pode ter afetado a evolução da Bacia de Potosí, e assim estimar os prováveis controladores que a Fm. El Molino esteve sujeita durante sua deposição.

3.2. Levantamento de Dados de Campo

O levantamento de dados de campo foi realizado na região centro-oeste da Bolívia, no extremo norte do Departamento de Potosí, no município de Torotoro. O trabalho consistiu no levantamento de perfis colunares faciológicos em duas localidades, a sudoeste da cidade, denominadas de Siete Vueltas e Meseta Central (Fig. 8). As técnicas de mapeamento utilizadas tiveram como base os trabalhos de Stow (2009), Coe (2010) e Tucker (2011).

O perfil colunar é um método sucinto de levantamento de dados em sucessões sedimentares, sumariza e apresenta de forma direta uma grande quantidade de informações, bem como torna de fácil reconhecimento os padrões da sucessão vertical de fácies (Coe, 2010), aspecto fundamental na interpretação da evolução ambiental e deposicional de um intervalo estratigráfico.

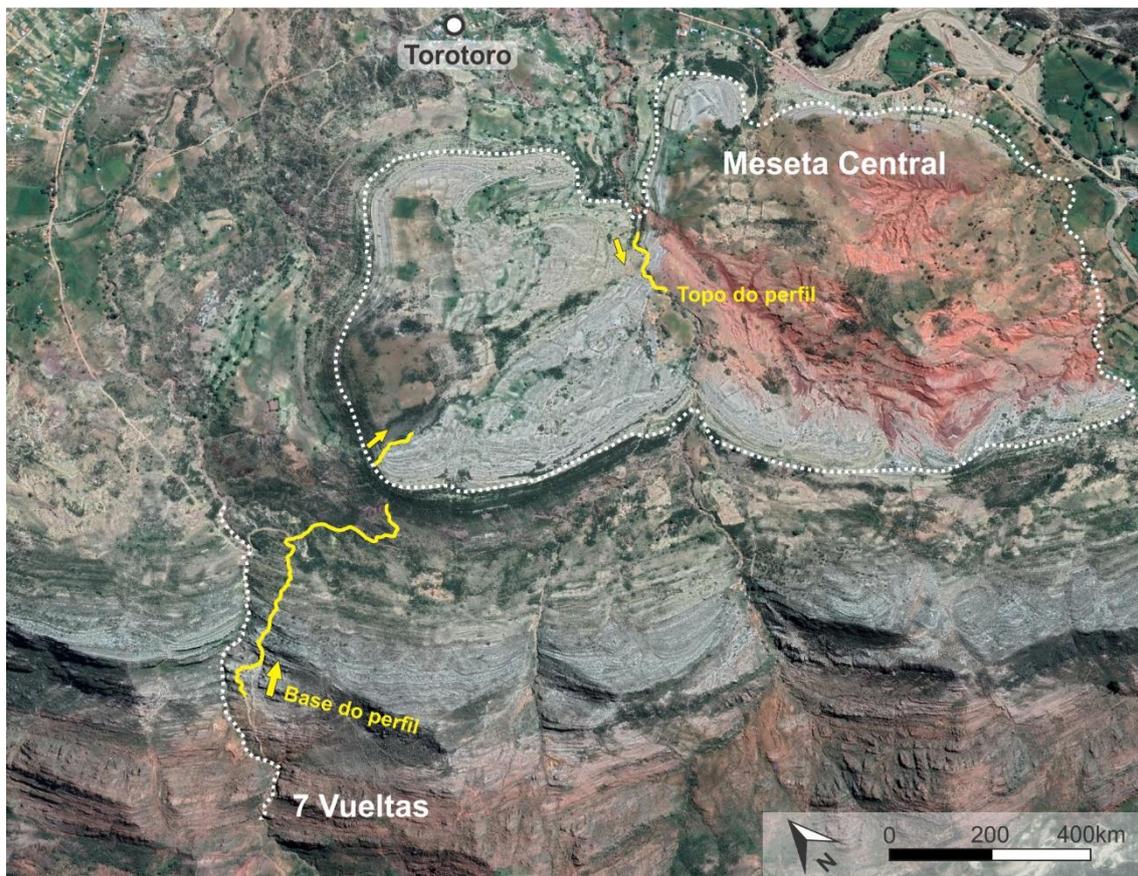


Figura 8. Localização da área do caminhamento do perfil levantado (pontilhado em amarelo) nas localidades de Siete Vueltas e Meseta Central (pontilhado em branco).

Não existe um formato padronizado para perfil colunar, mas ele deve necessariamente conter uma escala vertical (eixo y) e uma horizontal (eixo x). O eixo y serve para registrar a medida do empilhamento da sucessão vertical de rochas, e deve ter uma escala de representação adequada aos objetivos do trabalho. Por se tratar de uma área onde há um sistema misto, a planilha utilizada para levantar o perfil colunar, teve que contemplar duas escalas para o eixo textural x, uma para rochas carbonáticas e outra para as siliciclásticas (Fig. 9). Para as rochas carbonáticas, utilizou-se a escala a textural de Dunham (1962) e Embry & Klovan (1971), para as rochas siliciclásticas, a escala de Wentworth (1922). Em síntese, o perfil colunar registra a espessura das camadas, a litologia, textura, estruturas sedimentares, conteúdo fóssilífero, icnofósseis, cor e paleocorrentes (Tucker, 2011). Também se registra o tipo de contato entre as fácies e sucessões de fácies, bem como feições de exposição.

3.3. Processamento e Análise de Dados

Nesta etapa os trabalhos foram realizados em gabinete e laboratório, e constituem-se por: análise faciológica e análise petrológica e microfácies.

Análise Faciológica

A análise faciológica baseou-se nos parâmetros de fácies de Walker & James (1992) e em microfácies carbonáticas de Wilson (1975) e Flügel (2010). Pela definição, fácies é uma unidade de rocha distinguível pela sua geometria, espessura, litologia, estrutura sedimentar, textura, conteúdo fóssilífero, paleocorrente e cor (Walker, 1992; James & Dalrymple, 2010). Através dessas informações é possível estabelecer fácies geneticamente relacionadas entre si, com a finalidade de interpretar os possíveis ambientes de deposição. Esse processo se baseia nos atributos das fácies, associações de fácies e sucessão de fácies, em que resulta nas interpretações de modelo deposicional (Fig. 10; James & Dalrymple, 2010).

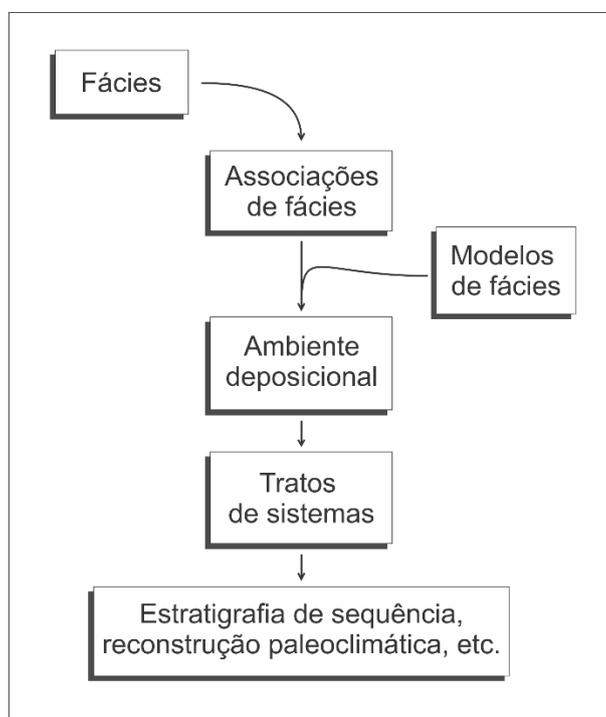


Figura 10. Progressão lógica no uso e na interpretação de fácies para análises estratigráficas (Modificado de James & Dalrymple, 2010).

Análise Petrográfica e Microfácies

A petrografia óptica é o principal método para identificar a composição dos constituintes primários, reconhecer texturas, fábrica e porosidade, tanto em rochas siliciclásticas (Ulmer-Scholle, 2003) como carbonáticas (Ulmer-Scholle *et al.*, 2014). Essas informações são fundamentais para a classificação de microfácies e a posterior interpretação dos paleoambientes, parâmetro fundamental para distinguir uma deposição carbonática marinha de outra não marinha (Flügel, 2010).

Por vezes, em rochas carbonáticas, as técnicas de análise de rochas siliciclásticas por si só não são suficientes para a interpretação dos processos sedimentares e sistemas deposicionais. Isso porque, diferente das fácies siliciclásticas, “carbonatos nascem, não são feitos” como disse James & Kendall (1992), e, portanto, possuem características distintas onde foram produzidas, características que sedimentos siliciclásticos não possuem.

Graças a essa diferença, Wilson (1975) e Flügel (2010) incorporaram o conceito de microfácies na petrografia de rochas carbonáticas. Uma microfácies é considerada como o conjunto de dados sedimentológicos e paleontológicos que podem ser descritos e classificados a partir de lâmina delgadas, seções polidas ou amostras de rocha (Flügel, 2010). Como a maior parte dos perfis levantados neste trabalho foi de rochas carbonáticas, e como nessas rochas nem sempre a descrição macroscópica foi conclusiva, devido ao grau de alteração das rochas estudadas ou pela dificuldade de observar os componentes primários, foi necessário utilizar o método de microfácies para auxiliar na determinação das fácies carbonáticas. As microfácies identificadas serviram para refinar a classificação de campo e interpretar os possíveis ambientes de deposição. Por problemas de amostragem para a confecção de lâminas delgadas, nem todas as fácies tiveram as suas microfácies descritas.

As 15 lâminas delgadas foram descritas com auxílio de microscópio óptico Zeiss, modelo Axioskop, com aumentos variando de 12,5x a 400x. A notação utilizada na documentação fotomicrográfica foi P// (polarizadores paralelos), PX (polarizadores cruzados) e LRO (luz refletida oblíqua). Também foram feitos fotomosaicos de todas as lâminas petrográficas descritas, através do software

AxioVision Mozaix para microscópio Zeiss Imager M2m, obtidos com objetiva de 10x, a fim de melhor identificar os componentes primários, estruturas, texturas e fábricas das microfácies.

4. RESULTADOS

4.1. Fácies e Microfácies

No perfil colunar de 347 m de espessura identificam-se 16 fácies (Anexo 1), designadas de acordo com as classificações de Dunham (1962), Embry & Klovan (1971), Schaffer (1972), Pettijohn (1975), Demicco & Hardie (1994) e Lokier & Al Nunaibi (2016). No quadro 1 estão listadas as litologias, as principais estruturas reconhecidas e os respectivos constituintes carbonáticos identificados em campo, representadas por códigos. Devido à dificuldade de reconhecer elementos texturais de rochas carbonáticas em lupa de mão, foi necessária a preparação de 15 lâminas delgadas para classificação das microfácies, com base em Dunham (1962), Embry & Klovan (1971) e Flügel (2010). Além das fácies sedimentares, foram reconhecidos camadas de paleossolo com horizontes de solo, estruturas pedogênicas e possíveis marcas de raízes.

Rudstone de Gastrópodes [Rud-Gas]

Ocorre de maneira muito localizada, apenas em dois intervalos pertencentes ao Membro Superior da Fm. El Molino. Possui camadas tabulares, em média com 0,3 m de espessura, maciças, compostas basicamente de gastrópodes (Fig. 11), que variam de 0,7 cm a 1,1 cm de comprimento, constituindo uma fábrica de orientação caótica. Os gastrópodes possuem formato cônico com espiral composta por sete voltas arredondadas e ornamentadas por estrias oblíquas e nódulos proeminentes, e são caracterizados por serem sinistrais. As suas carapaças estão comumente bem preservadas e cimentadas por calcita e apresentam empacotamento apertado. Possui matriz micrítica. A cor da fácies é rosa-alaranjada moderada (5YR 8/4) em rocha fresca e, quando alterada, rosa-laranja-acinzentada (10R 8/2). Fácies observada apenas em escala macro

Quadro 1. Fácies definidas com base nas classificações de Dunham (1962), Embry & Klovan (1971), Schäfer (1972), Pettijohn (1975), Demicco & Hardie (1994), Lokier & Al Nunaibi (2016).

Fácies	Código	Características distintivas
Rudstone	<i>Rud-Gas</i>	Gastrópodes milimétricos a centimétricos, ornamentados
Grainstone	<i>Gra-Ool</i>	Oólitos tangenciais
	<i>Gra-Pis</i>	Pisólitos tangenciais, milimétricos a centimétricos
	<i>Gra-Bio</i>	Oólitos, bioclastos e litoclastos revestidos
Packstone	<i>Pac-Ool</i>	Oólitos tangenciais-radiais
	<i>Pac-Bio</i>	Fragmentos bioclásticos
Wackestone	<i>Wac-Pel</i>	Peloides e oólitos micritizados
	<i>Wac-Bio</i>	Níveis milimétricos a centimétricos de bioclastos
Mudstone	<i>Mud-Bio</i>	Bioclástico
	<i>Mud-Mic</i>	Micrita com ausência de fósseis
Estromatólito	<i>Est-Agl</i>	Estruturas dômicas
Laminito	<i>Lam-Bio</i>	Laminações crenuladas paralelas
Coquina	<i>Coq-Biv</i>	Bivalves desarticulados
Marga	<i>Mar-Mac</i>	Mistura de lama carbonática com lama siliciclástica
Lamito Vermelho	<i>Lmt-Vrm</i>	65% silte e 35% de argila, cor vermelha
Lamito Verde	<i>Lmt-Vrd</i>	65% argila e 35% de silte, cor verde

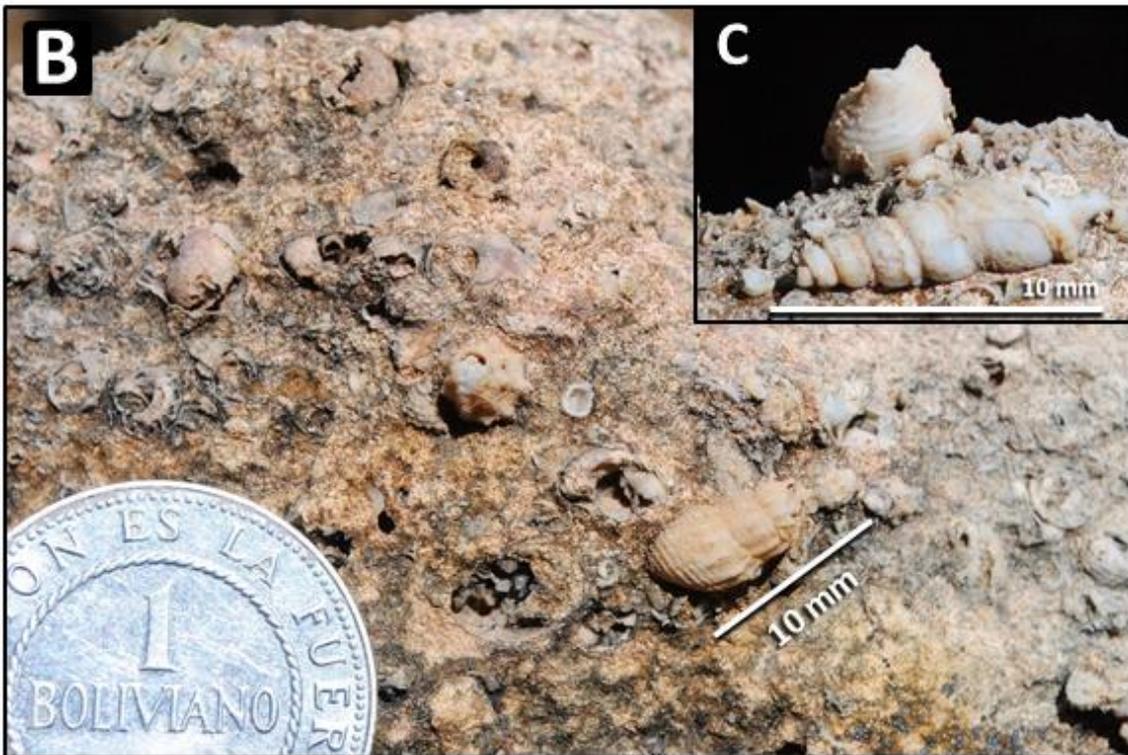


Figura 11. (A) Camada da fácies Rud-Gas. (B) Detalhe da fácies Rud-Gas. Gastrópodes sinistrais, ornamentados de até 10 mm. Não possuem orientação preferencial. (C) Detalhe do gastrópode.

Grainstone Oolítico [Gra-Ool]

A fácies grainstone oolítico é encontrada principalmente na porção inferior da Fm. El Molino (Fig. 12). Os Gra-Ool constituem camadas tabulares com espessuras que variam de 1 a 9 m, com média de 5 metros. São as camadas mais espessas que ocorrem na Fm. El Molino. A maioria das ocorrências da fácies grainstone oolítico [Gra-Ool] apresenta estruturas como laminação plano-paralela, estratificação cruzada planar, e maciça, sendo a última o tipo mais recorrente. Entretanto, nas camadas encontradas na porção basal do Membro Inferior, nos primeiros 40 metros de perfil colunar, estruturas como estratificação planar de baixo ângulo, laminação cruzada cavalgante e marcas onduladas no topo são comuns. A fácies tem cor rosa-moderada (5R 7/4) em rocha fresca e, quando alterada, apresenta cor cinza-muito-clara (N8).

Na escala de **microfácies**, a rocha possui uma laminação incipiente, granulometria fina, moderadamente selecionada, com orientação paralela marcada por *pellets* alongados e com empacotamento apertado. Seus principais constituintes são oólitos com estruturas internas concêntricas (70%) com núcleos de peloide, fragmentos de rocha carbonática e, menos comumente, núcleos de quartzo. Também são observados oólitos superficiais (10%), *pellets* (10%), grãos de quartzo detrítico (7%), tamanho areia média, sub-angulosos e com alta esfericidade e grapestones (3%) (Fig. 12).

Grainstone Pisolítico [Gra-Pis]

Ocorre de maneira muito localizada, apenas na base do Membro Inferior da Fm. El Molino. Esta fácies é caracterizada por camadas tabulares com estratificação plano-paralela e maciça, com espessuras que não ultrapassam 1 metro. A cor da fácies é cinza-rosada (5YR 8/1) em rocha fresca, e quando alterado apresenta cor cinza-clara (N7). Esta fácies possui como principal constituinte os pisólitos tangencias (Fig. 13), predominantemente arredondados e esféricos, moderadamente selecionados, com variação de diâmetro de 2,0 a 2,5 mm. Como constituintes secundários foram identificados oólitos e bioclastos de bivalve.

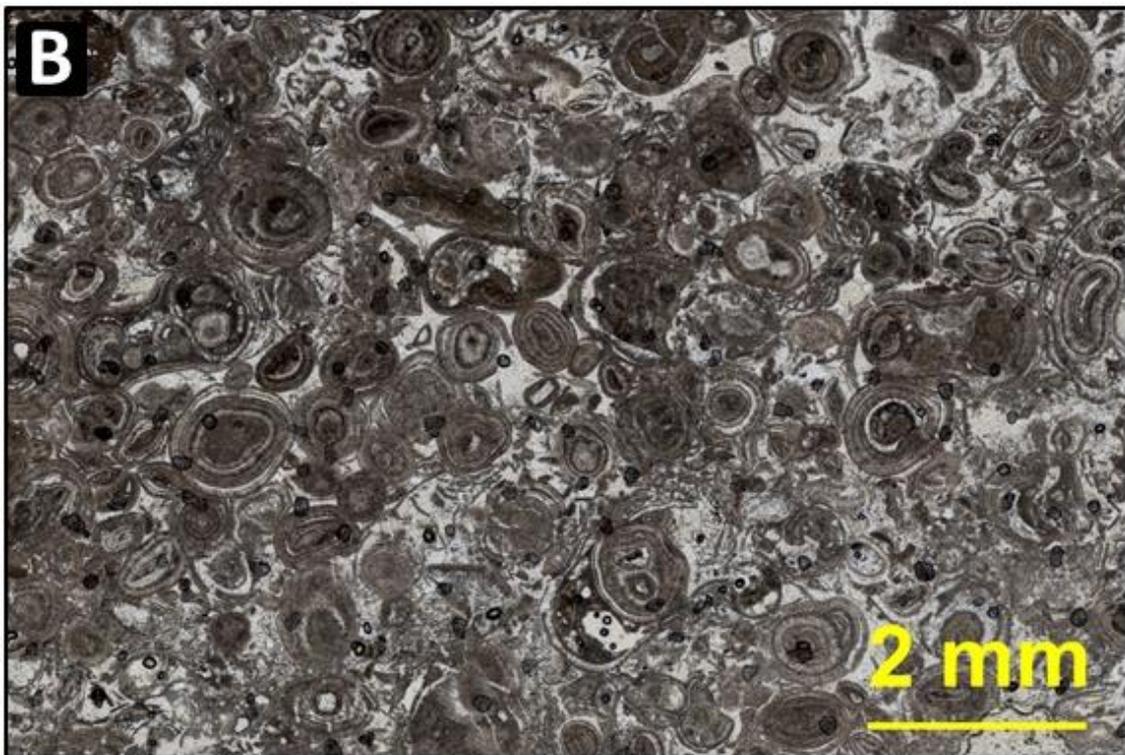


Figura 12. (A) Laminação plano-paralela na fácies Gra-Ool. (B) Microfácies de Gra-Ool, composto por oólitos tangencias com núcleos de peloide.

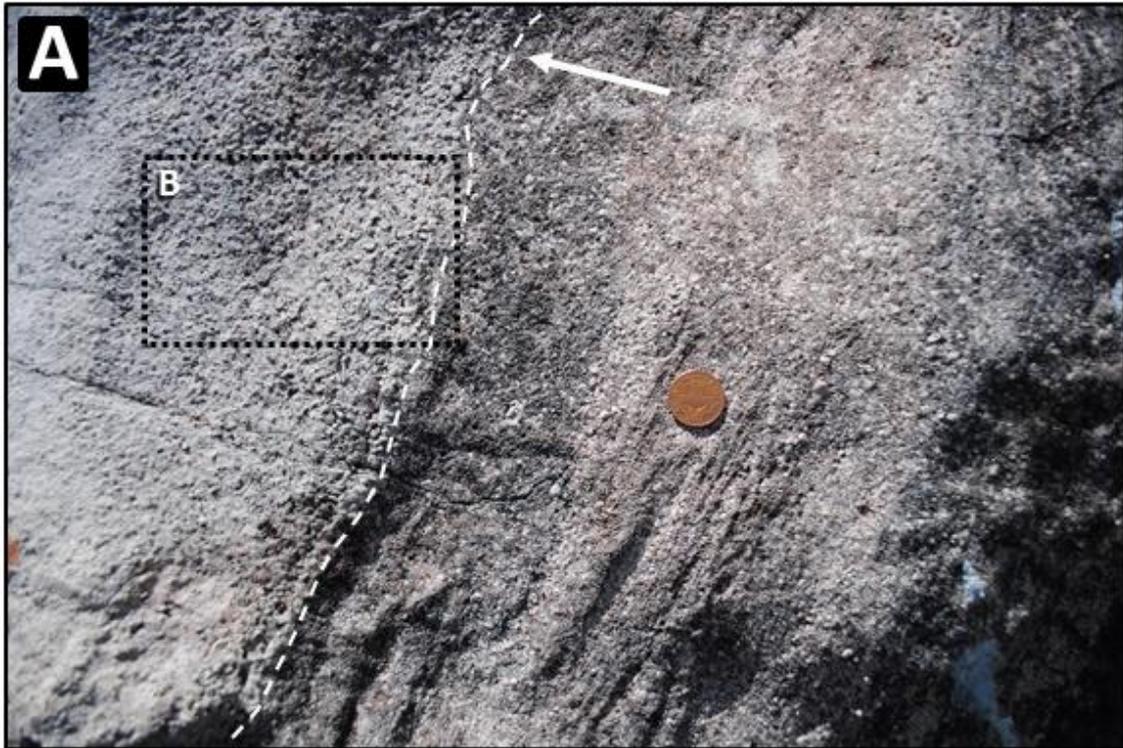


Figura 13. (A) Contato entre camadas da fácies Gra-Pis e fácies arenítica da Formação Torotoro. (B) Pisoides na fácies Gra-Pis.

Grainstone Oolítico com Bioclastos [Gra-Bio]

Ocorre nos Membros Inferior e Superior da Fm. El Molino. As camadas são tabulares, possuem espessuras que variam de 1 a 2 m. Na escala de observação de campo, devido ao grau de alteração, apresenta-se maciça em todas as ocorrências. Tem cor rosa-moderada (5R 7/4) em rocha fresca, e quando alterado apresenta cor cinza-muito-clara (N8).

Na escala de **microfácies**, é um Grainstone Oolítico com fragmentos bioclásticos, composto principalmente por gastrópodes, e litoclastos envelopados (Fig. 14), com laminação marcada pela orientação de intraclastos. O tamanho modal dos grãos é areia média, mal selecionado e com orientação paralela e empacotamento normal. Os principais constituintes são oólitos com predominância de núcleos de pelóides (40%), oncoides concêntricos (20%), intraclastos micríticos (10%), bioclastos de alga verde (10%), pelóides (10%), fragmentos de gastrópodes preenchidos por quartzo detrítico e lama micrítica (5%), ostracodes desarticulados (5%).

Packstone Oolítico [Pac-Ool]

Ocorre em todos os Membros da Fm. El Molino, com mais frequência no Membro Inferior. É caracterizada por camadas tabulares de espessuras que variam de 0,5 a 3,5 m. Nesta fácies, predomina a estrutura maciça, entretanto em algumas porções pode apresentar laminação plano-paralela incipiente, laminação cruzada cavalgante, marcas onduladas no topo e gradação normal marcada pelo aumento da quantidade de matriz micrítica (Fig. 15). Tem cor rosa-moderada (5R 7/4) em rocha fresca, e, quando alterada, apresenta cor cinza-muito-clara (N8).

Na escala de **microfácies**, é um Packstone Oolítico, com laminação marcada por lentes micríticas. O tamanho modal dos grãos é areia grossa, bem selecionado, fábrica paralela marcada por *pellets* alongados e com empacotamento apertado. Seus principais constituintes são oólitos tangenciais-radiais com predominância de núcleos de pelóides (67%), oólitos superficiais (15%), pelóides (10%), e quartzo detrítico (8%).

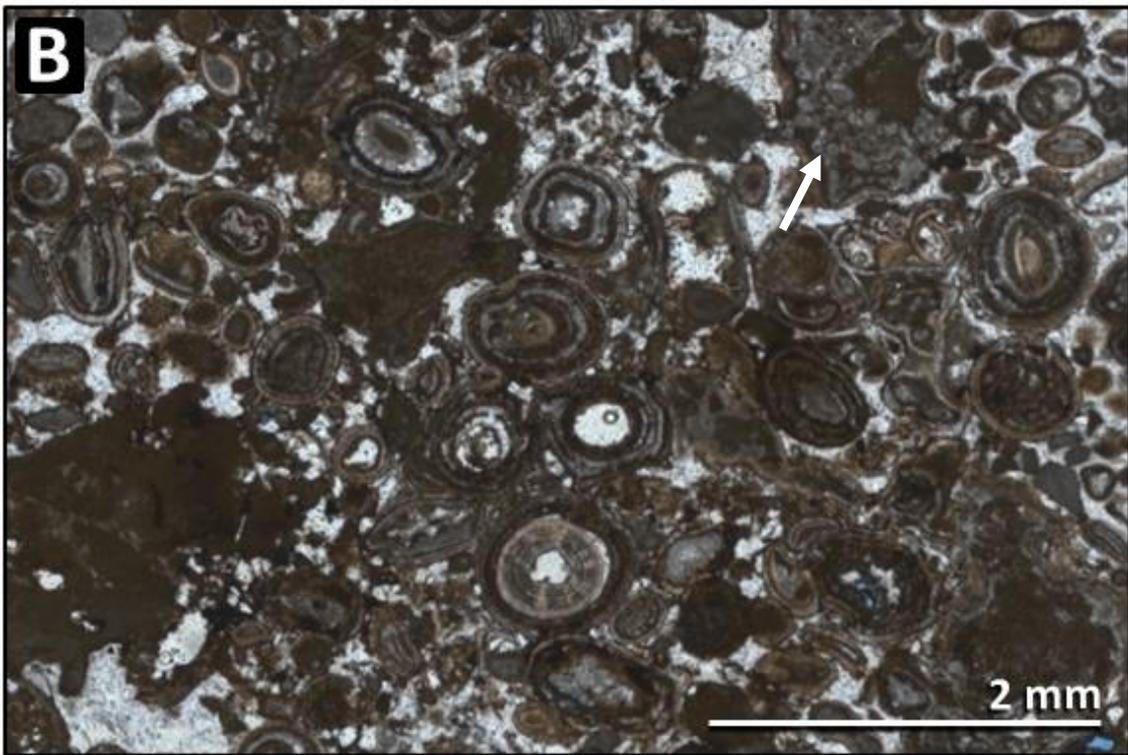
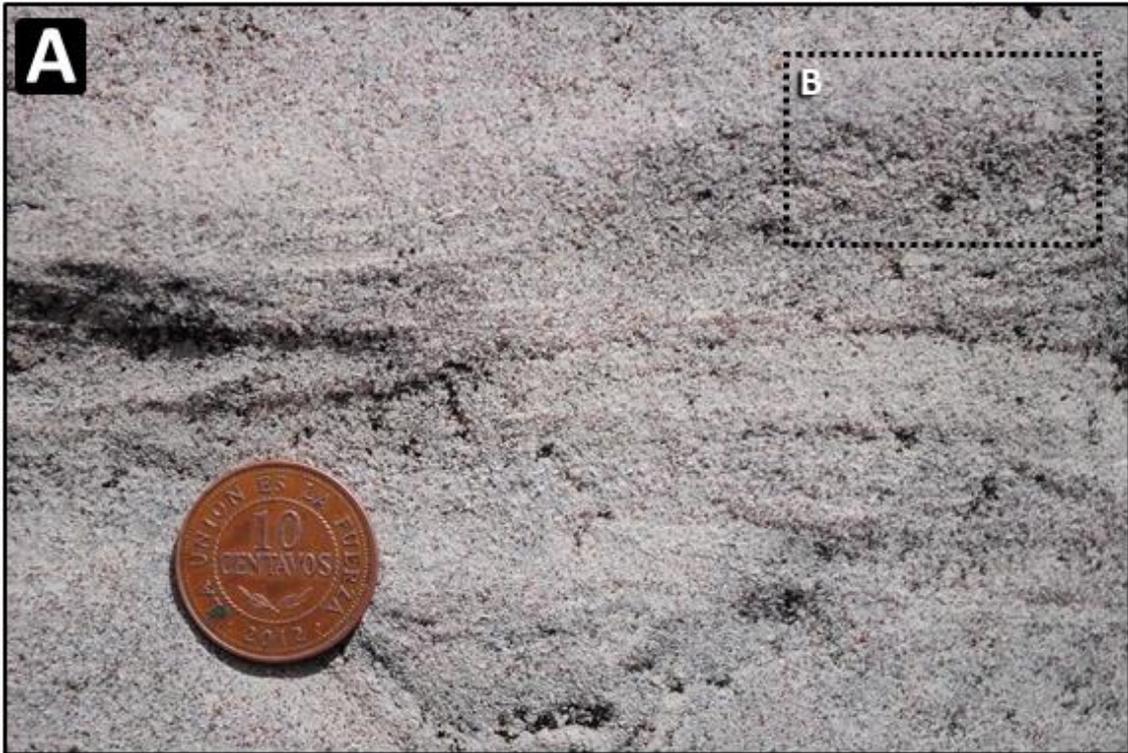


Figura 14. (A) Laminação incipiente em camada de Gra-Bio. (B) Microfácies de Gra-Bio, com intraclastos micríticos e bioclastos de alga verde, marcado na seta branca.

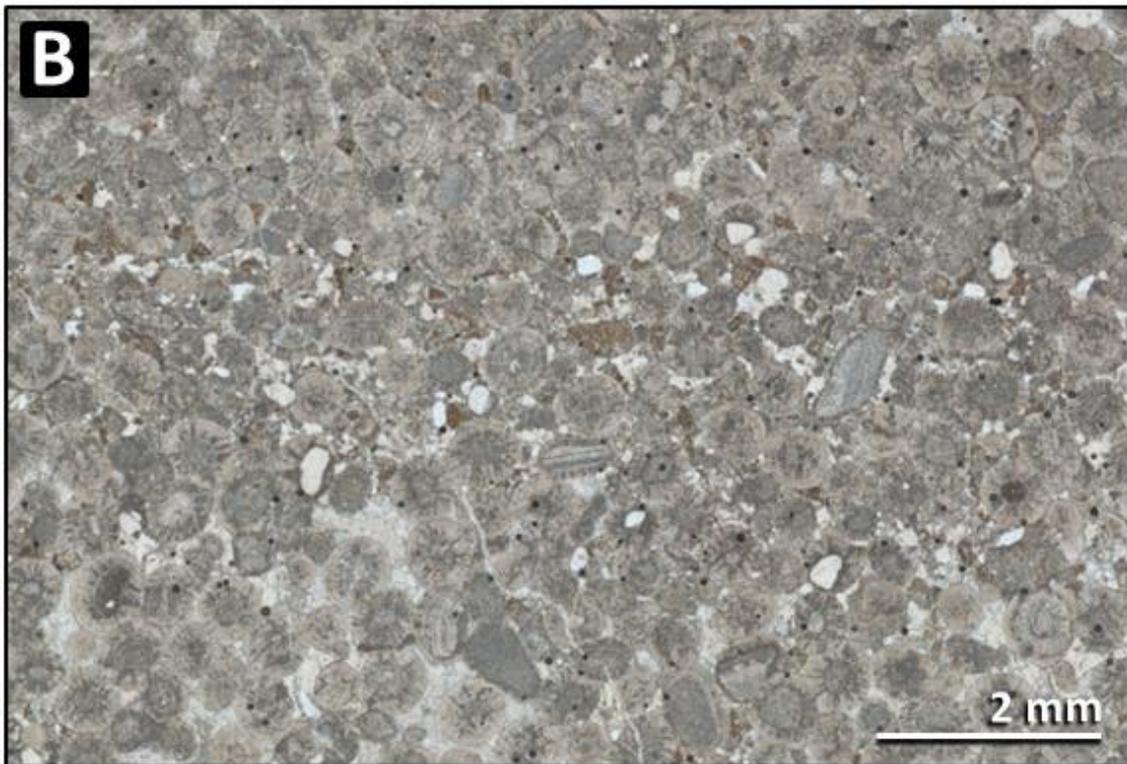
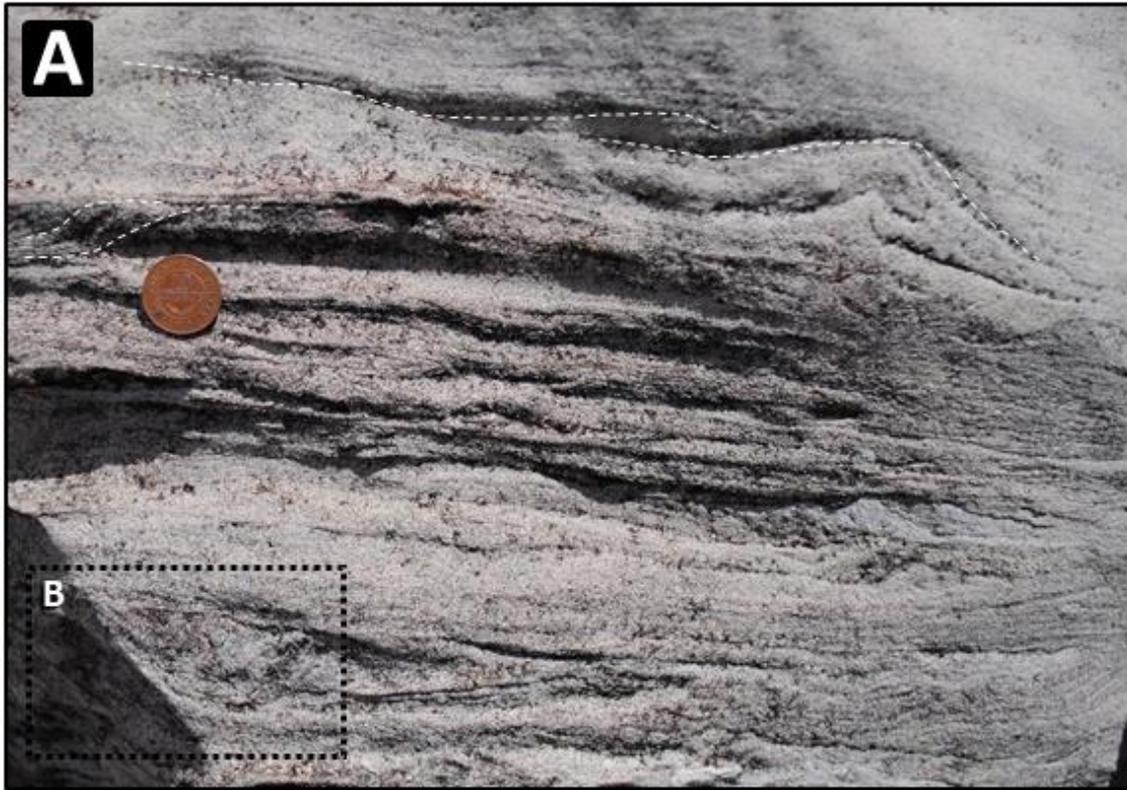


Figura 15. (A) Laminação cruzada cavalgante na camada de Pac-Ool. (B) Microfácies de Pac-Ool, constituída principalmente por óólitos tangenciais-radiais, com predomínio de núcleos de peloides.

Packstone Bioclástico [Pac-Bio]

Ocorre tanto no Membro Inferior quanto no Intermediário da Fm. El Molino, sendo neste, com mais frequência. Caracteriza-se por camadas tabulares com espessuras que variam de 0,4 a 1,2 m, podendo apresentar laminação plano-paralela incipiente, com gradação normal marcada pelo aumento da quantidade de lama. A fácies tem cor rosa-laranja-acinzentada (10R 8/2) em rocha fresca, e, quando alterada, apresenta cor cinza-clara (N7).

Na escala de **microfácies**, tem tamanho de moda de areia média, moderado a mal selecionado, com fábrica suportada pelos grãos e orientação paralela marcada pelas conchas de bivalves e ostracodes (Fig. 16). Seus principais constituintes são fragmentos desarticulados de ostracodes (50%), fragmentos desarticulados de bivalve (40%), fragmentos de gastrópodes de diâmetro de 7,5 mm (5%) e quartzo detrítico (5%). Apresenta intensa dissolução dos bioclastos maiores e recristalização da matriz micrítica para calcita em mosaico fino.

Wackestone Peloidal [Wac-Pel]

Identificada apenas no Membro Inferior da Fm. El Molino, a fácies wackestone peloidal, na escala macroscópica, apresenta camadas tabulares com espessuras que variam de 1 a 2 m (Fig. 17). Tem como estrutura principal laminação plano-paralela incipiente e, em alguns casos, marcas onduladas no topo. Tem cor rosa-acinzentada (5R 8/2) em rocha fresca e, quando alterada, cor vermelha-pálida (10R 6/2). É suportada por lama micrítica e contém oólitos micritizados, com estruturas concêntricas parcialmente preservadas. Possui também peloides de tamanhos variados que não ultrapassam 1 mm, em sua maioria ovoides, sem estrutura interna. Esta fácies foi descrita apenas em escala macroscópica.

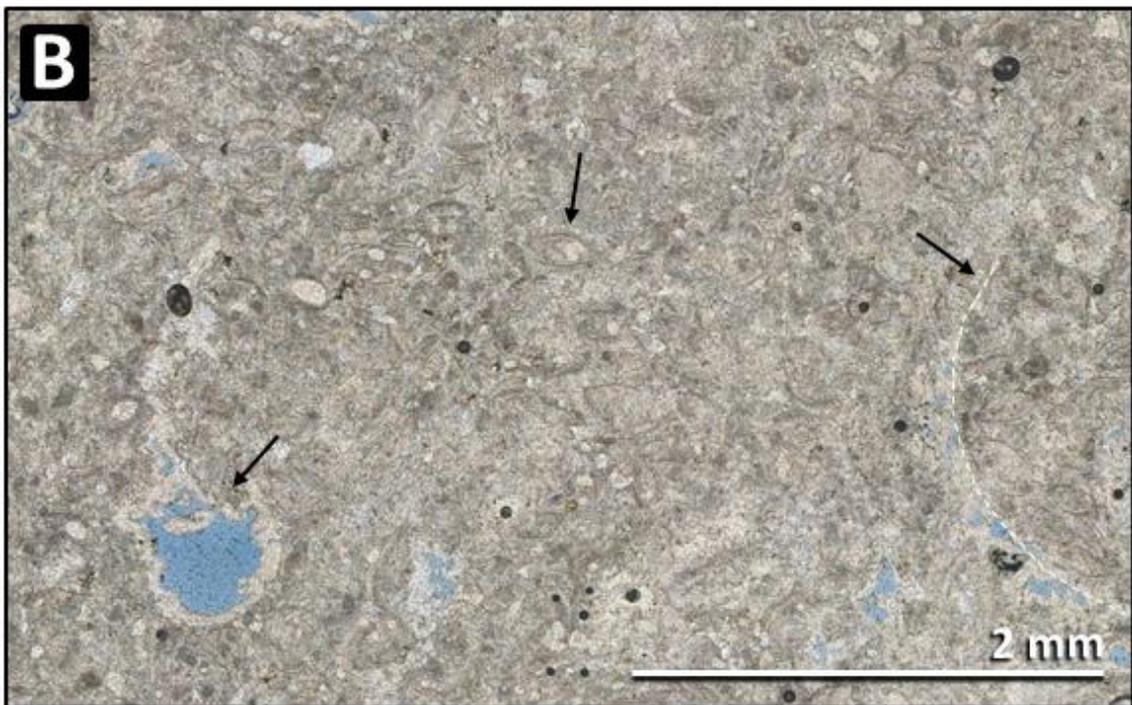


Figura 16. (A) Laminação plano-paralela em camada de Pac-Bio. Microfácies de Pac-Bio, com composição bioclástica, nas setas pretas observa-se, da esquerda para a direita, dissolução de gastrópodes, ostracodes e bivalve dissolvido.



Figura 17. (A) Camadas da fácies Wac-Pel. (B) Marcas onduladas no topo da camada de Wac-Pel.

Wackestone Bioclástico [Wac-Bio]

Localizada apenas no Membro Intermediário da Fm. El Molino, a fácies wackestone bioclástico ocorre como camadas tabulares, de espessuras que variam de 0,3 a 0,6 m. Tem como estrutura principal laminação plano-paralela incipiente e, em alguns casos, maciça. A cor da fácies é azul-pálida (5PB 7/2) em rocha fresca, quando alterada apresenta cor cinza-clara (N7).

Sua **microfácies** tem textura lamosa, com fábrica de orientação caótica suportada pela matriz micrítica e com empacotamento frouxo (Fig. 18). A composição dos constituintes primários inclui fragmentos de ostracodes desarticulados (90%), fragmentos de osso (5%), dente fóssil (1%), quartzo detrítico (4%) que totalizam 20% da composição total, sendo o restante 80% formado por lama micrítica.

Mudstone Bioclástico [Mud-Bio]

Esta fácies é identificada em todos os Membros da Fm. El Molino, predominando no Membro Superior. As camadas são tabulares e possuem espessuras muito variadas, de 0,2 a 1,2 m. É predominantemente maciça, porém, em alguns casos, apresenta laminação plano-paralela incipiente. Tem cor azul-escura (5PB 3/2) em rocha fresca; quando alterada, apresenta cor azul-acinzentado (5PB 5/2). Apresenta menos de 10% de conteúdo fossilífero, composto por gastrópodes com tamanho médio de 0,5 mm, podendo chegar até 10 mm, suportados por matriz lamosa (Fig. 19). Em algumas porções, são encontrados dentes fósseis e fragmentos de ossos. Esta fácies foi descrita apenas em escala macroscópica.

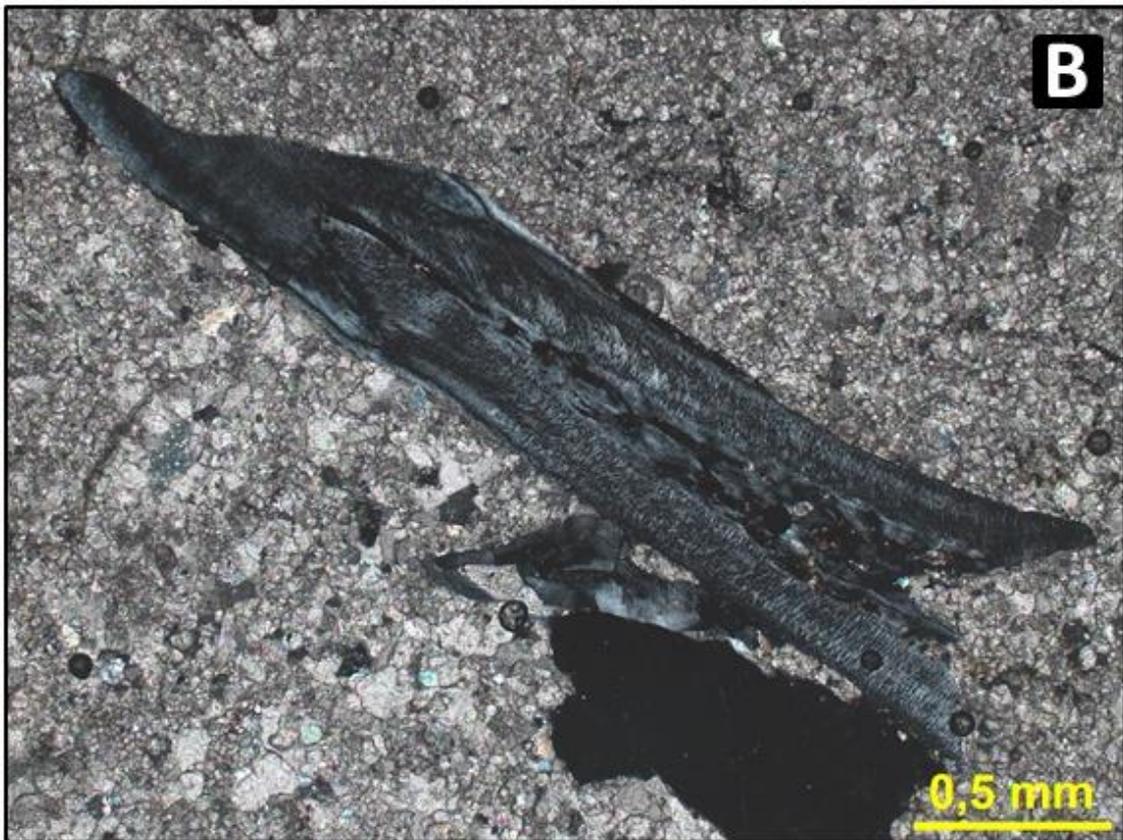
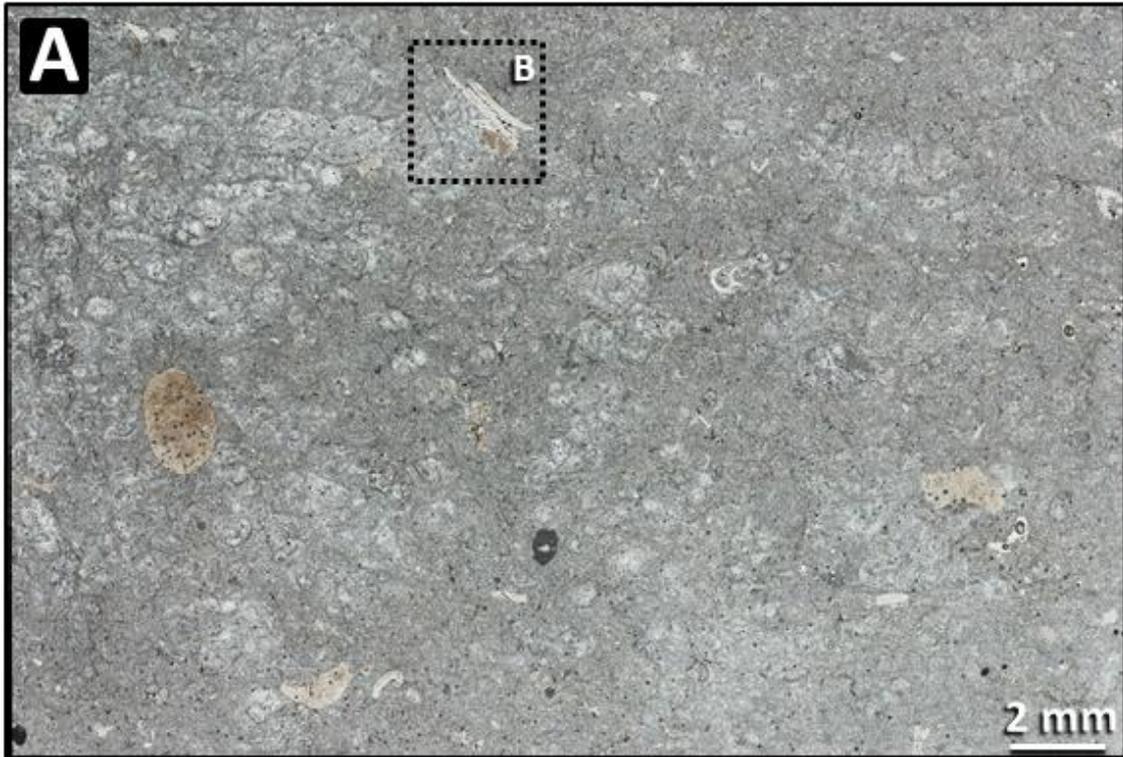


Figura 18. (A) Microfácies de Wac-Bio, com fragmentos de ostracodes desarticulados, fragmentos de osso, dente fóssil e quartzo detrítico. (B) Provável dente fóssil (?).



Figura 19. (A) Fragmentos de fóssil em camada de Mud-Bio. (B) Dente da espécie *Pucapristis Branisi* na fácies Mud-Bio, identificado através de dados paleontológicos da região (Gayet *et al.*, 1992).

Mudstone Micrítico [Mud-Mic]

Ocorre com mais frequência no Membro Superior da Fm. El Molino. As camadas são tabulares, com espessuras que variam entre 0,2 a 0,9 m, predominantemente maciças, com ocorrência restrita de laminação plano-paralela. Tem cor azul-escura (5PB 3/2) em rocha fresca, e quando alterada apresenta cor azul-acinzentada (5PB 5/2) (Fig. 20). Apresenta conteúdo fossilífero indistinto que não ultrapassa 5% da composição da rocha. Em ocorrência muito restrita, ocorre fantasmas de gipsita associada com gretas de re

Classificada como mudstone em campo a partir do elevado teor de lama carbonática, atestado pela reação com HCl e, indiretamente, pela associação de rochas carbonáticas. Esta fácies foi descrita apenas em escala macroscópica.

Estromatólito Aglutinado [Est-Agl]

Localizada apenas no Membro Superior da Fm. El Molino, a fácies apresenta camadas com continuidade lateral e espessuras consistentes que variam em torno de 0,4 a 0,6 m. As estruturas em arcos irregulares concêntricos identificam crescimento macroscópico dômico. Além disso, observam-se laminações contínuas de granulação fina como a principal estrutura interna, e, como estrutura secundária, apresenta porosidade fenestral de escala centimétrica paralela às laminações. A fácies tem cor cinza-oliva-clara (5Y 6/1) em rocha fresca e, quando alterada, apresenta cor cinza-clara (N7).

Na escala de microfácies (Fig. 21), a rocha apresenta alternância de laminações microbiais e laminações aglutinadas. As laminações microbiais são contínuas e possuem espessuras que variam de 0,2 a 0,3 mm, compostas principalmente de peloides e lama micrítica. As laminações aglutinadas também são contínuas e possuem espessuras que variam de 1,14 até 3,3 mm, compostas de quartzo detrítico, peloides, fragmentos de ostracodes, fragmentos de foraminíferos e lama micrítica.



Figura 20. (A) Camada maciça de mudstone micritico. (B) Observa-se raros componentes fósseis.

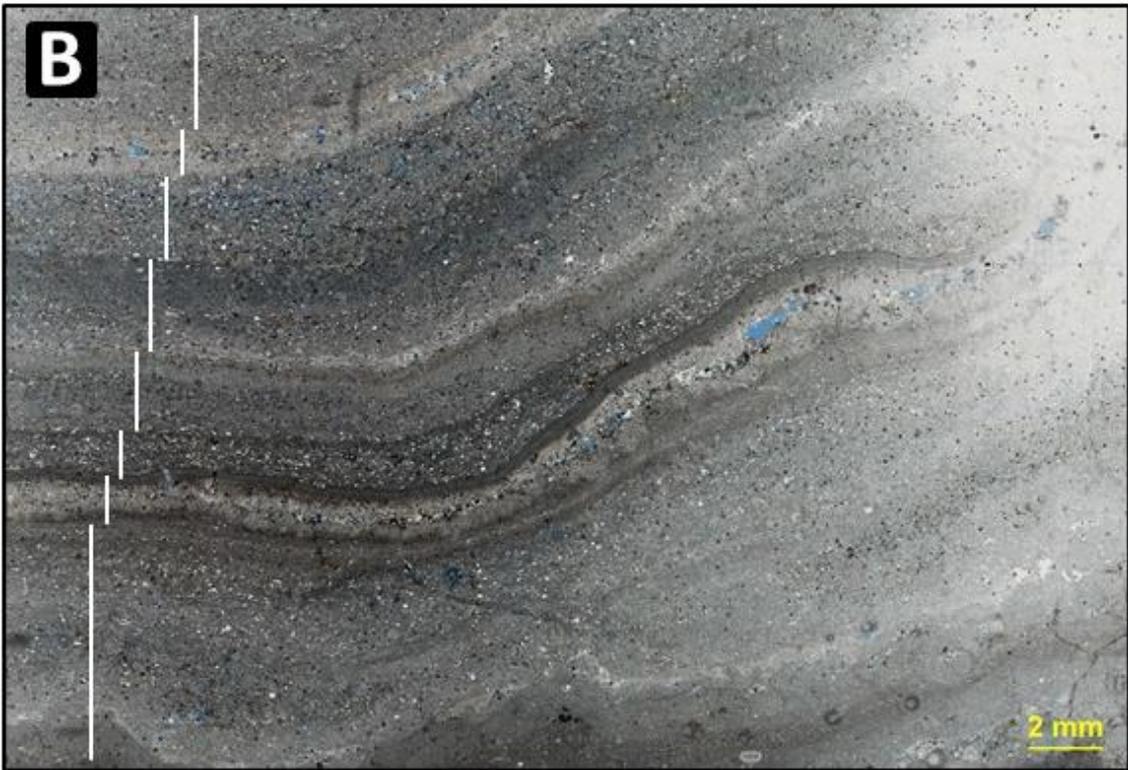


Figura 21. (A) Estrutura dômica de estromatólito. (B) Alternância entre as laminações microbiais e as laminações aglutinadas com peloides.

Laminito [Lam-Bio]

Localizada apenas no Membro Superior da Fm. El Molino, a fácies laminito apresenta camadas com continuidade lateral e espessuras que variam em torno de 0,3 a 0,6 m. Possui laminação plano-paralela na base e laminação ondulada no restante da camada (Fig. 22). É composta por intercalação de lamitos e lâminas de calcita de provável origem orgânica. Essas lâminas de calcita são contínuas e definidas por contraste de coesão em relação às lâminas constituídas por lama, as quais são menos coesas. A rocha tem cor vermelha-clara (5R 6/2) nas lâminas de calcita, enquanto nas lâminas de composição lamosa, a cor é cinza-clara (N7). Esta fácies foi descrita apenas em escala macroscópica.

Coquina de Bivalve [Coq-Biv]

Com três ocorrências bem demarcadas no Membro Inferior da Fm. El Molino, a fácies coquina de bivalve é definida por camadas tabulares de espessuras que variam entre 0,7 a 4 m, com estrutura maciça. Tem cor rosa-moderada (5R 7/4) em rocha fresca, quando alterada apresenta cor cinza-muito-clara (N8).

Na escala de microfácies (Fig. 23), possui grão de tamanho seixo, com fábrica de orientação paralela suportada pelos bioclastos com empacotamento denso. A rocha está inteiramente recristalizada para calcita drusiforme e, através de sua textura remanescente, é possível identificar apenas bioclastos de bivalves, de comprimento entre 4 e 6 mm, e raros fragmentos de gastrópodes, de comprimento entre 0,3 a 0,5 mm. As valvas dos bivalves estão desarticuladas, de orientação preferencial côncava para baixo, possuem médio grau de fragmentação e baixo de abrasão. De acordo com a classificação de Embry e Klovan (1971), a rocha é um rudstone de bivalve.



Figura 22. (A) Camada da fácies Lam-Bio. (B) Irregularidade da ocorrência das esteiras algais que constituem o laminito.

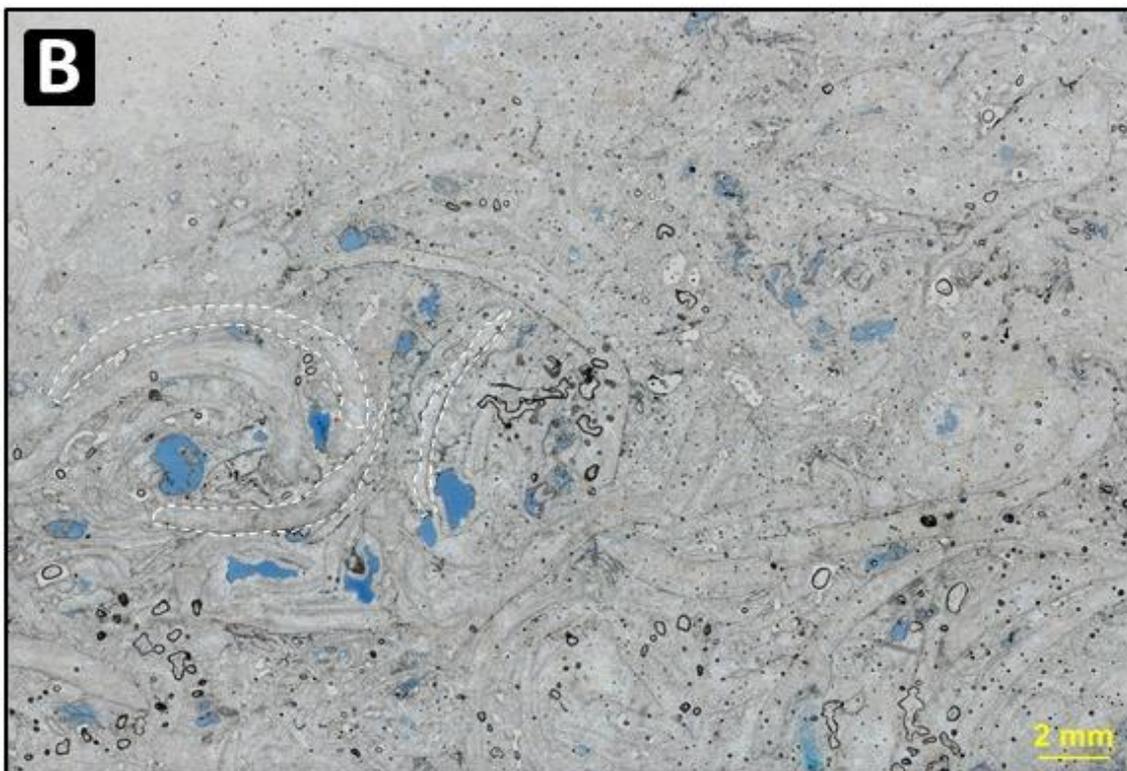


Figura 23. (A) Camada da fácies Coq-Biv, com abundante quantidade de bivalves desarticulados. (B) Microfácies de Coq-Biv, composto por bivalves desarticulados, fragmentados, com orientação preferencial côncava para baixo.

Marga Maciça [Mar-Mac]

Ocorre nos Membros Inferior e Superior da Fm. El Molino. Possui camadas tabulares centimétricas, com continuidade lateral a nível de afloramento (dezenas de metros), com intervalos de até 7 metros. Possui estrutura maciça a laminada, de cor verde amarelado pálido (10G 7/2) em rocha fresca, e quando alterada varia para verde muito pálido (10G 8/2) (Fig. 24). Classificada como marga maciça em campo a partir do elevado teor de lama carbonática, atestado pela reação com HCl e, indiretamente, pela associação com rochas carbonáticas

Lamito Vermelho [Lmt-Vrm]

Ocorre exclusivamente no Membro Intermediário da Fm. El Molino. Constitui camadas tabulares centimétricas com grande continuidade lateral, podendo por vezes, ocorrer com laminação milimétrica, com intervalos de até 5 metros. Tem cor vermelha moderada (5R 4/6) em rocha fresca, e quando alterada varia para vermelho pálido (10R 6/2) (Fig. 25). A partir de estimativa visual em campo, é constituído por aproximadamente 65% silte e 35% argila. Foi denominado como fácies lamito laminado vermelho, principalmente como critério de campo.

Lamito Verde [Lmt-Vrd]

Ocorre exclusivamente no Membro Intermediário da Fm. El Molino. Constitui delgadas camadas tabulares laminadas com grande continuidade lateral, com intervalos de até 6 metros. Tem cor verde-azulado-claro (5BG 7/2) em rocha fresca, e quando alterada varia para verde-claro (10G 6/2) (Fig. 26). A partir de estimativa visual em campo, é constituído por aproximadamente 65% argila e 35% silte. Foi denominado como fácies lamito laminado verde para diferenciar de fácies similar, porém de cor vermelha.



Figura 24. (A) Erosão diferencial em camada de Mar-Mac. (B) Cor característica da fácies Mar-Mac quando não alterada.



Figura 25. (A) Coloração característica da fácies Lam-Vrm, presença de silte marcado por laminações de textura mais grossa. (B) Ocorrência da fácies Lam-Vrm associada a fácies de Pac-Ool.



Figura 26. (A) Cor característica da fácies Lam-Vrd, utilizada como critério para posteriores interpretações. (B) Não observa-se intercalações com lâminas de textura mais grossa.

4.2. Associação de Fácies e Zonas Paleoambientais

A integração de fácies e microfácies foi estabelecida a partir da metodologia de tipos de microfácies de rampa (TMR; em inglês, RMF – ramp microfacies types) (Flügel, 2010; Fig. 27). Os TMR são um conceito análogo das microfácies padronizadas (MFP, em inglês, SMF para *standard* microfacies) de Wilson (1975). Para Flügel (2010), os tipos de padrões de microfácies estabelecidos são provenientes de modelos de rampas carbonáticas, diferente dos modelos de plataforma carbonática com borda (*rimmed carbonate platform*) de Wilson. As TMR são categorias definidas por Flügel (2010) que resumem as microfácies em critérios simples, semi-quantitativos e de fácil reconhecimento, baseadas em características dominantes das rochas, tais como tipos de grãos, biota e texturas deposicionais (Wilson, 1975; Tucker & Wright, 1990; Flügel, 2010).

Rampa Interna					Rampa Intermediária	Rampa externa
Zonas entremarés	Laguna	Barras oolíticas	Restrito	Marinho aberto		
					Ondas de bom tempo	Ondas de tempestade
					TMR 18: Wackestone bioclástico com ostracodes TMR 19: Mudstone sem bioturbação TMR 20: Wackestone/Packstone bioclástico com alga	Laguna
TMR 19: Mudstone sem bioturbação TMR 21: Packstone ooncolítico TMR 22: Mudstone TMR 23: Bindstone fenestral TMR 24: Wackestone/mudstone intraclástico					Zonas entremarés	
TMR 27: Grainstone/packstone com grãos esqueléticos TMR 29: Grainstone oolítico com oólitos concêntricos TMR 30: Grainstone/packstone oolítico com conchas					Barras oolíticas	

Figura 27. zonas paleoambientais e tipos de microfácies estabelecidas para o modelo de rampas carbonáticas (Modificado de Flügel, 2010).

O sistema de classificação TMR é amplamente usado em estudos que abordam ambientes carbonáticos devido à facilidade de seu uso no reconhecimento de padrões de deposição de diferentes idades formados em ambientes análogos (Moutinho, 2006; Flügel, 2010; Amour *et al.*, 2013; Amel *et al.*, 2015; Aghaei *et al.*, 2018; Bádenas, 2018; Sequero, 2019; Sousa, 2019; Warnecke & Aigner 2019).

A grande vantagem na adoção desse método é dada pelo imediato reconhecimento dos seus controles deposicionais, pois ele permite estabelecer como estão dispostas as zonas paleoambientais, análogas às associações de fácies, de rampa interior, rampa intermediária e rampa exterior (Wilson, 1975; Burchette *et al.*, 1990; Tucker & Wright, 1990; Flügel, 2010; Amour *et al.*, 2013). Diferente das associações de fácies siliciclásticas, a associação de fácies carbonática gera uma interpretação mais imediata, na qual as zonas paleoambientais de deposição das TMR estão relacionadas diretamente com as microfácies. Isso se deve ao caráter deposicional carbonático ser extremamente sensível a grandes variações laterais, o que gera zonas deposicionais bem delimitadas.

Contudo, nem todas as fácies descritas neste trabalho (Fig. 28) possuem as suas respectivas microfácies. A fim de complementar essa lacuna, foram utilizadas informações coletadas em campo, tais como estruturas deposicionais e estruturas orgânicas, para auxiliar no entendimento das associações de fácies e definir corretamente as suas respectivas associações faciológicas no modelo dos TMR. Além das zonas paleoambientais carbonáticas, foram identificadas associações de fácies lacustre, interpretadas a partir dos conceitos clássicos de associação de fácies de Walker (1992; 2006), Reading (2009) e James & Dalrymple (2010). A discussão individual de cada associação de fácies foi organizada levando em conta o contexto ambiental, do continental ao marinho, e em relação a energia deposicional, da menor para o maior.

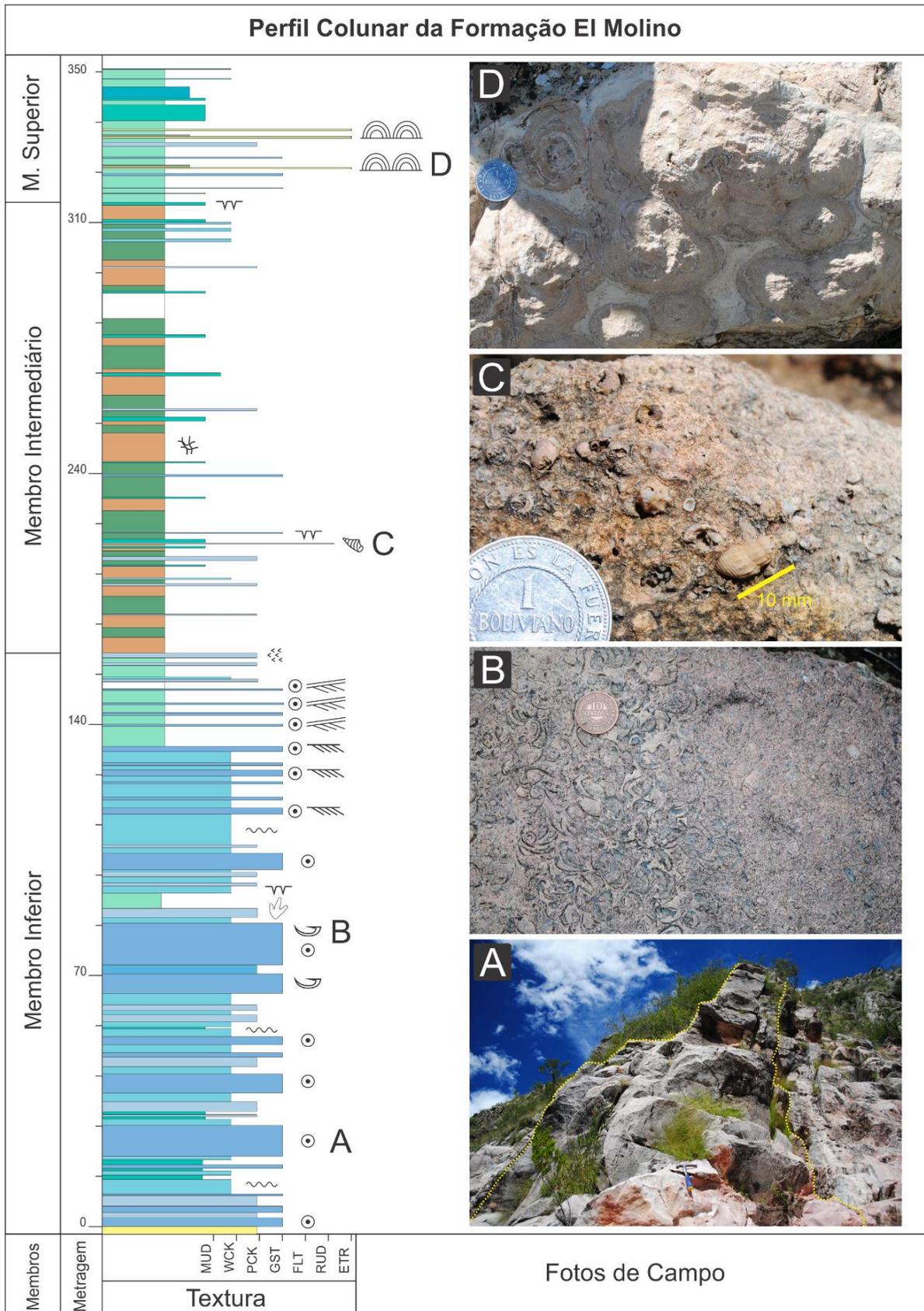


Figura 28. Perfil Colunar da Fm. El Molino, em escala reduzida. A: camada da Fácies Gra-Ool. B: foto de detalhe da fácies Coq-Biv. C: foto de detalhe da fácies Rud-Gas, com gastrópodes sinistrais ornamentados com comprimento máximo de 10 mm. D: Foto em planta de estruturas dômicas da fácies Est-Agl.

Associação de Fácies 1: Lago Raso

A associação de fácies de lago raso (AF1; Fig. 29) é constituída por rudstone de gastrópodes (Rud-Gas), packstone bioclástico (Pac-Bio), packstone oolítico (Pac-Oo), mudstone micrítico (Mud-Mic) e lamito vermelho (Lmt-Vrm). Sua espessura pode variar entre dois e nove metros. Os contatos são graduais entre Rud-Gas e Mud-Bio, e também entre Pac-Bio e Mud-Bio. Já entre as fácies de Pac-Bio e Lmt-Vrm os contatos são abruptos a erosivos, e, entre Mud-Bio e Lmt-Vrm, apenas abruptos. Em todas as fácies predomina a estrutura maciça. Laminações plano-paralelas e marcas de ondas no topo das camadas ocorrem ocasionalmente nas fácies Pac-Bio e Pac-Ool. A AF1 é majoritariamente composta de grãos esqueletais de gastrópode, bivalve, ostracode e fragmentos de fósseis. Grãos não-esqueletais, como oólitos radiais e peloides, são comuns na fácies Pac-Bio e Pac-Ool. Quartzo detrítico ocorre raramente nas fácies Pac-Bio, Pac-Ool e Mud-Mic. A fácies Lmt-Vrm possui variação de composição, ora mais detrítica, ora mais carbonática influenciada por horizontes de calcrete.

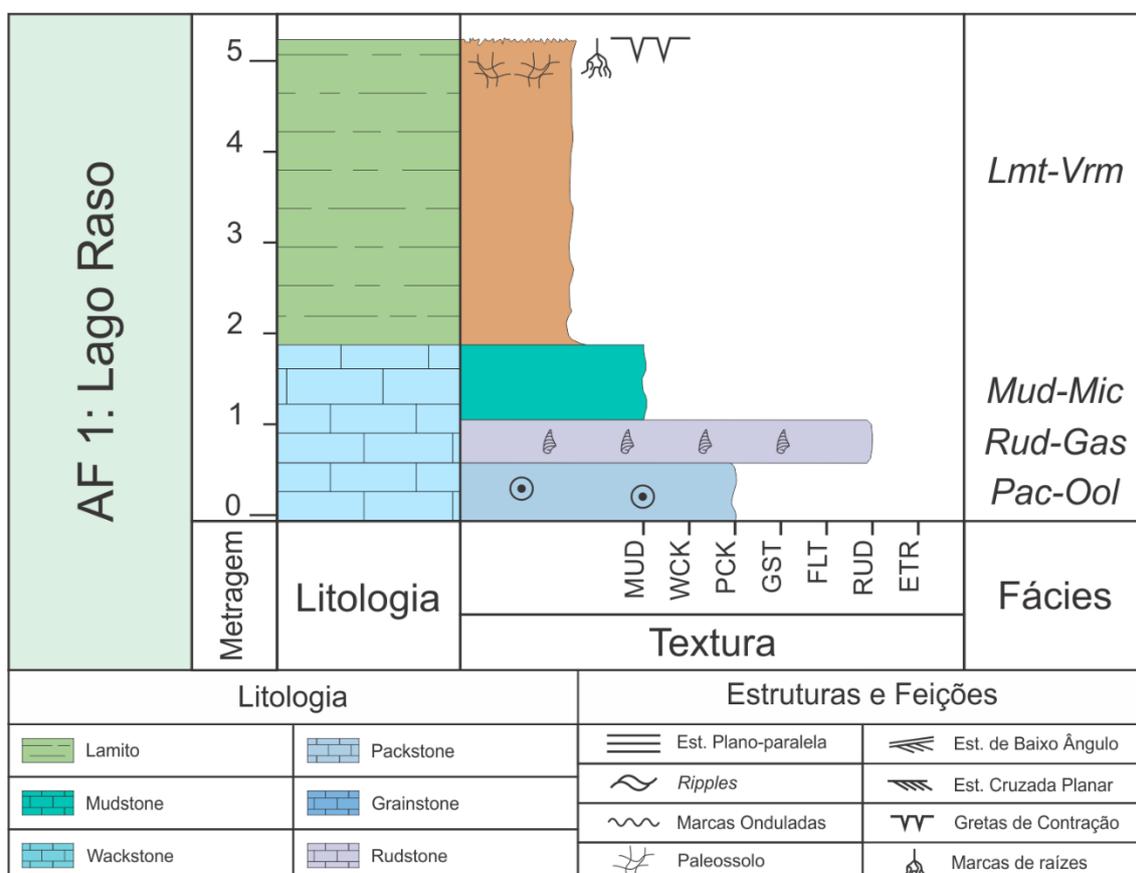


Figura 29. AF ideal de lago raso.

Interpretação: O ambiente de lago raso carbonático é definido por ser um tipo específico de deposição carbonática terrestre, que ocorre dentro de um lago ou em suas margens (Alonso-Zarza & Tanner, 2010). É caracterizado por possuir depósitos que registram flutuações da linha de costa, frequentemente associados a paleossolos e/ou sedimentos fluviais (Flügel, 2010). Concentrações de gastrópodes também são comuns e representam retrabalhamento de sedimentos por onda na linha de costa (James & Jones, 2016). Por serem ambientes continentais, os carbonatos são apenas um dos constituintes dos sedimentos lacustrinos, e ocorrem associados também a argilas, margas e arenitos (Flügel, 2010).

As fácies Rud-Gas, Pac-Bio e Pac-Ool estão relacionadas com ambientes de deposição de alta a moderada energia, que sofrem influência da ação de ondas, como indicam estruturas que ocorrem no topo das camadas, como marcas de onda e laminações plano-paralelas, como são localmente observadas, mas que em extensões laterais maiores tendem a ser estratificações cruzadas de baixo ângulo. Enquanto as fácies Mud-Mic e Lmt-Vrm representam ambientes de baixa energia, depositados por decantação de lama carbonática e lama siliciclástica, respectivamente. A fácies Lmt-Vrm possui cor vermelha e foi interpretada como reflexo de condições mais oxidantes, além disso, ocorre frequentemente associada a feições de exposição, tais como gretas de ressecamento e paleossolo, o que indica condições de deposição mais rasas. A estrutura maciça da fácies Mud-Mic pode ser interpretada como resultado de intensa recristalização durante a eodiagênese (Alonso-Zarza & Tanner, 2010). Comunidades monoespecíficas de gastrópodes, associadas a ostracodes e bivalves, são acumulações comuns de zonas mais rasas do lago, e indicam influência de retrabalhamento por onda (Flügel, 2010). Ostracodes e bivalves são organismos de grande adaptabilidade ambiental, propensos a sobreviver em condições instáveis de salinidade. Além disso, quando associados a gastrópodes, sugerem um lago com possíveis conexões marinhas (Moutinho, 2006; Flügel, 2010; Muniz, 2018). Oólitos radiais observados na fácies Pac-Ool ocorrem bem selecionados e são representativos de ambientes lagunares salobros (Flügel, 2010).

Associação de Fácies 2: Lago Profundo

A associação de fácies de lago profundo (AF2) (Fig. 30) é composta por Packstone bioclástico (Pac-bio), wackestone bioclástico (Wac-Bio), mudstone bioclástico (Mud-Bio) e lamito verde (Lmt-Vrd). Sua espessura pode variar entre 0,4 e 6 metros, com média de 4,2 metros. Os contatos entre as fácies Wac-bio e Lmt-Vrd, Mud-Bio e Lmt-Vrd, são abruptos. Entre as fácies Pac-Bio e Lmt-Vrd, os contatos são erosivos. Em todas as fácies de textura fina, predomina a estrutura de laminação plano-paralela, entretanto, nas fácies Wac-Bio e Mud-Bio quando ocorrem logo após a fácies Pac-Bio, apresentam marcas onduladas. A AF2 é composta de grãos esqueletais de gastrópode, bivalve, ostracode e fragmentos de dente e osso de fósseis não identificados.

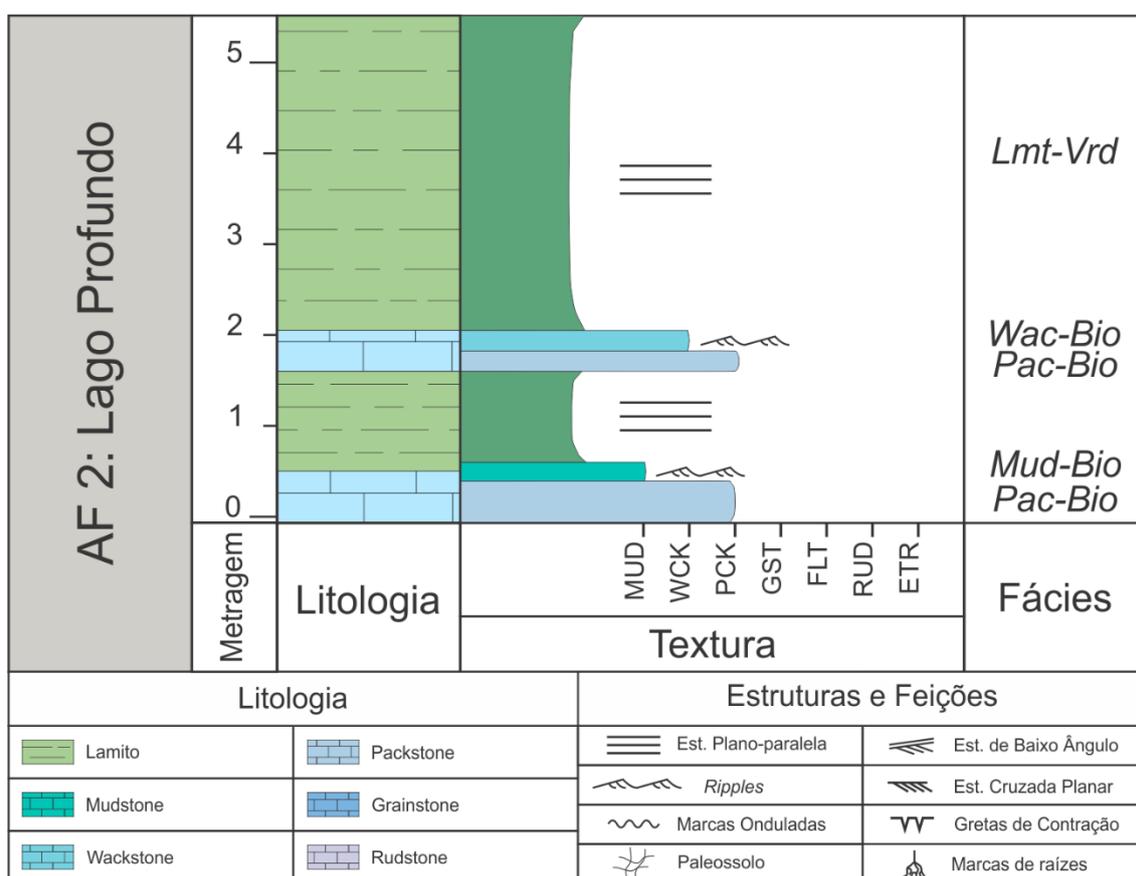


Figura 30. AF ideal de lago profundo.

Interpretação: Ambientes de lago profundo são desenvolvidos em zonas abaixo do nível de onda de tempestade, com baixa energia hidrodinâmica e predomínio de deposição de lama (Reading, 1996). A deposição de lago profundo é o produto da decantação de sedimentos carregados em suspensão

por rios, correntes de onda ou de vento. Isso acarreta diferenças de densidade: as frações grossas tendem a depositar em lago raso, enquanto somente as finas depositam-se em lago profundo (Bridge & Demicco, 2008). Sedimentos mais grossos podem ser carregados para o fundo do lago por fluxos gravitacionais (turbiditos) ou por fluxos hiperpicnais (Reading, 1996; Zavala & Arcuri, 2016).

As fácies Wac-Bio, Mud-Bio e Lmt-Vrd, quando ocorrem separadas da fácies Pac-Bio, estão relacionadas a ambientes de deposição de baixa energia, abaixo do nível de ondas de tempestade, como indicam as estruturas maciças e as frações finas das fácies Wac-Bio e Mud-Bio. A cor da fácies Lmt-Vrd foi interpretada como resultado de condições redutoras, além disso em certos intervalos possui fissilidade, o que denota o predomínio de deposição por decantação, reflexo de um ambiente deposicional de baixa energia.

A fácies de Pac-Bio maciço, que está em contato abrupto a erosivo em relação as camadas da fácies Lmt-Vrd, quando ocorre juntamente com as fácies Wac-Bio ou Mud-Bio no topo, geralmente com marcas onduladas, foram interpretadas como resultado de fluxos turbidíticos resultantes de episódios de inundação (Reading, 1996). Além disso, possuem composição intrabacinal de origem carbonática e/ou biogênica, ao contrário de registros de fluxos hiperpicnais, caracterizados por possuírem apenas sedimentos extrabacinais (Reading, 1996; Leeder, 2011; Zavala & Arcuri, 2016).

Associação de Fácies 3: Planície de Maré

A associação de fácies de planície de maré (AF3) (Fig. 31) é composta por grainstone bioclástico (Gra-Bio), wackestone de ostracodes (Wac-Ost), estromatólito dômico (Est-Agl), laminito (Lam-Bio), mudstone micritico (Mud-Mic) e marga maciça (Mar-Mac). Possui três metros de espessura média. Observam-se contatos graduais entre as fácies Mar-Mac e Lam-Bio, e contatos bruscos entre as fácies Wac-Ost, Est-Agl, Mar-Mac. Nessa associação há predominância de sedimentos de origem microbial, representados pelas fácies Est-Agl e Lam-Bio. Outra característica da AF3 é a pequena variedade de grãos esqueletais, sendo encontrados basicamente fragmentos de ostracodes e de bivalves. A fácies Mar-Mac possui variação de composição, ora mais detrítica, ora mais carbonática.

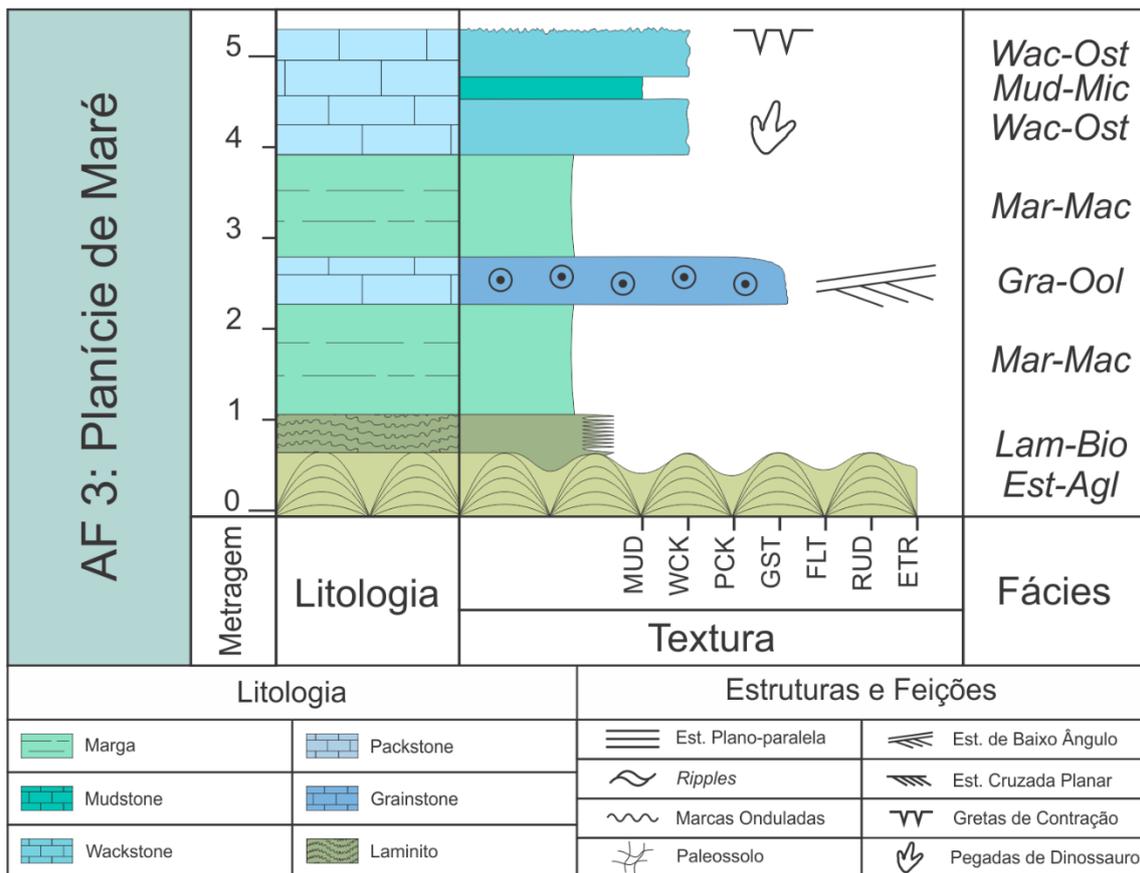


Figura 31. AF ideal de planície de maré.

Interpretação: Planícies de maré estão estabelecidas em regiões litorâneas que não possuem influência de ondas de mar aberto, sendo dominadas apenas por maré e ondas de tempestade. Barras oolíticas funcionam

como barreira que demarcam os ambientes de laguna protegida e de planície de maré dos ambientes francamente marinhos (Flügel, 2010). As planícies de maré são divididas em três zonas: inframaré (*subtidal*), que é a zona situada em nível inferior ao da maré baixa, sendo permanentemente submersa; intermaré (*intertidal*), definida como a zona entre a maré baixa e a maré alta, alternadamente alagada e exposta, podendo ter canais de maré associados; supramaré (*supratidal*), identifica a zona acima da linha de maré alta, inundada regularmente, mas majoritariamente em condição de exposição subaérea (Ginsburg, 1975; Wright & Burchette, 1996; Flügel, 2010). Dentre os critérios diagnósticos para identificar cada zona, estão as gretas de ressecamento e influência pedogênica para zonas de supramaré, associadas às fácies carbonáticas. Nas zonas de intermaré, identificam-se as superfícies com pegadas de dinossauro e ocorrência de estromatólitos. Por fim, para as zonas de inframaré, um forte indicador é a alta diversidade de organismos bentônicos (Ginsburg *et al.*, 1977; Flügel, 2010). O conjunto das fácies Gra-Bio e Mar-Mac foi interpretado como resultado de canais de maré, onde a estratificação cruzada de baixo ângulo e a presença de intraclastos lamosos na fácies Gra-Bio reforçam essa interpretação.

A ocorrência de sedimentos de baixa energia, tais como as fácies Mar-Mac e Wac-Ost, juntamente com estruturas orgânicas, representadas pelas fácies Est-Agl e Lam-Bio, indicam um ambiente protegido, de águas rasas e de grande oscilação do nível do corpo d'água (Ginsburg *et al.*, 1977). Estromatólitos e laminitos representam estágios em que dominavam águas quentes e sem turbidez, essas condições são propícias para o crescimento abundante de algas e esteiras microbiais (Lam-Bio), comuns em planícies de maré (Flügel, 2010; Tucker & Dimas-Brito, 2017). Além da ocorrência de estromatólitos, gretas de ressecamento e pegadas de dinossauro reforçam a interpretação de que se trata de zonas de intermaré e que episódios de exposição subaérea eram recorrentes (Leonardi, 1994; Meyer *et al.*, 2001; Flügel, 2010). A AF3 pertence à zona paleoambiental de planície de maré (*Peritidal Zone*) de Flügel (2010) por possuir fácies análogas às TMR19, TMR21, TMR22, TMR23 e TMR24.

Associação de Fácies 4: Laguna Protegida

A associação de fácies de laguna protegida (AF4) (Fig. 32) é composta por packstone oolítico (Pac-Ool), wackestone peloidal (Wac-Pel), wackestone de ostracodes (Wac-Ost) e mudstone micrítico (Mud-Mic). Sua espessura pode variar de um a dez, com predominância de três metros. Os contatos entre as fácies Wac-Pel, Wac-Ost e Mud-Mic são graduais, ao passo que entre as fácies Pac-Ool e Wac-Pel, são bruscos. A estrutura que predomina na AF4 é a maciça, com alguns casos de laminação plano-paralela incipiente nos Wac-Ost, gradação normal em Pac-Ool e raras ocorrências de marcas onduladas simétricas nos Wac-Pel. A composição pode ser tanto de grãos não esqueletais, oólitos e *pellets*, como grãos esqueletais, tais como fragmentos de bivalve e de gastrópodes. Grãos de quartzo detrítico também estão presentes.

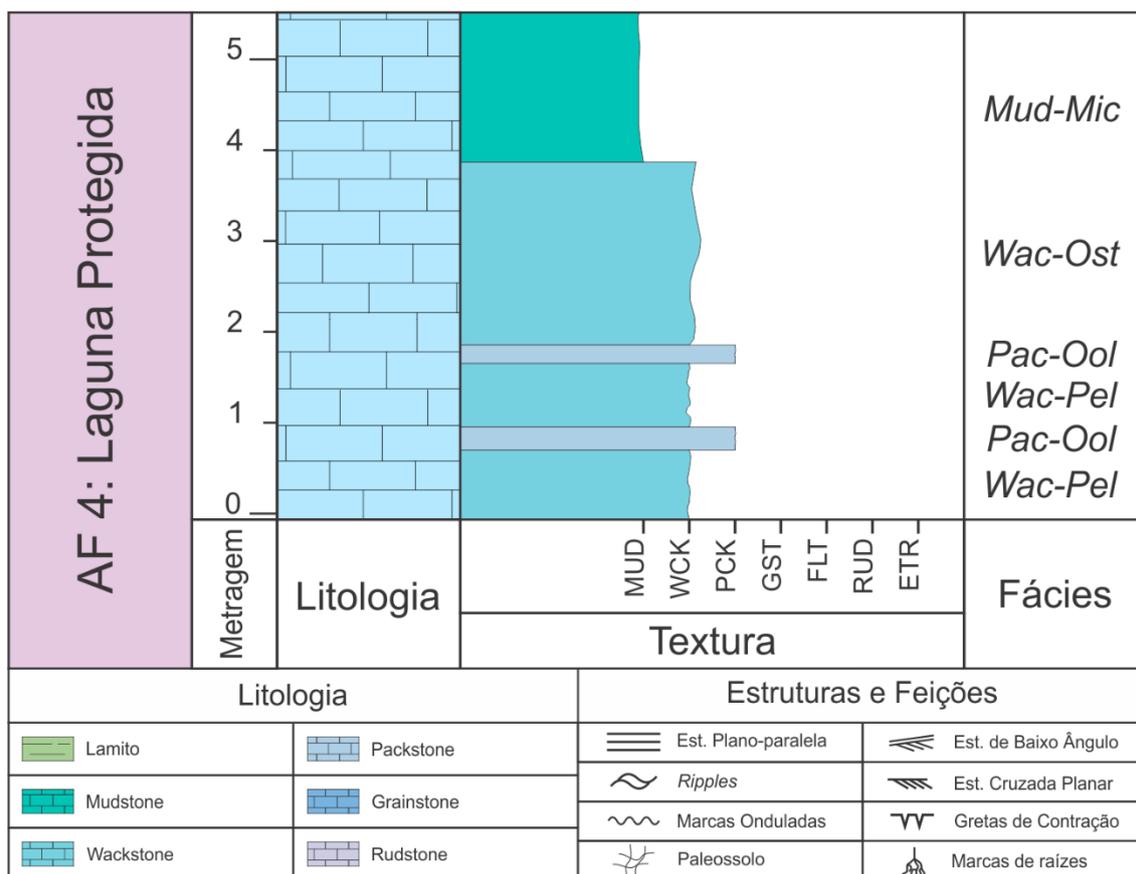


Figura 32. AF ideal de laguna protegida.

Interpretação: Lagunas protegidas são ambientes de baixa energia deposicional, situadas entre a barra oolítica-bioclástica e a linha de costa, é formada acima do nível médio de ondas normais e que podem estar associadas

a planícies de maré, contexto fortemente influenciado por processos de inframaré (Burchette *et al.* 1990; Ginsburg *et al.*, 1990; Flügel, 2010). Além de maré, eventos de tempestade também podem ocorrer na laguna, sendo representados por leques de sobrelavagem (*washover fan*). Esse processo remobiliza oólitos da barra oolítica, ambiente de alta energia, para a laguna protegida, ambiente de baixa energia, o que resulta num registro intercalado de fácies Pac-Ool e Wac-Pel (Amour *et al.*, 2013).

A variação de salinidade em ambientes protegidos está relacionada à circulação de água, controlada principalmente por correntes de maré e condições climáticas (Aghaei *et al.* 2018). Organismos como ostracodes e bivalves são característicos por possuírem uma grande diversidade de ambientes, e podem ser encontrados em água doce ou até hipersalinos. Esses organismos possuem, portanto, alta adaptabilidade e resistência à variação da salinidade, e geram comunidades de baixa diversidade faunística (Wilson, 1975; Tucker & Wright, 1990; Scholle & Ulmer-Scholle, 2003; Flügel, 2010).

A presença de sedimentos de baixa energia, de acordo com as fácies Wac-Pel, Wac-Ost e Mud-Mic, indicam ambiente protegido, de águas rasas, com ausência ou pouca influência da ação de ondas (Flügel, 2010). A pouca diversidade faunística, representada pela fácies Wac-Ost, que possui apenas fragmentos de ostracodes e bivalves, atesta a grande variação de salinidade do ambiente. Os *pellets* da fácies Wac-Pel são característicos de ambientes de baixa energia, quentes, rasos e de circulação restrita (Adabi & Rao, 1991). As fácies Pack-Ool, com gradação normal e oólitos tangenciais provenientes da AF5, resultantes de processos de alta energia, intercaladas com fácies Mud-Mic, de processos de baixa energia, representam leques de sobrelavagem (*washover fan*) causados por tempestade e depositados em ambiente de laguna protegida (Bádenas & Aurell, 2009; Amour *et al.*, 2013; Sequero, 2019). A presença de quartzo detrítico indica uma fonte de aporte próxima (Miall, 1997). A AF4 pertence à zona paleoambiental de laguna (*lagoon*) de Flügel (2010) por possuir fácies análogas às TMR18, TMR19 e TMR20.

Associação de Fácies 5: Barra Oolítica-Bioclástica

A associação de fácies de barra oolítica-bioclástica (AF5) (Fig. 33) é composta de grainstone oolítico (Gra-Ool), packstone oolítico (Pac-Ool) e coquina de bivalve (Coq-Biv). Sua espessura pode variar entre sete e dez, com média de seis metros. As fácies Gra-Ool, Pac-Ool e Coq-Biv possuem contatos graduais entre si. As fácies Pac-Ool e Coq-Biv são maciças, enquanto a fácies Gra-Ool apresenta estratificação cruzada planar. A barra oolítica-bioclástica é caracterizada por conter grande quantidade de grãos não esqueletais de oólitos tangenciais. Além disso, grãos esqueletais de bivalves formam acumulações de conchas, representadas pelas fácies Coq-Biv. Também ocorrem em menor quantidade, *pellets* de origem indistinta e quartzo detrítico.

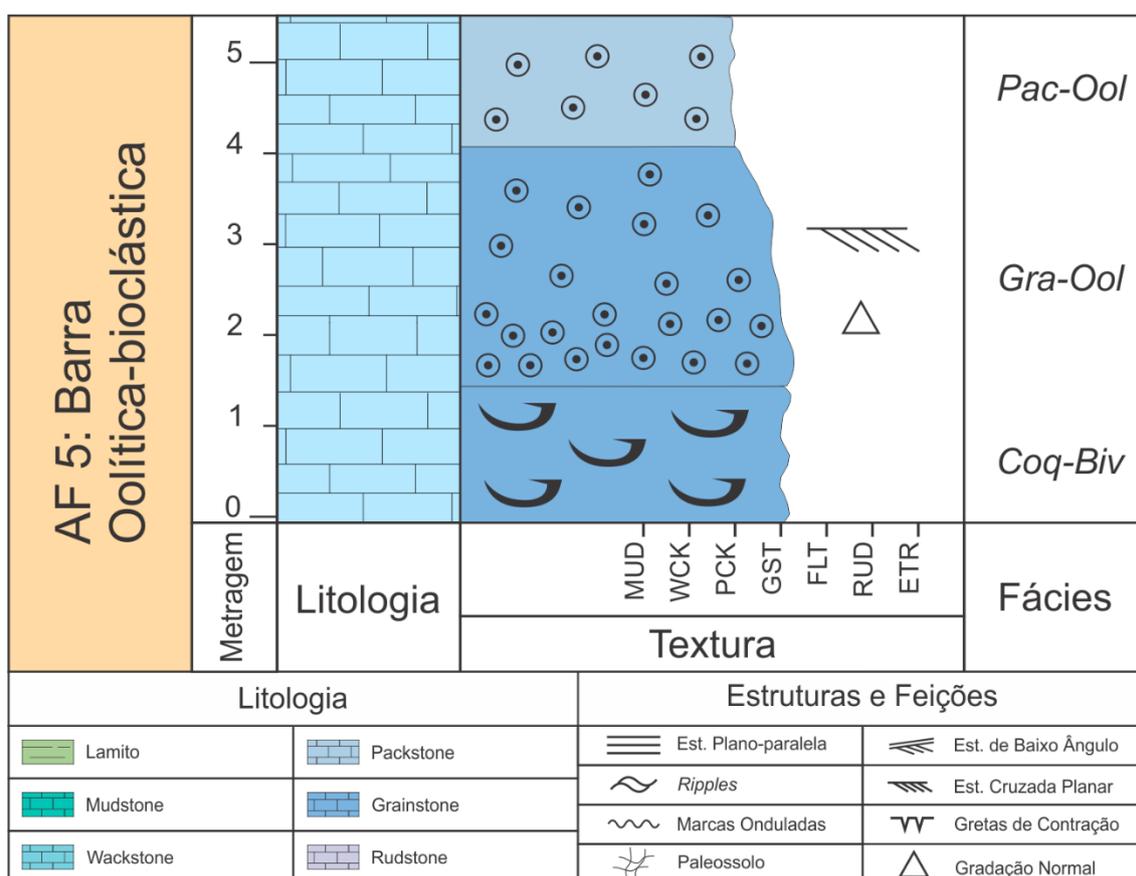


Figura 33. AF ideal de barra oolítica-bioclástica.

Interpretação: Barras oolíticas são distribuídas exclusivamente em zonas de alta energia, acima do nível de onda normal e nelas incide fortemente a ação de correntes de maré (Wanless & Tedesco 1993; Flügel, 2010). Caracterizadas por serem corpos extensos e alongados longitudinalmente à linha de costa,

esses depósitos demarcam ambientes protegidos à livre circulação de água marinha, pois funcionam como barreiras (Burchette *et al.*,1990; Sousa, 2019). As barras possuem tanto grãos não esqueletais como esqueletais. Dentre os não esqueletais, a ocorrência abundante de oólitos é diagnóstica desses depósitos, os quais apresentam diâmetro médio em torno de 0,25 a 1 mm e podem ocorrer junto com peloides e grãos agregados (Scholle & Ulmer-Scholle, 2003; Flügel, 2010). Grãos esqueletais refletem fauna pouco diversificada, pois as barras oolíticas sofrem influência de correntes de maré e correntes de onda que transportam e remobilizam constantemente o substrato, o que estabelece condições pouco favoráveis para outros tipos de biota que não sejam bivalves e gastrópodes, organismos de grande adaptabilidade ambiental (Burchette *et al.*,1990; Scholle & Ulmer-Scholle, 2003; Flügel, 2010; Sousa, 2019).

A partir da interpretação dos oólitos tangenciais em conjunto com estratificação cruzada planar em camadas de Gra-Ool, é possível relacionar essa associação com ambientes quentes, rasos e saturados em carbonato de cálcio, que sofrem por remobilização constante de correntes de maré (Burchette *et al.*,1990; James & Jones, 2016). O registro da Coq-Biv apresenta bivalves desarticulados e fragmentados, resultado de provável retrabalhamento por onda e transporte por correntes costeiras, processos de alta energia que remobilizam a lama micrítica para ambientes laterais (Wilson, 1975; Kidwell, 1991; Muniz, 2017). A AF5 pertence à zona paleoambiental de barra (*shoal*) de Flügel (2010) por possuir fácies análogas às TMR27, TMR29 e TMR30.

4.3. Modelos Depositionais

De acordo com a análise de fácies, microfácies, associações de fácies e da interpretação das zonas paleoambientais, pode-se propor um modelo deposicional análogo às plataformas carbonáticas do tipo rampa. Para tanto, foram usadas as definições de Tucker & Wright (1990) e Burchette & Wright (1992) que estabelecem as principais características e classificações desse tipo de sistema deposicional.

O conceito de plataformas carbonáticas, no sentido abrangente, é usado para classificar as principais sucessões de carbonato em águas rasas, as quais podem ser definidas em cinco tipos principais: plataforma com borda, rampa carbonática, plataforma epéirica, plataforma isolada e plataforma afogada (Tucker & Wright, 1990). Portanto, a plataforma carbonática do tipo rampa é definida como uma superfície deposicional suavemente inclinada ($<1^\circ$) que avança gradualmente entre a linha de costa, sem quebra de declive, para águas dominadas por onda em ambiente de alta energia, até chegar a águas profundas, em ambiente de baixa energia (Burchette & Wright, 1992).

Rampas carbonáticas podem ser subdivididas em relação aos limites de nível médio de ondas normais e nível médio de ondas de tempestade, de tal forma que esses limites determinam regiões com processos deposicionais dominantes que geram fácies ambientais específicas (Burchette *et al.*, 1990; Tucker & Wright, 1990; Burchette & Wright, 1992; Flügel, 2010). Portanto, podem ser estruturadas em rampa interna, rampa intermediária e rampa externa.

A rampa interna situa-se acima do nível médio de ondas normais, comumente dominada por depósitos de barras oolíticas, planícies de maré ou até mesmo por depósitos lagunares e é definida como sendo o ambiente de mais alta energia (Burchette & Wright, 1992; Flügel, 2010). A rampa intermediária é uma zona compreendida entre o nível médio de ondas normais e o nível médio de ondas de tempestade, é caracterizada por possuir depósitos com intenso retrabalhamento por ondas de tempestade (Burchette & Wright, 1992; Flügel, 2010). Por fim, a rampa externa é posicionada abaixo do nível médio de ondas de tempestade, descrita como o ambiente de mais baixa energia, marcada por raros episódios de retrabalhamento por ondas de tempestade.

Em toda o intervalo analisado da Fm. El Molino, não há registro de fácies específicas de plataforma com borda, tais como fácies de recifes de coral e fácies de talude. Entretanto, constata-se uma abundante presença de oólitos e bioclastos, bem como pegadas de dinossauros e estromatólitos, típicos de planície de maré. Além disso, foram reconhecidas fácies pertencentes à porção continental, representada por associações de fácies lacustre, e diversas zonas paleoambientais de rampa interna, caracterizadas pela planície de maré, laguna protegida e barra oolítica-bioclástica. Tais evidências são fortes argumentos para situar os pacotes da Fm. El Molino num modelo de rampa carbonática dominada por maré (Fig. 34), associada a um sistema lagunar continental (Fig. 35).

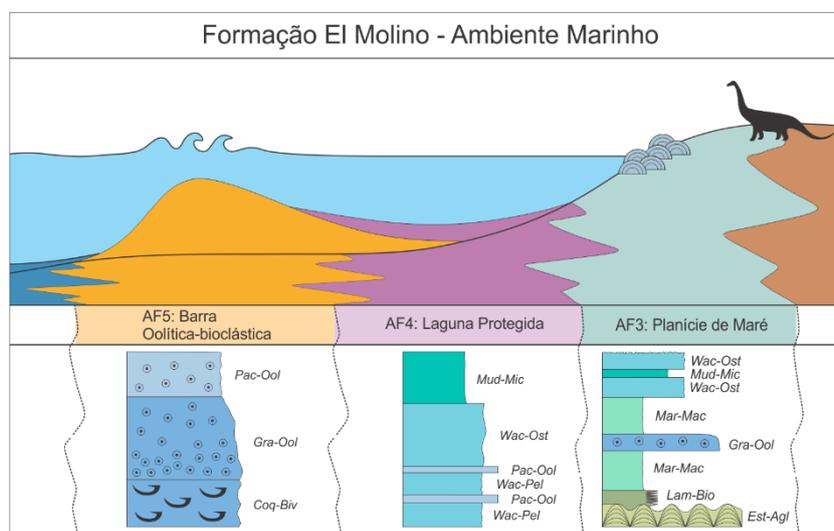


Figura 34. Modelo deposicional de rampa carbonática, que representa o modelo de ambiente marinho para a Fm. El Molino, em Torotoro.

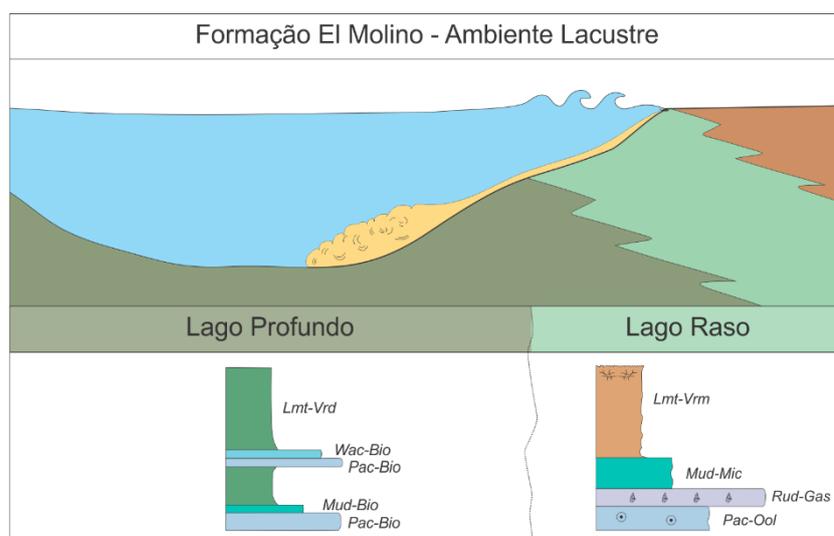


Figura 35. Modelo deposicional de lago, que representa o modelo de ambiente lacustre continental para a Fm. El Molino, em Torotoro.

5. DISCUSSÕES

5.1. Análise Estratigráfica

A análise estratigráfica do intervalo estudado avançou para outra escala ao identificarem-se as variações do nível relativo do mar. Uma vez que o reconhecimento dessas variações é fundamental para entender a dinâmica deposicional e paleogeográfica. Servirá também de evidências para suportar hipóteses de mudanças abruptas entre as fácies marinhas, dos Membros Inferior e Superior, e as fácies lacustres, do Membro Intermediário, da Fm. El Molino.

Assim, para entender a evolução estratigráfica, faz-se necessário, em primeiro lugar, identificar os padrões de empilhamento dos depósitos, que podem representar padrões progracionais, agradacionais e retrogradacionais (Posamentier & Allen, 1999; Catuneanu, 2006). Os padrões de empilhamento carbonático foram definidos com ajuda das texturas deposicionais e dos principais constituintes das fácies carbonáticas, bem como estruturas sedimentares e/ou estruturas biogênicas, tais como icnofósseis de vertebrados (Pegadas de dinossauros) e estromatólitos (Tucker 2011; Flügel, 2010). Uma vez identificados, os padrões são agrupados e associados para interpretar ciclos de transgressão, os quais possuem padrão de empilhamento retrogradacional. Nestes pacotes, as fácies de maior influência marinha estão sobrepostas às fácies de maior influência continental. Já no estágio regressivo, que possui padrão de empilhamento predominantemente progracional, as fácies de maior influência continental estão sobrepostas às fácies de maior influência marinha (Posamentier & Allen, 1999; Catuneanu, 2006).

As superfícies estratigráficas identificadas através da análise dos ciclos transgressivo/regressivo para este trabalho, são: a) superfície de inundação máxima; b) superfície de regressão máxima; e c) limites de sequência. Elas são importantes superfícies-chave para delimitar depósitos de tipos genéticos distintos (Emery & Myers, 1996; Moore, 2001; Catuneanu *et al.*, 2009). Após estabelecido o conjunto de padrões de empilhamento, dos ciclos e das superfícies estratigráficas, foram definidas as sequências estratigráficas da Fm. El Molino. Estas tem como característica serem constituídas por sucessões de

estratos depositados num ciclo completo de variação da acomodação e suprimento sedimentar (Posamentier & Allen, 1999; Catuneanu 2006, 2009).

Pela análise proveniente de 350 metros de espessura de perfil colunar, o intervalo estudado foi analisado em três ordens de grandeza estratigráfica: seqüências deposicionais de 3ª ordem e, internamente a elas, por ciclos transgressivos-regressivos de 4ª e 5ª ordem. Os ciclos completos, independente da ordem, são constituídos por um estágio transgressivo, representado por um triângulo azul, e um estágio regressivo, representado por um triângulo invertido vermelho (Fig. 36).

Para as seqüências deposicionais, foram individualizadas três seqüências estratigráficas, denominadas da base para o topo de Sequência 1, Sequência 2 e Sequência 3, que podem ser correlacionadas respectivamente com os Membros inferior, intermediário e superior da Fm. El Molino (Sempere *et al.*, 1997). Todas as seqüências representam o registro completo de ciclos de transgressão e regressão. Neles, a sucessão ideal de AFs para um ciclo completo de transgressão/regressão traduz-se como sendo: AF3 (Planície de maré) → AF4 (Laguna protegida) → AF5 (Barra Oolítica) (Fig. 36).

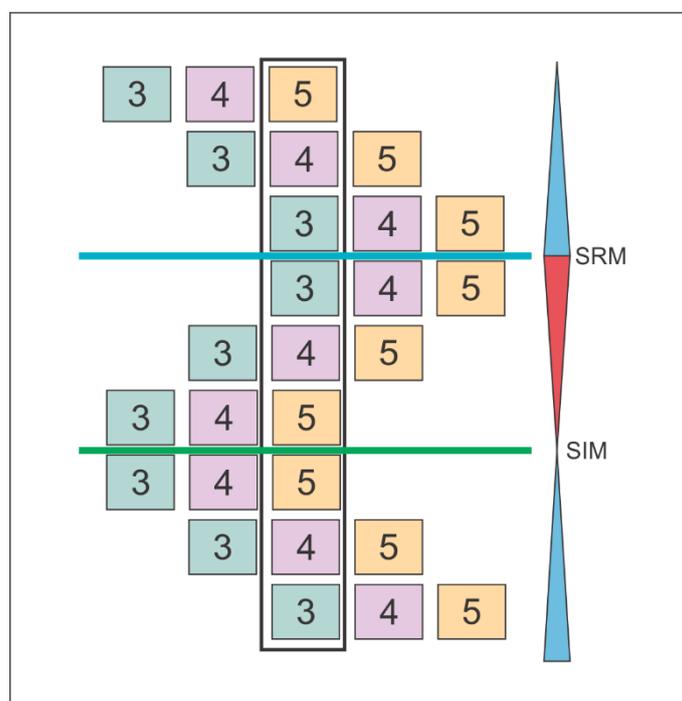


Figura 36. Modelo para a variação lateral e vertical de associações de fácies resultantes das sucessões de ciclos transgressivos/regressivos, para as seqüências 1 e 3.

Entretanto, a Sequência 2 apresentou grandes dificuldades de identificação dos ciclos de menor escala, devido à escassa quantidade de amostras e de poucas fácies reconhecidas em campo, em relação às Sequências 1 e 3. Essas dificuldades são fruto das próprias características de preservação das rochas de textura mais fina presentes na Sequência 2, pois apresentam grau de alteração muito avançado e intensa alteração diagenética. Por essa razão, foram identificados apenas as AF1 de lago raso e AF2 de lago profundo, com as superfícies estratigráficas interpretadas conforme a mudança deposicional dessas duas AFs (Fig. 37)

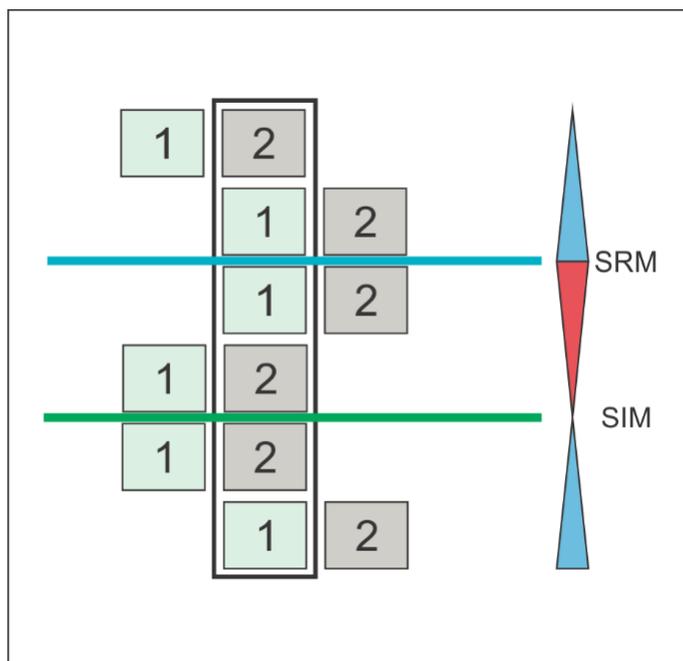


Figura 37. Modelo para a variação lateral e vertical de associações de fácies resultantes das sucessões de ciclos transgressivos/regressivos, para a Sequência 2.

5.1.1. Sequência 1

A Sequência 1 possui 188,6 metros de espessura (Fig. 38) e é constituída por três ciclos completos de transgressão-regressão (T/R) de 4ª ordem.

É delimitada, na base, por uma discordância angular de 16° entre as formações Torotoro e El Molino, denominada de limite inferior da Sequência 1 (LS1) e no topo pelo limite de sequência 2 (LS2). A sequência 1 está estruturada por três ciclos T/R completos, denominados de T/R-1, T/R-2 e T/R-3, entendidos como de 4ª ordem e limitados por superfícies de regressão máxima (SRM).

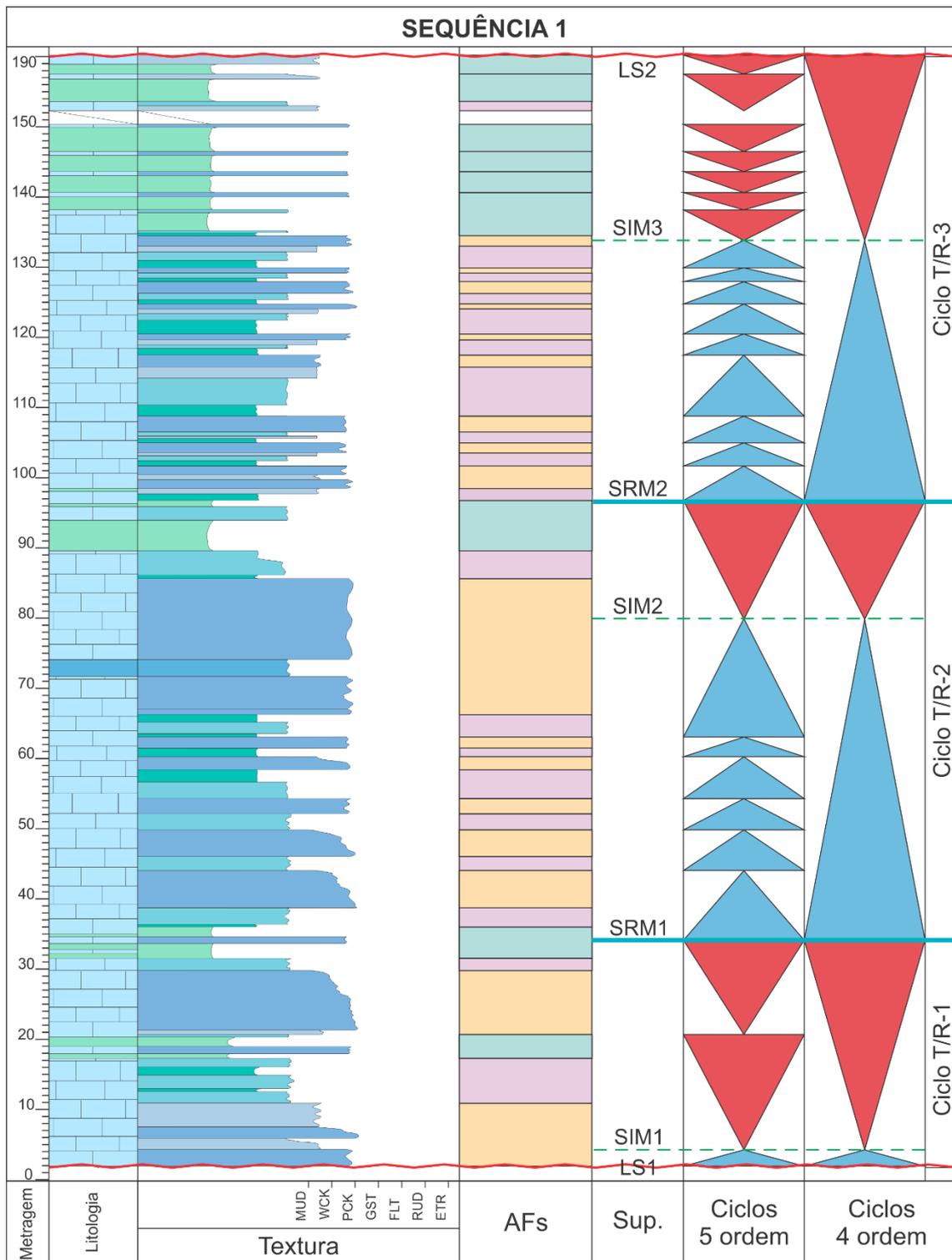


Figura 38. Perfil colunar da Sequência 1, com interpretação dos ciclos de 4ª e 5ª ordem.

Ciclo T/R-1

O ciclo T/R-1, inicia-se por uma superfície de ravinamento transgressivo (Fig. 39), marcado por sedimentos marinhos da fácies Gra-Ool sobre arenitos da Fm. Torotoro. Possui um estágio transgressivo de 5ª ordem, associado ao primeiro registro de transgressão marinha na região, representado por barras oolíticas. Ao contrário do que se registra no depocentro da bacia, na região de Potosí, em que a primeira ocorrência da Fm. El Molino está associada à AF de planície de maré. Isso se deve, provavelmente, à localização de Torotoro em relação a borda da bacia, que acarretou num estágio transgressivo de pequena espessura, relacionado diretamente com a primeira superfície de inundação máxima (SIM1) (Fig. 40).

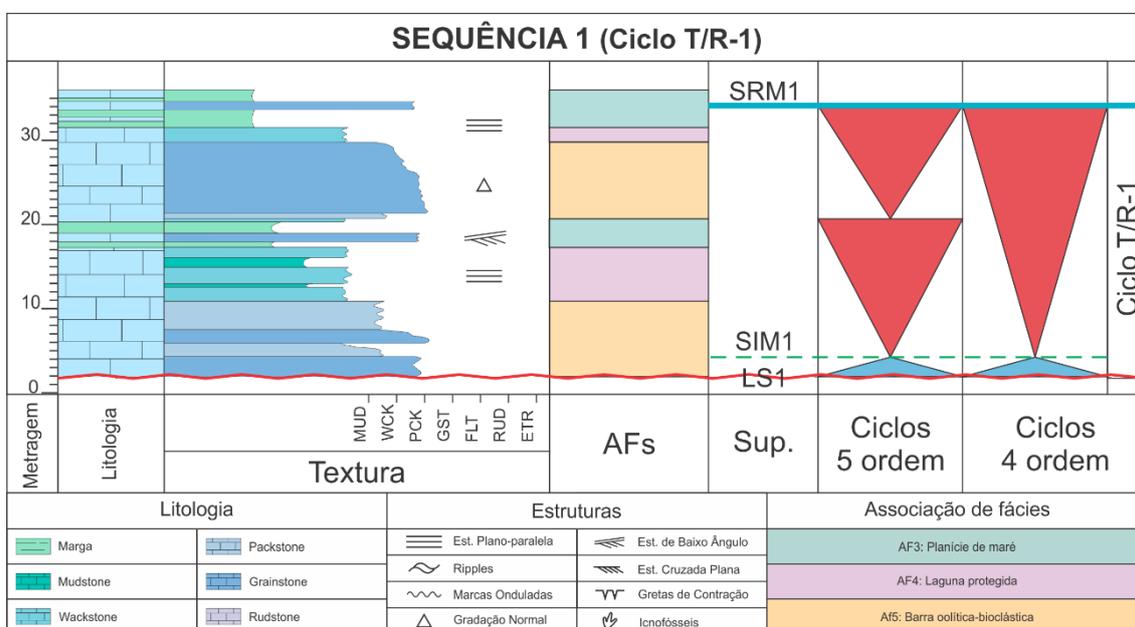


Figura 39. Ciclo T/R-1 da Sequência 1.

A partir da SIM1, delimitada no meio da AF de barra oolítica, ocorre dois ciclos incompletos de 5ª ordem, em que estão registrados apenas os estágios regressivos, marcado pela sucessão das AFs de barra oolítica, laguna protegida e planície de maré. A superfície de regressão máxima (SRM1) que separa o Ciclo T/R-1 do T/R-2, foi identificada no meio da AF de planície de maré, em fácies interpretadas como por canais de maré (Fig 40).

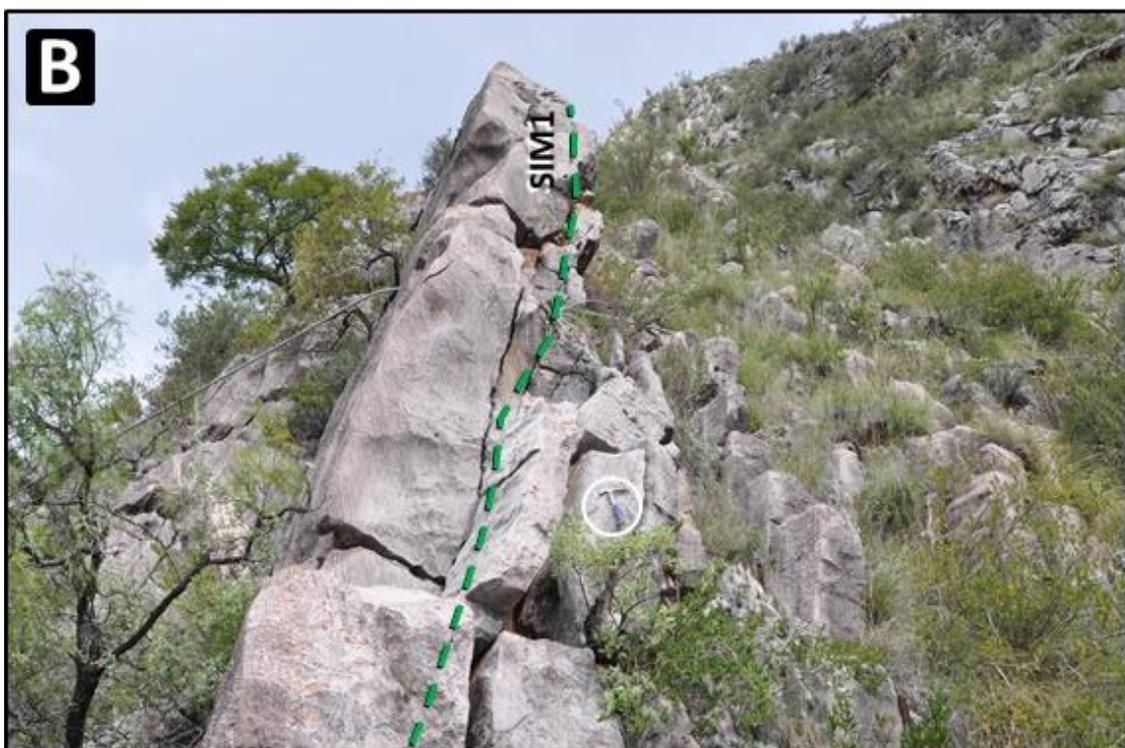
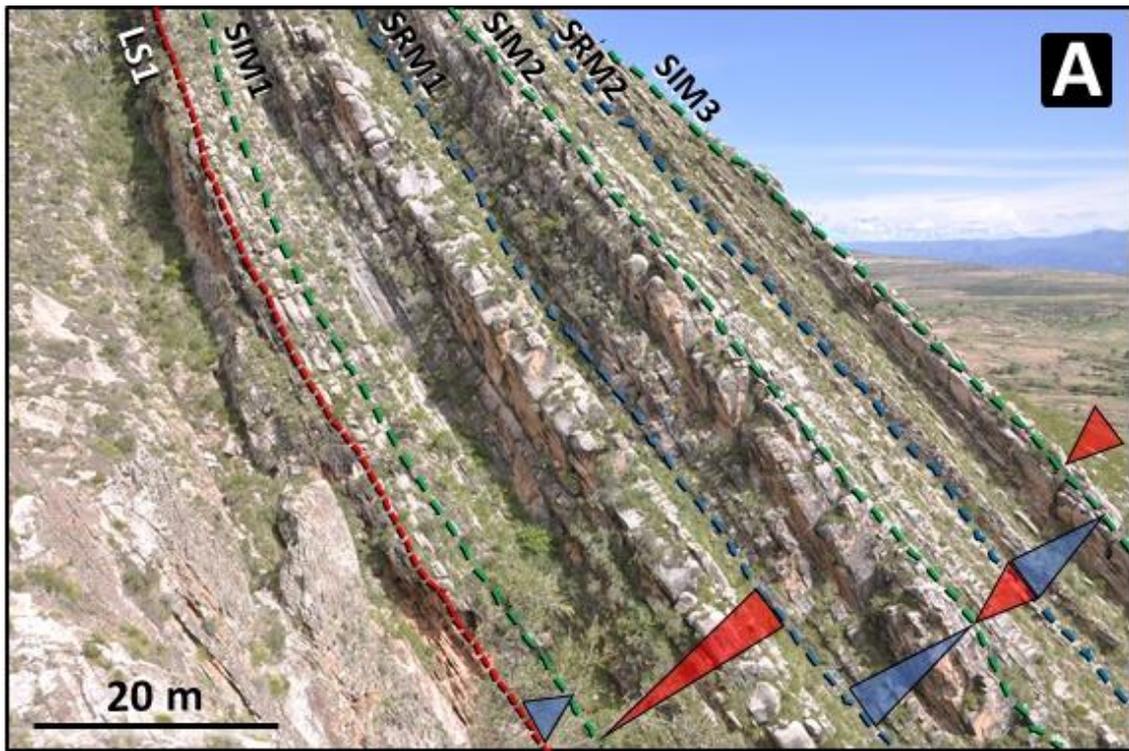


Figura 40. (A) Superfícies estratigráficas do Ciclo T/R-1 da Sequência 1. (B) SIM1 do ciclo T/R-1 da Sequência 1.

Ciclo T/R-2

Sobre a SRM1, o Ciclo T/R-2 (Fig. 41) inicia-se com seis sucessivos estágios transgressivos de 5ª ordem, com espessura média de cinco metros, compostos pela intercalação de AF de laguna protegida e barra oolítica.

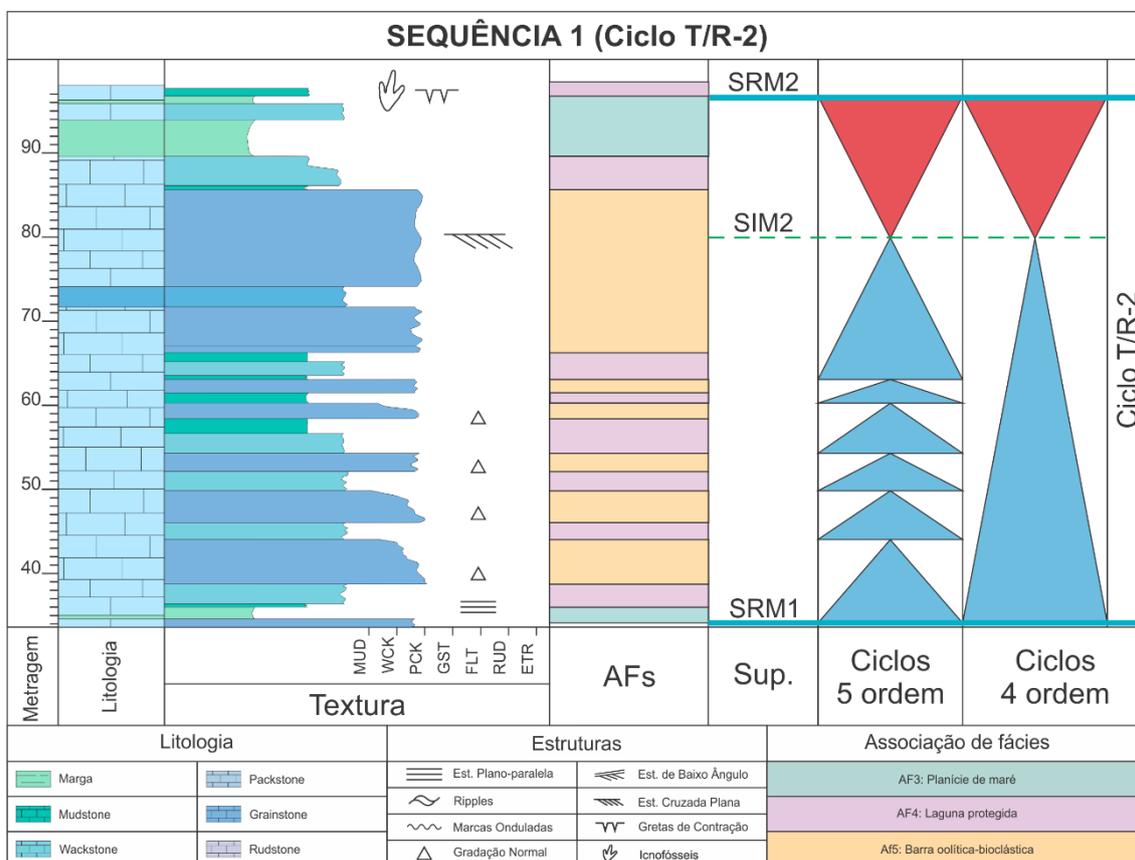


Figura 41. Ciclo T/R-2 da Sequência 1.

A mudança no padrão transgressivo para regressivo é marcado pela SIM2, e foi interpretada no meio da camada mais espessa da AF de barra oolítica. Abaixo da SIM2, as camadas possuem um padrão de estratocrescência ascendente, e acima, padrão de estratodecrescência ascendente (Fig 42). Essa camada é composta por fácies de coquinas de bivalve e indica o intervalo com a maior energia deposicional. Além disso, a maior espessura é representativa do maior espaço de acomodação tanto do Ciclo T/R-2, quanto o da própria Sequência 1.

O estágio regressivo do Ciclo T/R-2 é constituído por apenas um estágio regressivo de 5ª ordem, com 15 metros de espessura. Composto por um padrão de raseamento faciológico marcado pela sucessão vertical de AFs de barra oolítica, laguna protegida e planície de maré.

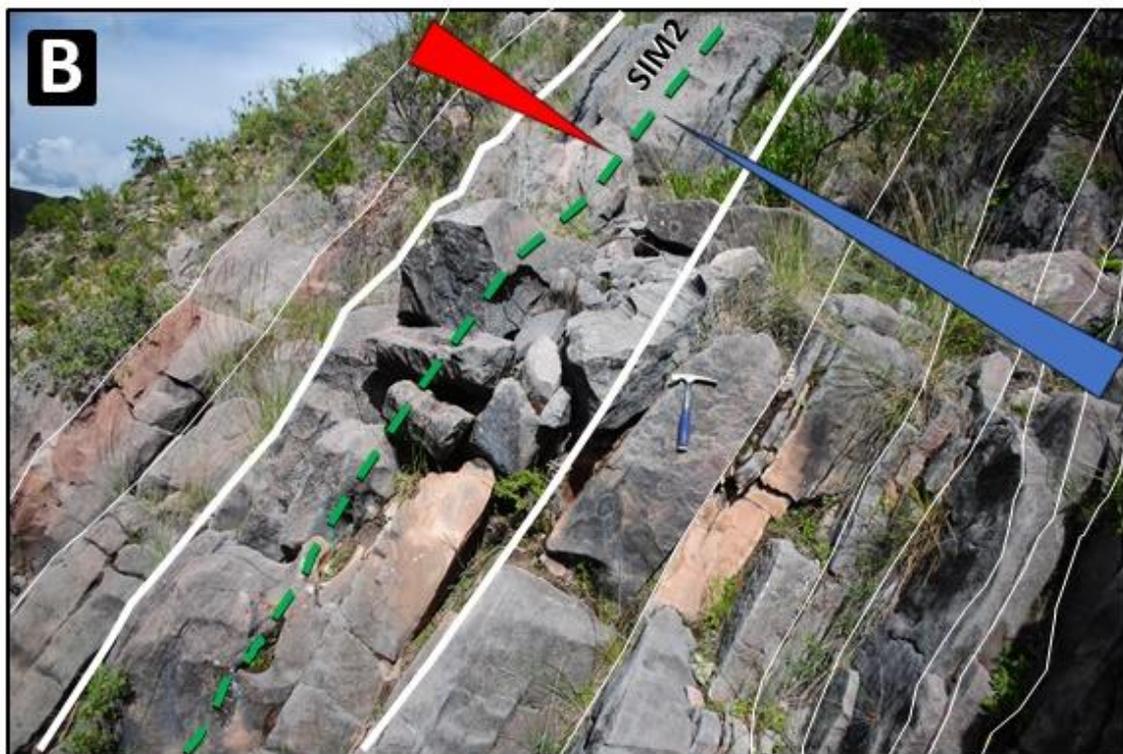
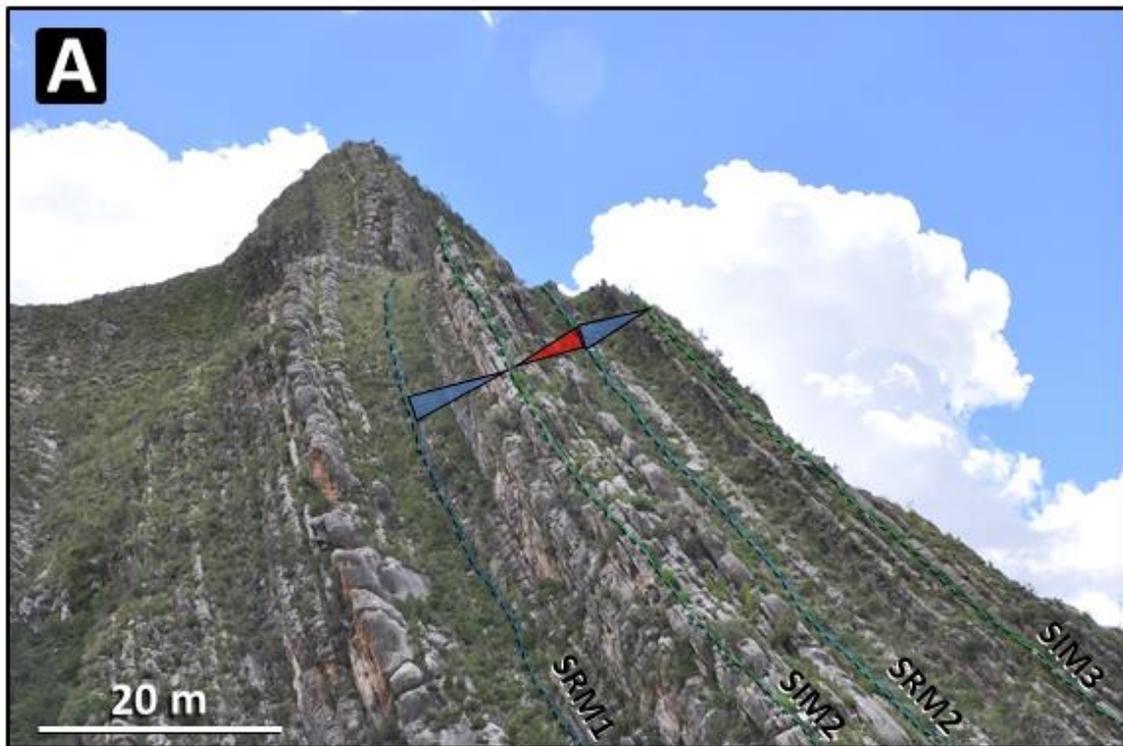


Figura 42.(A) Superfícies estratigráficas do Ciclo T/R-2 da Sequência 1. (B) SIM2 do ciclo T/R-1 da Sequência 1.

Ciclo T/R-3

A superfície SRM2, que separa os Ciclos T/R-2 do T/R-3 (Fig. 43), é marcada por feições de exposição, tais como pegadas de dinossauros e gretas de ressecamento na AF de planície de maré (Fig 44). Em virtude dessas feições e pela subsequente mudança do padrão deposicional, foi interpretado como sendo a segunda superfície de regressão máxima (SRM2), localizada na superfície com evidências de exposição subaérea.

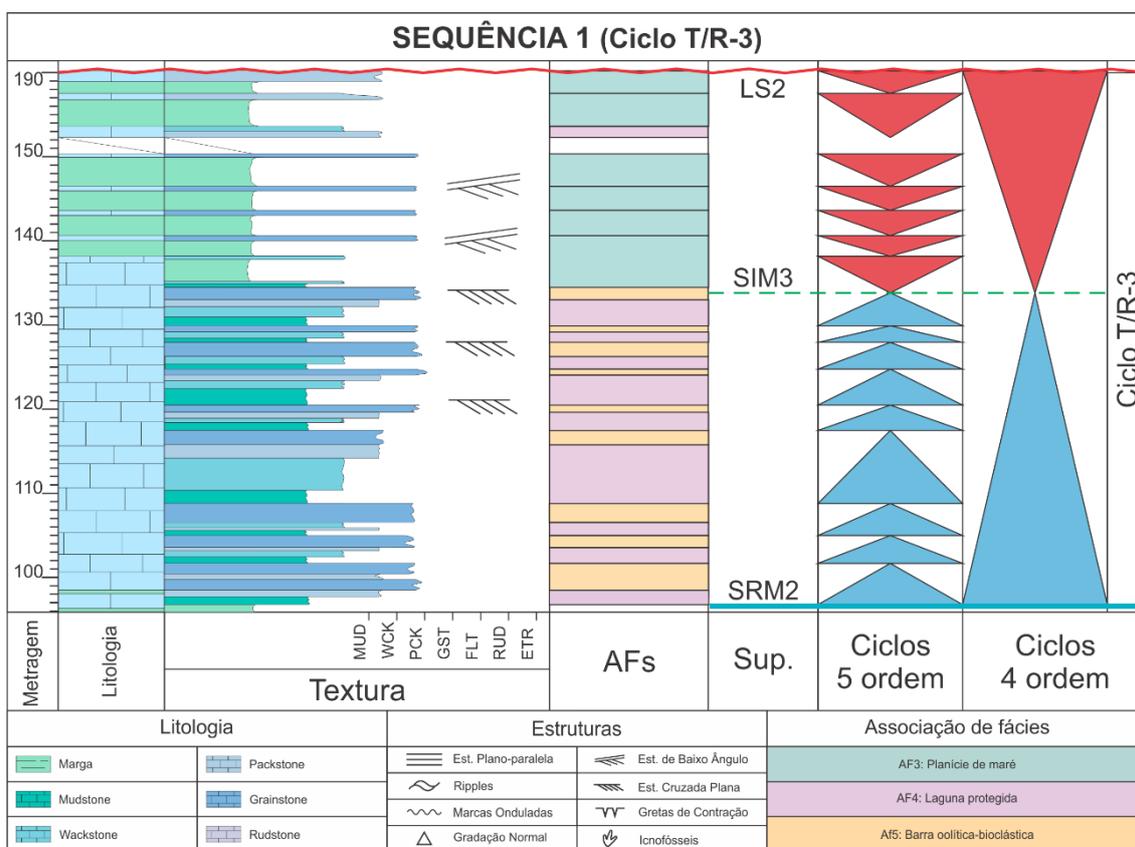


Figura 43. Ciclo T/R-3 da Sequência 1.

O Ciclo T/R-3 começa com o empilhamento sucessivo de nove estágios transgressivos de 5ª ordem, compostos pela sucessão vertical das AFs de laguna protegida na base, e barra oolítica no topo, com assinatura estratodecrescente ascendente. O padrão estratodecrescente das AFs, evidencia uma diminuição do espaço de acomodação associada às subidas do nível relativo do mar de 5ª ordem.



Figura 44. (A) Pegada de um terópode. (B) Contramolde de gretas de ressecamento.

A inversão do empilhamento transgressivo para o regressivo é delimitada pela SIM3, interpretada na última ocorrência da AF de barra oolítica da sequência 1. Sete estágios regressivos de 5ª ordem sucedem-se à SIM3, sendo compostos principalmente pela AF de planície de maré e algumas associações de laguna protegida. Esse contexto demonstra que os últimos episódios de sedimentação da Sequência 1 da Fm. El Molino, no perfil estudado, situava-se num contexto proximal acentuado. O limite superior da Sequência 1 é definido pela passagem das fácies do sistema de rampa para fácies do sistema lacustre, separados por uma superfície de exposição subáerea (LS2).

5.1.2 Sequência 2

A Sequência 2, com 125 metros de espessura (Fig. 45), é delimitada na base pela superfície LS2. Esta superfície é um intervalo de 1,2 metros, com estruturas de exposição subáerea, tais como fantasmas de gipsita (Fig. 46A) e gretas de ressecamento (Fig. 46B), desenvolvidas sobre uma fácies de Mud-Mic com marcas de ondas no topo. O LS2 marca a transição do ambiente marinho para o ambiente lacustre. Essa transição é atribuída a um rápido fechamento da bacia em relação à ingressão marinha. Eventos geotectônicos regionais relacionados à orogênese andina ocasionaram o rebaixamento relativo do nível do mar (Sempere *et al.*, 1997).

A Sequência 2 compreende cinco ciclos completos de transgressão-regressão (Fig. 45) de quarta ordem, denominados da base para o topo: T/R-1, T/R-2, T/R-3, T/R-4 e T/R-5. Por sua vez, esses ciclos estruturam-se em ciclos de quinta ordem, identificados a partir da variação das AFs de lago raso e lago profundo. Os ciclos de quarta ordem são delimitados por superfícies de regressão máxima, marcadas pelas ocorrências de greta de contração ou paleossolos.

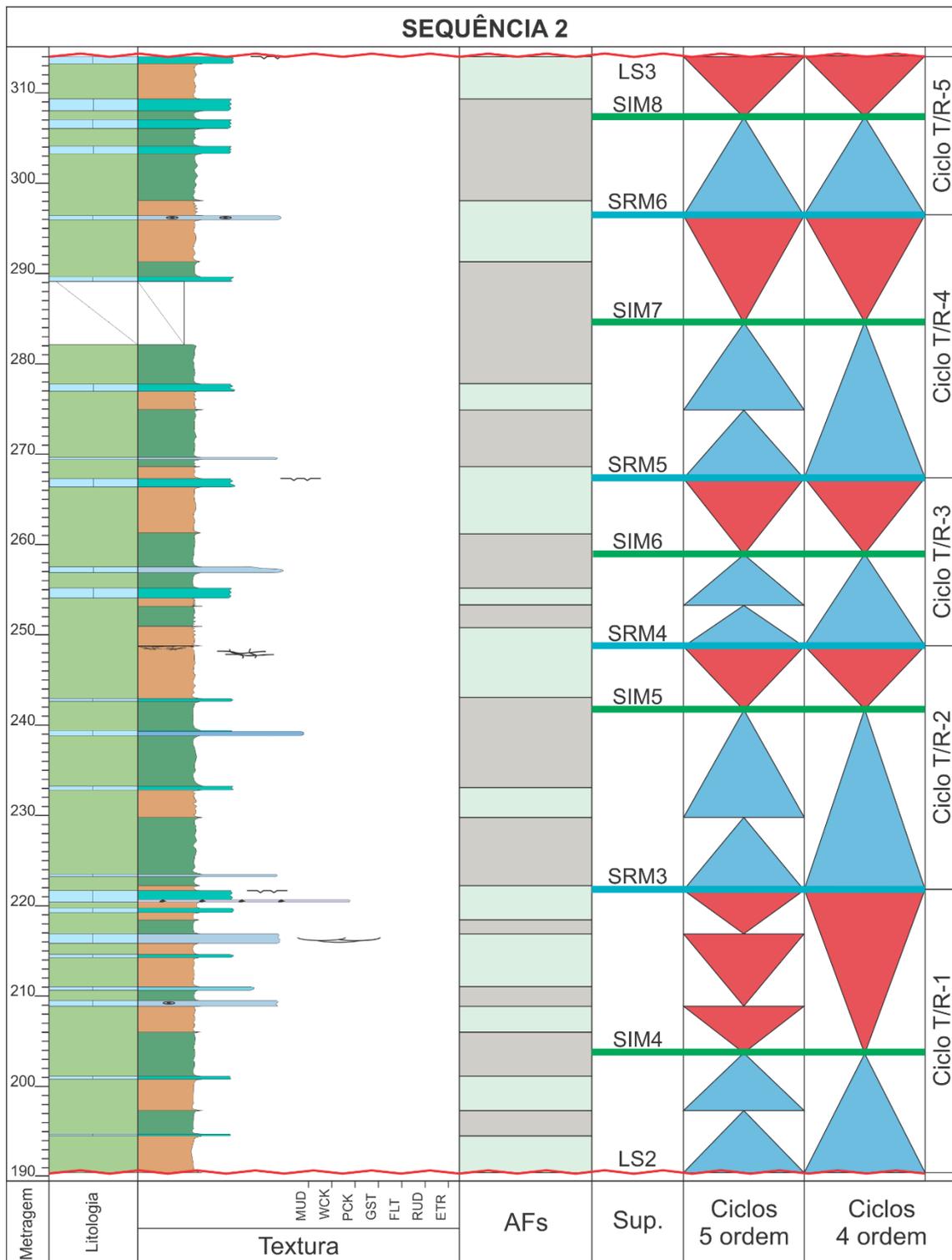


Figura 45. Perfil colunar da Sequência 2, com a interpretação dos ciclos de 4ª e 5ª ordem.



Figura 46. (A) Fantasmas de gipsita na fácies Mud-Mic. (B) Gretas de ressecamento.

Ciclo T/R-1

O ciclo T/R-1 é subdividido em cinco estágios de quinta ordem, dois transgressivos na base, com média de 5 metros de espessura, e três regressivos no topo, com média de 4 metros de espessura (Fig. 47). A inversão da tendência deposicional é definida por uma superfície de inundação máxima (SIM4) na AF de lago profundo com lamitos cinza-esverdeados laminados. Ao contrário dos estágio transgressivos, os regressivos possuem fácies Pac-Ool nas AFs de lago raso e foram interpretados como registro de ambientes lacustres costeiros.

A terceira superfície de regressão máxima (SRM3), que delimita os ciclos T/R-1 e o T/R-2, é definida por uma feição de exposição, identificada por gretas de ressecamento em fácies Mud-Mic, logo acima da única ocorrência da fácies de Rud-Gas da Sequência 2.

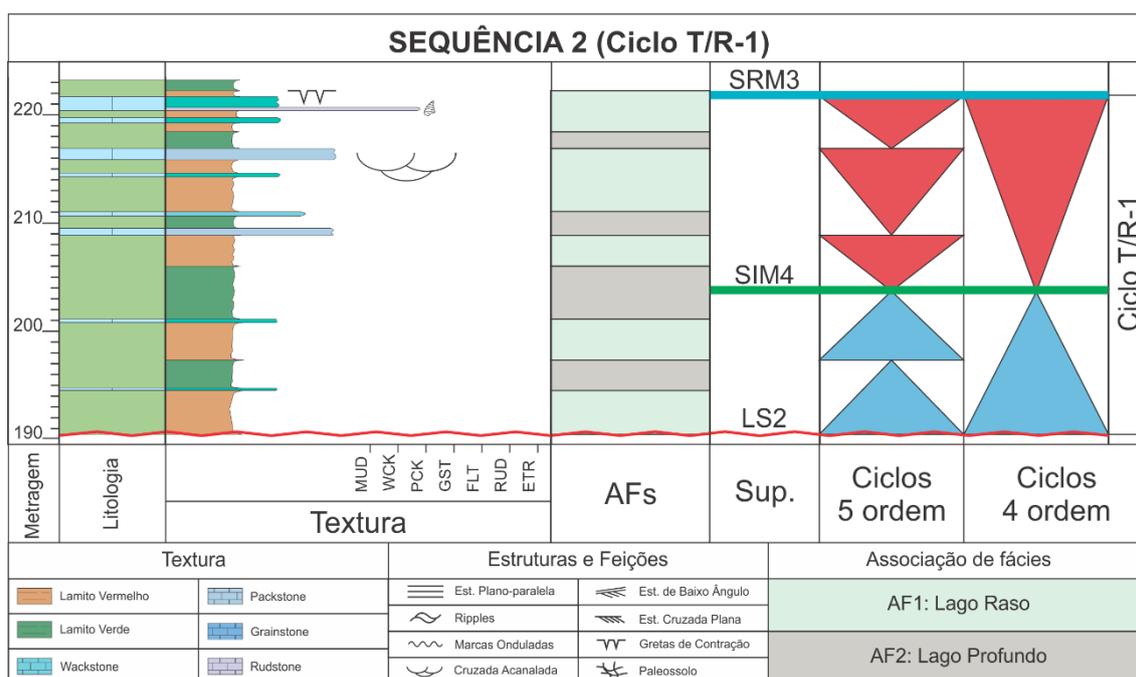


Figura 47. Ciclo T/R-1 da Sequência 2.

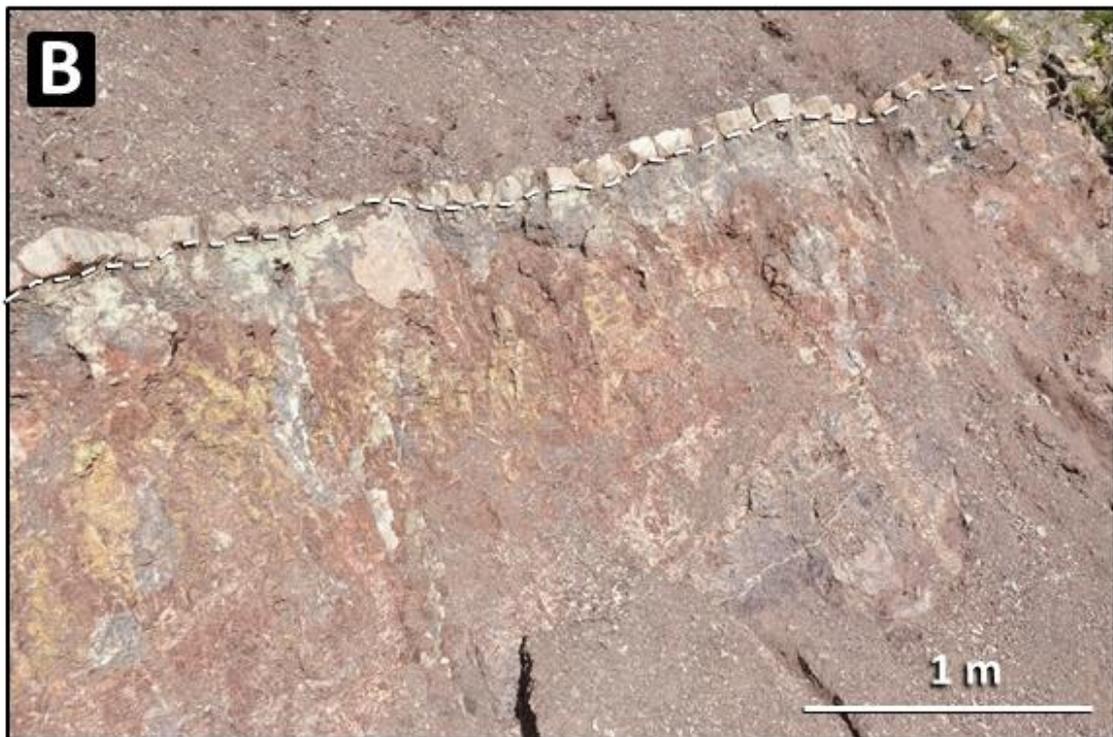


Figura 49. (A) (B) Paleosolo relacionado a SRM4.

Ciclo T/R-3

O ciclo T/R-3 possui três estágios de quinta ordem, dois transgressivos na base, em média com 5 metros de espessura, e um regressivo no topo, com 8 metros de espessura (Fig. 50). A sexta superfície de inundação (SIM6) que ocorre em AF de lago profundo, está associada a fácies turbidíticas. Em contraste com as fácies turbidíticas do ciclo T/R-2, as do T/R-3 são predominantemente carbonáticas.

A superfície de regressão máxima (SRM5), que delimita os ciclos T/R-3 e T/R-4, é caracterizada por um intervalo com gretas de ressecamento em fácies lamíticas vermelhas (Fig. 51).

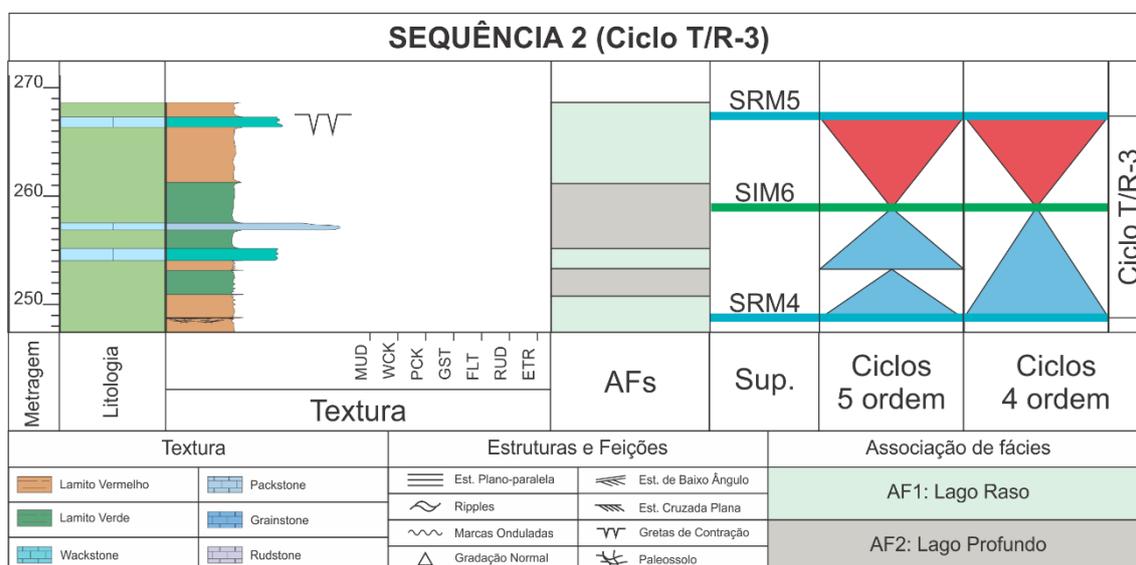


Figura 50. Ciclo T/R-3 da Sequência 2.



Figura 51. (A) Ciclo T/R-3 da Sequência 2. (B) Greta de ressecamento da SRM5.

Ciclo T/R-4

O ciclo T/R-4 possui dois estágios transgressivos de quinta ordem, com espessura média de 8,5 metros, e um regressivo de quinta ordem, com 12 metros de espessura (Fig. 52). Para este T/R-4, a superfície de inundação máxima (SIM7) foi inferida no intervalo encoberto referente à AF de lago profundo. A sexta superfície de regressão máxima (SRM6) é definida na AF de lago raso, na fácies de Pac-Ool que representa a porção costeira do ambiente lacustre.

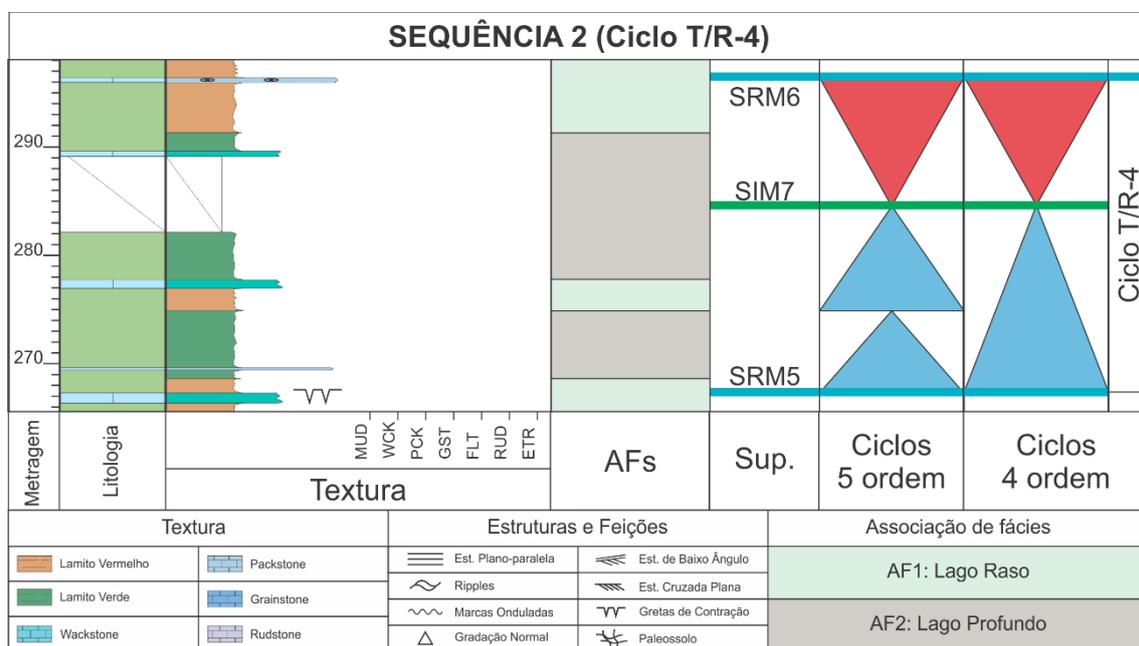


Figura 52. Ciclo T/R-4 da Sequência 2.

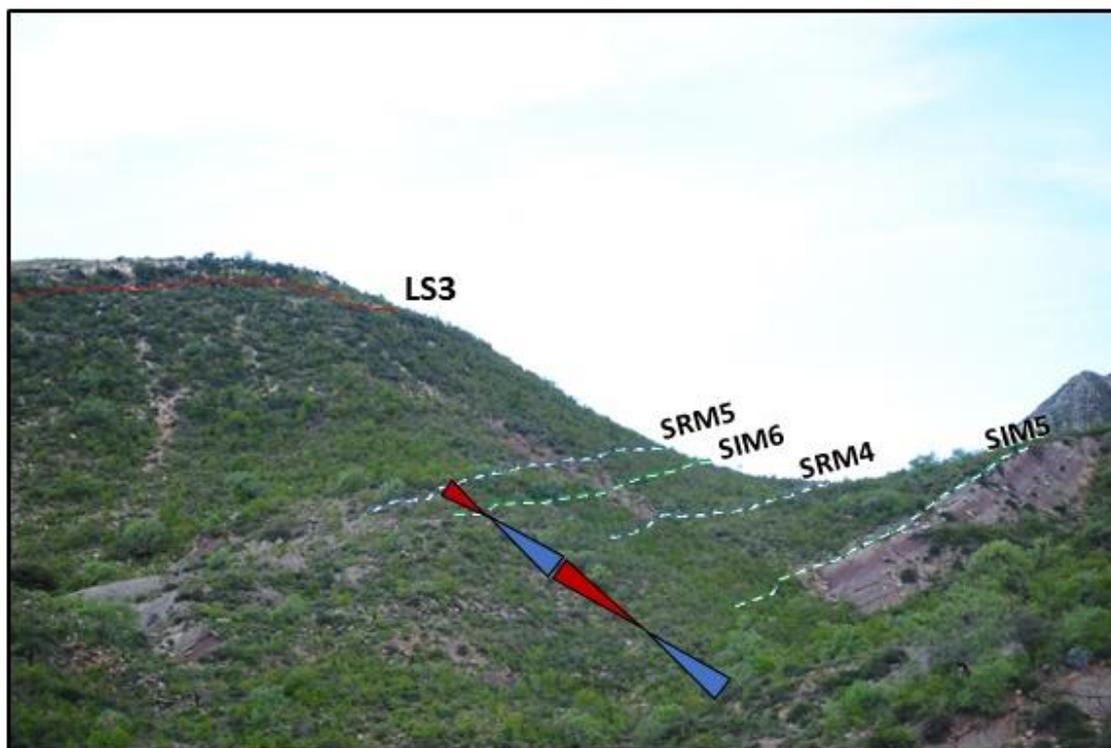


Figura 54. (A) Ciclos T/R-2, T/R-3 e T/R-4 da Sequência 2. (B) Aspecto em campo do LS2.

Sequência 3

A Sequência 3, com 32 metros de espessura (Fig. 54 e 55), é delimitada na base pela superfície LS3. O LS3 é marcado por uma paraconformidade entre as Sequências 2 e 3 e tem como principal característica distintiva, possuir uma mudança abrupta entre a coloração das frações mais finas. Para a Sequência 2, ambiente lacustre, destaca-se lamitos avermelhados, em contraste com a Sequência 3, ambiente marinho, que apresenta margas acinzentadas.

A sequência 3 compreende um ciclo completo de transgressão-regressão (T/R) de quarta ordem (Fig 55). O estágio transgressivo de quinta ordem mede 17 metros e possui as AFs de planície de maré, laguna protegida e barra oolítica.

A inversão da tendência deposicional é definida por uma superfície de inundação máxima (SIM9) na única ocorrência da AF de barra da Sequência 3. Após a SIM9, ocorrem dois estágios regressivos de quinta ordem, um completo, com 7 metros de espessura, e outro incompleto, com 15 metros de espessura. O último estágio regressivo é constituído pelas AFs de laguna protegida e planície de maré. Em toda a extensão da Sequência 3, tanto na AF de planície de maré da fase transgressiva, como na regressiva, verificam-se camadas de estromatólitos dômicos (Fig 56), pertencentes ao tipo *Pucalithus* (Ahlfeld & Branisa, 1960; Lohmann & Branisa, 1962; Sempere, 1997) e são característicos de margens marinhas com influência continental (Gayet *et al.*, 1993).

O limite superior da sequência (LS4) é marcado por uma paraconformidade (Cione *et al.*, 1985; Sempere, 1997; Fink, 2002; DeCelles & Horton, 2003) e define o limite da Formação El Molino com a Formação Santa Lucía. O contato entre as formações é bem evidenciado em campo graças à mudança na coloração das margas acinzentadas da Fm. El Molino em relação aos lamitos avermelhados da Fm. Santa Lucia, característica de oxidação continental (Fig. 57).

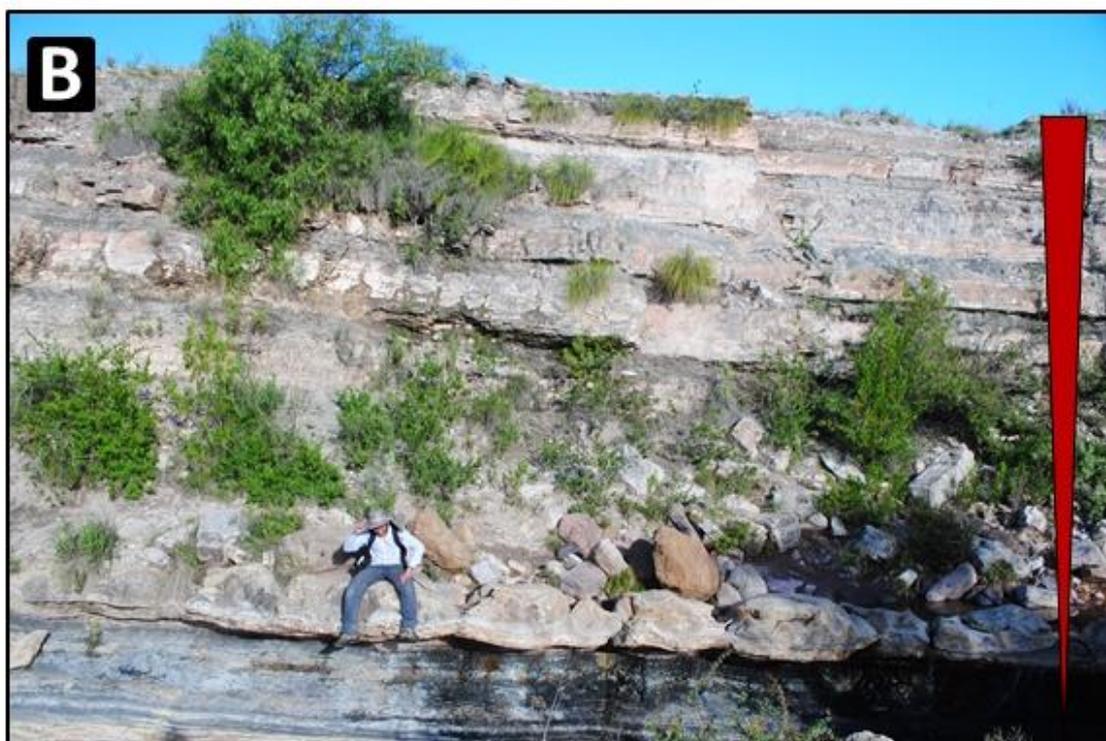


Figura 56. (A) (B) Último estágio regressivo da Fm. El Molino. Escala representada pelo estágio regressivo.



Figura 57. (A) (B) Limite superior da Fm. El Molino.

5.2. Evolução Estratigráfica

Os dados levantados na Fm. El Molino, Maastrichtiano-Daniano, na sinclinal Torotoro, permitiram identificar dois eventos marinhos transgressivos, intercalados por um evento regressivo continental. Os eventos transgressivos além de estarem presentes na Formação El Molino, na Bolívia, estão bem definidos em fácies marinhas de ambiente restrito também nas formações Vilquechico, Peru, e Yacoraite, Argentina (Gayet *et al.*, 1991; Jaillard *et al.*, 1993; Sempere, 1987; Sempere *et al.*, 1997). Essa correlação entre as formações só é possível realizar através de dados paleontológicos que atestam um ambiente interconectado. As três formações compartilham uma grande diversidade de taxa, entre eles espécies de peixes marinhos endêmicos, *Pucapristis Branisi* (Riccardi, 1988; Gayet *et al.*, 1993), identificado na região estudada, e *Gasteroclupea branisai* (Cione, 1977; Cione *et al.*, 1985), e peixes estuarinos da classe Actinopterígeo (Gayet *et al.*, 1993; Meyer, 2020).

A ingressão marinha na bacia Andina, composta pela conexão de bacias regionais da Venezuela, Colômbia, Peru e Bolívia (Menegazzo *et al.*, 2016), foi favorecida pelo contexto tectônico regional da época, que experimentou uma grande reativação por volta de 73 Ma, registrado no limite entre as Fm. Chaunaca e El Molino (Sempere *et al.*, 1997). Essa reativação gerou o estabelecimento de uma bacia do tipo *foreland*, relacionada ao encurtamento crustal inicial dos Andes, que controlou a deposição da porção superior do Grupo Puca, na bacia de Potosí (Sempere *et al.*, 1997; Horton & DeCelles, 1997; DeCelles & Horton, 2003; McQuarrie *et al.*, 2005).

Sistemas de bacias *foreland* geralmente apresentam configuração alongada e posicionam-se entre cinturões colisionais e regiões cratônicas, como resposta à dinâmica entre o sistema de subducção e o cinturão orogênico (DeCelles & Horton, 2003). Por consequência, a bacia *foreland* Andina possuía um mar epicontinental alongado e paralelo ao cinturão orogênico, com provável comunicação oceânica na região da atual Venezuela, a mais de 3.800 km de distância do contexto boliviano (Fig. 58 e 60). A Bacia de Potosí era localizada no extremo sul da bacia Andina, em uma terminação com formato “cul-de-sac”

(arredondado e sem saída ou conexões) (Gayet *et al.*, 1993; Sempere, 1994, 1995; Sempere *et al.*, 1997; Menegazzo *et al.*, 2016).

O primeiro registro de transgressão na Fm. El Molino é representado pela Sequência 1 (Fig. 59), a qual possui evolução estratigráfica controlada por processos deposicionais de plataforma carbonática do tipo rampa, exclusivamente de zonas paleoambientais de rampa interna. A ausência das AFs das demais zonas de rampa, tais como as de rampa intermediária e externa, deve-se ao fato de Torotoro posicionar-se na borda leste da bacia de Potosí, em contexto proximal. Portanto, é esperado que em regiões mais centrais da bacia se possa verificar AFs de rampa intermediária e rampa externa.



Figura 58. Localização da bacia andina na configuração tectônica do Maastrichtiano-Paleoceno (Modificado de Menegazzo *et al.*, 2016).

O limite inferior da Sequência 1 é marcado por uma discordância angular entre a Fm. El Molino e a Fm. Torotoro relacionada com uma abrupta mudança de eixo da bacia em direção a oeste, produto de reativação tectônica Andina (Sempere *et al.*, 1997). O aumento da subsidência da bacia *foreland* em conjunção com o aumento global do nível do mar no Maastrichtiano (Haq *et al.*, 1987), gerou uma marcante superfície de transgressão na base da Fm. El Molino, evidenciando uma rápida subida do nível relativo do mar em Torotoro.

A influência marinha na Sequência 1 é caracterizada pelas associações de AFs, onde se evidencia a formação de diversas barras oolíticas de origem marinha ou de ambiente marinho restrito. Essas barras atuavam como proteção para ambientes de baixa energia deposicional. Entretanto, mesmo em contexto de alta salinidade, fatores como a posição na borda da bacia, a distância da conexão oceânica e uma configuração de “cul-de-sac” que favorecia o aporte de água doce no sistema atuaram como fortes controladores da variação de salinidade da AF de laguna protegida. Isso se evidencia pelo fato das fácies carbonáticas apresentarem pouca diversidade faunística, composta por espécies resistentes a constantes variações de salinidade. Ainda no contexto dos ambientes protegidos, a AF de planície de maré confirmou um contexto marinho, pois apresenta estruturas sedimentares com feições de exposição, estromatólitos e pegadas de dinossauro.

Os últimos ciclos regressivos de 5ª ordem e o limite superior da Sequência 1 (LS2) estão associados com o final do primeiro evento de ingressão marinha registrado em Torotoro. O LS2, por sua vez, é caracterizado por uma brusca queda do nível relativo do mar e mudança de ambiente deposicional.

O término da ingressão marinha provavelmente esteve associado à diminuição nas taxas de subsidência, controladas por mudanças tectônicas regionais do final do Maastrichtiano (Sempere *et al.*, 1997). Essa atividade tectônica também pode ter sido responsável pela obstrução da ingressão marinha, o que gerou corpos d'água desconectados e de contexto continental, registrados na Sequência 2.

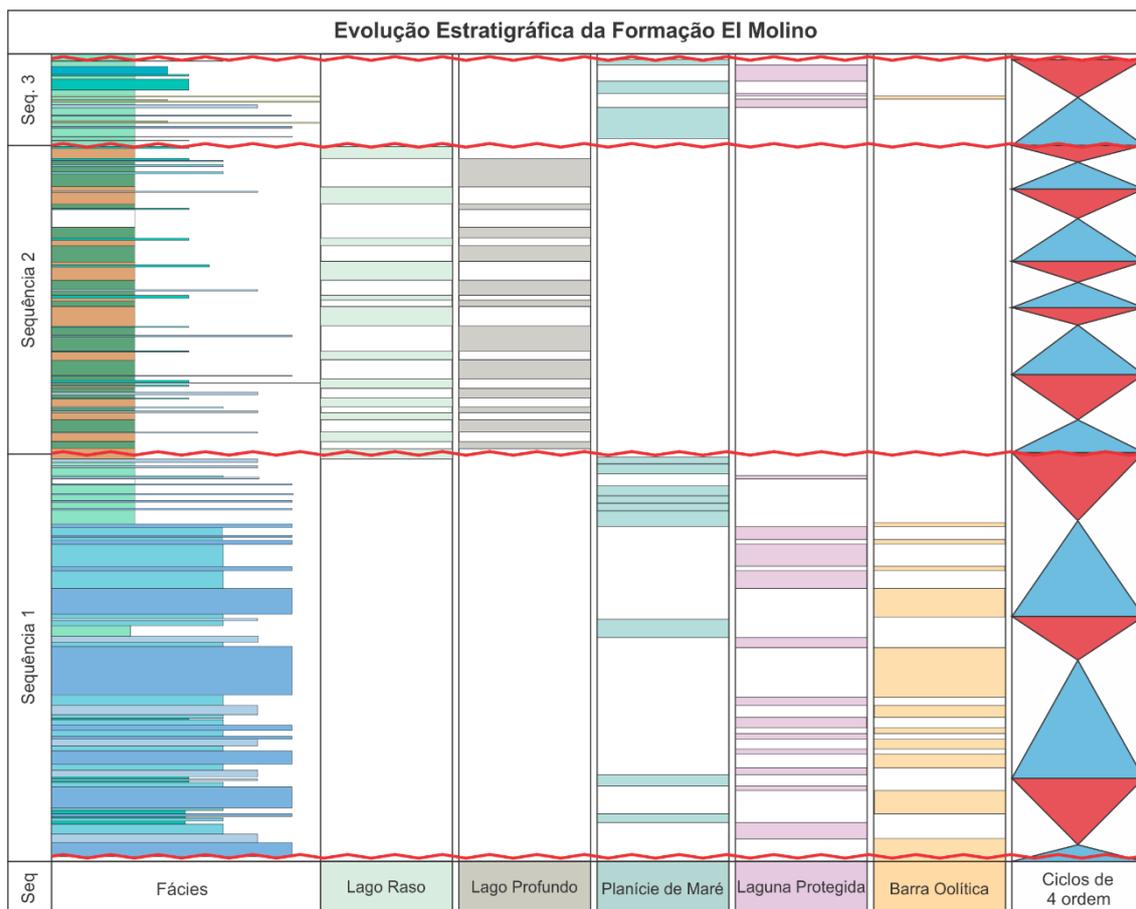


Figura 59. Fácies, associações de fácies, sequências e evolução estratigráfica da Formação El Molino em Torotoro.

A ocorrência restrita de gipsita no perfil estudado, localizado apenas no limite entre as Sequências 1 e 2, segue a tendência geral encontrada para a Fm. El Molino em outras partes da bacia (Rouchy *et al.*, 1993; Camoin 1997; Sempere *et al.*, 1997; Deconinck *et al.*, 2000; Fink, 2002). Isto serve como principal argumento para corroborar a interpretação do predomínio de condições úmidas durante a deposição da Sequência 2 (sistema lacustre). No entanto, de acordo com as AFs de lago raso e profundo, o sistema lacustrino da Sequência 2 nunca foi completamente siliciclástico.

Associados com a AF de lago profundo, ocorrem registrados diversos episódios turbidíticos, os quais são compostos tanto por sedimentos intrabaciais quanto por extrabaciais. O maior aporte de água pelo sistema, ilustrado pelos turbiditos, e a variação da sedimentação do lago, com predomínio siliciclástico, mas com intervalos carbonáticos, indicam uma ciclicidade da

variação do equilíbrio químico da água do lago, provavelmente, controlado por condições climáticas. Esse controle climático mantinha um balanço de baixa salinidade para o ambiente lacustre, já que não são descritos espessos depósitos de evaporito em outras partes da Fm. El Molino.

O segundo evento de transgressão na Fm. El Molino é representado pela Sequência 3. O fim do ambiente lacustre e a retomada de sedimentação marinha é marcado no registro de forma abrupta. Isso pode ser explicado por três razões: (a) pela intensidade tectônica andina na área de deposição, (b) pela baixa declividade da morfologia de rampa carbonática, e (c) pela combinação das duas razões anteriores. Pequenas movimentações tectônicas são suficientes para isolar ou conectar lagos continentais e retomar as condições marinhas (Fig. 60). Após um curto intervalo onde a influência marinha (Sequência 3) esteve presente, representada em grande parte pela AF de planície de maré, o último ciclo regressivo de 5ª ordem da Fm. El Molino finalmente cedeu lugar à sedimentação continental da Fm. Santa Lucía.



Figura 60. Configuração paleogeográfica do Maastrichtiano-Paleoceno em que se evidencia a Bacia Andina. O círculo vermelho identifica a região de Torotoro (PALEOMAP PaleoAtlas Project, Scotese, 2016; Scotese & Wright, 2018).

6. CONCLUSÕES

- O modelo deposicional da Fm. El Molino representa uma rampa carbonática dominada por maré, associada a um sistema lacustre continental;
- A Fm. El Molino em Torotoro está estruturada em 3 Sequências de 3ª ordem, em que a basal e a de topo registram transgressões marinhas e, a intermediária, regressão com instalação de ambiente lacustre.
- A Sequência 1 contém 3 ciclos transgressivos-regressivos completos, com predomínio de ciclos transgressivos de menor ordem que coincidem com o aumento do nível do mar global para o Maastrichtiano. É composta pelas AFs de rampa carbonática, e, portanto, estão relacionadas com um ambiente marinho restrito que representam o afogamento da bacia.
- A Sequência 2 contém 5 ciclos transgressivos-regressivos completos, em que são registrados as variações em relação ao equilíbrio hídrico e químico do ambiente lacustrino. Como resultado, a Sequência 2 reflete às condições de sedimentação continental e representa alterações abruptas na bacia.
- A Sequência 3 contém apenas um ciclo transgressivo-regressivo completo, composto pelas AFs de rampa carbonática relacionada com ambiente marinho restrito. Através da análise dos ciclos do intervalo estudado, pode-se comprovar o último evento transgressivo marinho na Bacia de Potosí, graças ao caráter marinho da Sequência 3.
- A Fm. El Molino é o resultado direto de dois grandes eventos transgressivos, com sedimentação carbonática marinha, intercalados com sedimentação siliciclástica lacustre, associados aos estágios iniciais da orogenia Andina. Essa configuração é o resultado do estabelecimento de um grande mar epicontinental, controlado pelas mudanças entre nível relativo do mar e subsidência.

7. REFERÊNCIAS

- Adabi, M.H., Rao, C.P. 1991. Petrographic and geochemical evidence for original aragonitic mineralogy of Upper Jurassic carbonates (Mozduran Formation), Sarakhs area Iran. *Sediment Geol* 72: 253–267.
- Aghaei, A., Zand-Moghadam, H., Moussavi-Harami, R. & Mahboubi, A. 2018. Sequence stratigraphic analysis and sea-level history of the Upper Jurassic deposits (Mozduran Formation), south of Aghdarband, NE Iran, Historical Biology. *Historical Biology*, 31(8): 1-19.
- Ahlfield. F. & Branisa, L. 1960. Geologia de Bolivia. *Instituto Boliviano de Petróleo*, La Paz, 245 p.
- Alonso-Zarza A.M. & Tanner L.H. 2010. *Carbonates in Continental Settings: Facies, Environments, and Processes. Developments in Sedimentology*. Amsterdam, Elsevier, 400 p.
- Amel, H., Jafarian, A., Husinec, A., Koeshidayatullah, A., & Swennen, R. 2015. Microfacies, depositional environment and diagenetic evolution controls on the reservoir quality of the Permian Upper Dalan Formation, Kish Gas Field, Zagros Basin. *Marine and Petroleum Geology*, 67: 57–71.
- Amour, F., Mutti, M., Christ, N., Immenhauser, A., Benson, G.S., Agar, S.M. & Kabiri, L. 2013. Outcrop analog for an oolitic carbonate ramp reservoir: A scale-dependent geologic modeling approach based on stratigraphic hierarchy. *AAPG Bulletin*, 97(5): 845–871.
- Anderson, R.B., Long, S.P., Horton, B.K., Calle, A.Z., & Ramirez, V. 2017. Shortening and structural architecture of the Andean fold-thrust belt of southern Bolivia (21° S): Implications for kinematic development and crustal thickening of the central Andes, 13(2): 1–21.

Bádenas, B. & Aurell, M. 2009. Facies models of a shallow-water carbonate ramp based on distribution of non-skeletal grains (Kimmeridgian, Spain). *Facies*, 56(1): 89–110.

Bádenas, B., Aurell, M. & Gasca, J. M. 2018. Facies model of a mixed clastic-carbonate, wave-dominated open-coast tidal flat (Tithonian-Berriasian, north-east Spain). *Sedimentology*, 65(5): 1631–1666.

Bridge, J. & Demicco, R. 2008. *Earth Surface Processes, Landforms and Sediment Deposits*. Cambridge, University Press, 815 p.

Burchette, T.P., Wright, V.P., Faulkner, T.J. 1990. Oolitic sandbody depositional models and geometries, Mississippian of southwest Britain: implications for petroleum exploration in carbonate ramp settings *Sediment. Geol.*, 68, p. 87-115.

Burchette, T.P. & Wright, V.P. 1992. Carbonate ramp depositional systems. *Sedimentary Geology*, v. 79, p. 3-57.

Camoin, G., Casanova, J., Rouchy, J.M., Blanc-Valleron, M.-M., Deconinck, J.F., 1997. Environmental controls on perennial and ephemeral carbonate lakes: the central palaeo-Andean Basin of Bolivia during Late Cretaceous to early Tertiary times. *Sedim. Geol.* 113, p. 1–26.

Catuneanu, O. 2006. *Principles of Sequence Stratigraphy*. Elsevier, 375 p.

Catuneanu, O., Abreu, V., Bhattacharya, J.P., Blum, M.D., Dalrymple, W., Eriksson, P.G., Fielding, C.R., Fisher, W.L., Galloway, W.E., Gibling, M.R., Giles, K., Holbrook, J.M., Jordan, R., Kendall, C.G., Macurda, B., Martinsen, O.J., Miall, A., Neal, J.E., Nummedal, D., Pomar, L., Posamentier, H.W., Pratt, B.R., Sarg, J.F., Shanley, .W., Steel, R.J., Strasser, A., Tucker, M.E. & Winker, C. 2009. Towards the standardization of sequence stratigraphy. *Earth-Science Reviews*, p. 1–33.

Chamley, H. 1989. *Clay sedimentology*. Berlin, Springer, 623 p.

Cherroni, C. 1977. El Sistema Cretácico en la parte Boliviana de la Cuenca Andina. Yacimientos Petrolíferos Fiscales Bolivianos, *Revista Técnica YPFB*, 6(1-2): p. 5-46.

Cione, A.L. 1977. Algunas consideraciones sobre Pycnodontiformes (Pisces, Holostei) procedentes de la Formación Yacoraite, Cretácico tardío de la provincia de Salta, Argentina. *Ameghiniana*, 14: p. 315-316.

Cione, A.L., Pereira, S.M., Alonso R., & Arias, J. 1985. Los bagres (Osteichthyes, Siluriformes) de la Formación Yacoraite (Cretácico tardío). Consideraciones biogeográficas y bioestratigráficas. *Ameghiniana*, 21: 294-304.

Coe, A., Argles, T., Rothery, D., & Spicer, R. 2010. *Geological Field Techniques*. United Kingdom, Blackwell, 323 p.

DeCelles, P.G. & Horton, B.K. 2003. Early to middle Tertiary foreland basin development and the history of Andean crustal shortening in Bolivia. *Geological Society of America Bulletin*, 115(1): 58–77.

Deconinck, J., Blanc-Valleron, M., Rouchy, J., Camoin, G. & Badaut-Trauth, D. 2000. Palaeoenvironmental and diagenetic control of the mineralogy of Upper Cretaceous–Lower Tertiary deposits of the Central Palaeo–Andean basin of Bolivia (Potosi area). *Sedimentary Geology*, 132(3-4): 263–278.

Demicco, R.V. & Hardie, L.A. 1994. *Sedimentary structures and early diagenetic features of shallow marine carbonate deposits*. Tulsa, Society for Sedimentary Geology, 265 p.

Dunham, R.J. 1962. Classification of Carbonate Rocks according to depositional texture. In: Ham, W.E. (Eds.). *Classification of carbonate rocks - a symposium*. American Association of Petroleum Geologists Memoir, v. 1, p. 108-121.

Embry, A.F. & Klovan, J.E. 1971. A Late Devonian reef tract on Northeastern Banks Island, NWT: Canadian Petroleum Geology Bulletin, v. 19, p. 730-781.

Emery, D. & Myers, K. 1996. *Sequence Stratigraphy*. Blackwell Science, 298 p.

Fink, R.J. 2002. *Sedimentology and stratigraphy of the Upper Cretaceous-Paleocene El Molino Formation, Eastern Cordillera and Altiplano, Central Andes, Bolivia: implications for the tectonic development of the Central Andes*. Louisiana, USA, 126p. Dissertação de Mestrado, Departamento de Geologia e Geofísica, Universidade do estado de Louisiana.

Flügel, E. 2010. *Microfacies of Carbonate Rocks, Analysis, Interpretation and Application*. Berlin, Springer-Verlag, 976 p.

Folk R.L. 1968. *Petrology of Sedimentary Rocks*. Texas, Hemphill Publishing Company, 184 p.

García-Crispieri, G.A., Fontúrbel, F.E. & Richard, E. 2009. Plan de Manejo del Área Natural de Manejo Integrado Torotoro 2006-2016. La Paz, Ecodreams Multimedia, Fundación Emegece, 352 p.

Gayet, M., Marshall, L.G., & Sempere, T. 1991. The Mesozoic and Paleocene vertebrates of Bolivia and their stratigraphic context: A review, *in*: Suárez-Soruco, R., (Eds.). *Fósiles y facies de Bolivia*, Vol. 1: Santa Cruz de la Sierra, Bolivia, Revista Técnica de YPF, v. 12, p. 393–433.

Gayet, M., Sempere, T. & Cappetta, H. 1992. A propos de l'environnement marin restreint du bassin centro-andin au Maastrichtien. *Comptes rendus Academie des Sciences (Paris)* p. 223–228.

Gayet, M., Sempere, T., Cappetta, H., Jaillard, E., & Lévy, A. 1993. La présence de fossils marins dans le Crétacé terminal des Andes centrales et ses conséquences paléogéographiques: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 102, p. 28–319.

Gayet, M., Marshall, L.G., Sempere, T., Meunier, F.J., Cappetta, H. & Rage, J.C. 2001. Middle Maastrichtian vertebrates (fishes, amphibians, dinosaurs and other reptiles, mammals) from Pajcha Pata (Bolivia). *Biostratigraphic, palaeoecologic*

and palaeobiogeographic implications. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 169(1-2): 39-68.

Ginsburg, R.N. 1975. *Tidal Deposits*. New York, Springer, 428 p.

Ginsburg, R.N., Hardie, L.A., Bricker, P.P., Garrett, P. & Wanless, H.R. 1977. Exposure index: a quantitative approach to defining position within the tidal zone. *In: Hardie, L.A. (Eds.). Sedimentation on the modern carbonate tidal flats of Northwest Andros Island, Bahamas*. Baltimore, John Hopkins University Press, p. 7-11.

Haq, B.U., Hardenbol, J. & VAIL, P.R. 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic (250 million years ago to present): *Science*, 235: 1156-1167.

Horton, B.K. & DeCelles, P.G. 1997. The modern foreland basin system adjacent to the Central Andes. *Geology* 25(10): 895-898.

Jaillard, E. & Sempere, T. 1989. Cretaceous sequence stratigraphy of Peru and Bolivia: *Simposios Sobre Cretácico de América Latina, Proceedings*, p. 1–27.

Jaillard, E. & Sempere, T. 1991. Las secuencias sedimentarias de la Formación Miraflores y su significado cronoestratigráfico: Santa Cruz de la Sierra, Bolivia, *Revista Técnica de YPF*, v. 12, p. 257–264.

Jaillard, E., Cappetta, H., Ellenberger, P., Feist, M., Grambast-Fessard, N., Lefranc, J.P. & Sigé, B. 1993. Sedimentology, paleontology, biostratigraphy and correlation of the Late Cretaceous Vilquechico Group of southern Peru: *Cretaceous Research*, v. 14, p. 623–661.

Jaillard, E. & Soler, P. 1996. Cretaceous to early Paleogene tectonic evolution of the northern Central Andes (18°S) and its relations to geodynamics. *Tectonophysics* 259 (1-3), p. 41-53.

James, N.P. & Kendall, A.C. 1992. Introduction to carbonate and evaporite facies models. *In: Walker, R.G. & James, N.P. (Eds.). Facies Models: Response to Sea Level Changes*. Geological Association of Canada, p. 265-275.

James, N.P. & Dalrymple, R.W. 2010. *Facies Models 4*. Canada, Geological Association of Canada, 574 p.

James, N.P. & Jones, B. 2016. The chemistry of carbonate diagenesis. *In: James, N.P. & Brian, N.P. (Eds.). Origin of Carbonate Sedimentary Rocks*. United Kingdom, Wiley, p. 297-310.

Kidwell, S.M. 1991. The stratigraphy of shell concentrations. *In: Allison, P.A. & Briggs D.E.G (Eds.). Taphonomy, Releasing the Data Locked in the Fossil Record*. New York, Plenum Press, p. 211-290.

Leanza, H.A. 1969. Sistema de Salta. Su edad, sus peces voladores, su asincronismo con el horizonte calcáreo dolomítico y con las calizas de Miraflores y la hibridez del Sistema Subandino. *Asociación Geologica Argentina, Revista 24(4): 393-407*.

Leeder, M.R. 2011. *Sedimentology and Sedimentary Basins: From Turbulence to Tectonics*. Chichester, West Sussex, UK, Wiley-Blackwell, 768 p.

Leonardi, G. 1994. *Annotated Atlas of South America Tetrapod Footprints (Devonian to Holocene) with an Appendix on Mexico and Central America*. México, Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais XXIV, 248 p.

Lohmann, H.H. & BRANISA, L. 1962. Estratigrafía y paleontología del Grupo Puca en el synclinal de Miraflores, Potosí: La Paz, *Petróleo Boliviano*, v. 4, p. 9–16,

Lokier, S.W. & Al Nunaibi, M. 2016. The petrographic description of carbonate facies: are we all speaking the same language? *Sedimentology*, 63(7): 1843–1885.

Marshall, L.G. & SEMPERE, T. 1991. The Eocene to Pleistocene vertebrates of Bolivia and their stratigraphic context: A review. In: Suárez-Soruco, R., ed., Fósiles y facies de Bolivia, Vol. 1: Santa Cruz de la Sierra, Bolivia, Revista Técnica de YPF, v. 12, p. 631–652.

McQuarrie, N. & DeCelles, P. 2001. Geometry and structural evolution of the central Andean backthrust belt, Bolivia. *Tectonics* 20: 669–692.

McQuarrie, N., Horton, B.K., Zandt, G., Beck, S. & DeCelles, P.G. 2005. Lithospheric evolution of the Andean fold-thrust belt, Bolivia, and the origin of the central Andean plateau. *Tectonophysics* 399(1-4): 15-37.

Menegazzo, M.C., Catuneanu, O. & Chang, H.K. 2016. The South American retroarc foreland system: The development of the Bauru Basin in the back-bulge province. *Marine and Petroleum Geology*, (73): 131–156.

Meyer, C.A. Hippler, D. & Lockley, M.G. 2001. The Late Cretaceous vertebrate ichnofacies of Bolivia – facts and implications. In: VII International Symposium on Mesozoic Terrestrial Ecosystems. Asociacion Paleontologica Argentina, Publicacion Especial 7, p. 133–138.

Meyer, C.A., Marty, D., Thüring, B., Thüring, S. & Belvedere, M. 2021. The Late Cretaceous dinosaur track record of Bolivia – Review and perspective. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 106.

Miall, A.D. 2000. *Principles of Sedimentary Basin Analysis*. Berlin, Springer-Verlag, 616 p.

Moore, C.H. 2001. Carbonate Reservoirs, Porosity Evolution and Diagenesis in a Sequence Stratigraphic Framework. Vol. 55, Development in Sedimentology, Elsevier, Amsterdam, 444 p.

Moutinho, L.P. 2006. *Assinaturas tafonômicas dos invertebrados da Formação Itaituba – aplicação como ferramenta de análise estratigráfica e paleoecológica na seção pelsivaniana aflorante na porção sul da Bacia do Amazonas, Brasil*.

Porto Alegre, 346p. Tese de Doutorado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Mpodozis, C., Arriagada, C., Basso, M., Roperch, P., Cobbold, P. & Reich, M. 2005. Late Mesozoic to Paleogene stratigraphy of the Salar de Atacama Basin, Antofagasta, Northern Chile: implications for the tectonic evolution of the Central Andes. *Tectonophysics* 399, p. 125-154.

Muniz M.C. & Bosence D.W.J. 2017. Reservoir layering controlled by the taphonomy and taphofacies of coquinas from the early Aptian Campos Basin, Brazil. *In: Conferência: AAPG ICE 2017A, Londres, Inglaterra.*

Muniz M.C. & Bosence D.W.J. 2018. Lacustrine carbonate platforms: facies, cycles, and tectonosedimentary models for the presalt Lagoa Feia Group (Lower Cretaceous), Campos Basin, Brazil. *Am Assoc Pet Geol Bull* 102(12): 2569–2597.

Pettijohn, F.J. 1957. *Sedimentary rocks*. New York, Harper Brothers, 718 p.

Posamentier, H.W. & Allen, G.P. 1999. Siliciclastic sequence stratigraphy: concepts and applications. *Concepts in Sedimentology and Paleontology* 7, 210 p.

Reading, H.G. 1996. *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. Oxford, Blackwell Science, 688 p.

Reyes, F.C. 1972. Correlaciones en el Cretácico de la cuenca Andina de Bolivia, Perú y Chile. *Revista Técnica YPF* 1, p. 101–44.

Riccardi, A.C. 1988. The Cretaceous system of southern South America. *Geological Society of America Memoirs*, 168 p.

Rouchy, J.M., Camoin, G., Casanova, J. & Deconinck, J.F. 1993. The central palaeo-Andean basin (Potosí area) during the Late Cretaceous and early

Tertiary: Reconstruction of ancient saline lakes using sedimentological, palaeoecological, and stable isotope records: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 105, p. 179–198,

Schäfer, W. 1972. *Ecology and Paleocology of Marine Environments*. Chicago, The University of Chicago Press, 568 p.

Scholle, P.A. & Ulmer-Scholle D.S. 2003. *A Color Guide to the Petrography of Carbonate Rocks: Grains, textures, porosity, diagenesis*. AAPG. Vol. 77. 474 p.

Scholle, P.A. & Ulmer-Scholle D.S. 2014. *A Color Guide to the Petrography of Sandstones, Siltstones, Shales and Associated Rocks*. AAPG. 509 p.

Scotese, C.R., 2016. Tutorial: PALEOMAP PaleoAtlas for GPLates and the PaleoData Plotter Program.

Scotese, C.R., Wright, N., 2018. PALEOMAP Paleodigital Elevation Models (PaleoDEMS) for the Phaeozoic PALEOMAP Project, <https://www.earthbyte.org/paleodem-resourcescotese-and-wright-2018/>

Sempere, T., Oller, J., Chirroni, C., Anaribar, O., Barrios, L., Cirbian, M. & Pérez, M.A. 1987. Um ejemplo de cuenca carbonatada en um contexto distensivo de retroarco: paleogeografia del Cretacico terminal en la Republica de Bolivia (Formaciones El Molino y equivalentes), X Congr. Geol. Argentina (Tucuman), Abstracts, vol. PICG 242, p. 18-19.

Sempere, T., Oller, J., Barrios, L. 1988. Evolucion tectosedimentaria de Bolivia durante el Cretácico, V. Cong. Geol. Chileno III, p. 37-65.

Sempere, T. 1991. Cenozoic tectonic “phases” in Bolivia: Some needed clarifications: Viña del Mar, VI Congreso Geologico Chileno, v. 1, p. 877–881.

Sempere, T. 1994. Kimmeridgian? to Paleocene tectonic evolution of Bolivia, in Salfity, J. A., ed., *Cretaceous tectonics of the Andes*, Earth evolution sciences monograph series: Wiesbaden, Germany, Vieweg, p. 168–212.

Sempere, T. 1995. Phanerozoic evolution of Bolivia and adjacent regions, in Tankard, A. J., Suarez, R., and Welsink, H. J., eds., *Petroleum basins of South America: American Association of Petroleum Geologists Memoir 62*, p. 207–230.

Sempere, T., Butler, R.F., Marshall, L.G., Sharp, W., Swisher, C.C. & Richards, D.R. 1997. Stratigraphy and chronology of Upper Cretaceous-lower Paleogene strata in Bolivia and Northwest Argentina. *Bulletin of the Geological Society of America*, 109(6): 709–727.

Sequero, C., Aurell, M. & Bádenas, B. 2019. Sedimentary evolution of a shallow carbonate ramp (Kimmeridgian, NE Spain): Unravelling controlling factors for facies heterogeneities at reservoir scale. *Marine and Petroleum Geology* (109): 145–174.

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

Stow, D. 2009. *Sedimentary Rocks in the Field: A Colour Guide*. CRC Press, 320 p.

Tucker, M.E. & Wright, V.P. 1990. *Carbonate Sedimentology*. Oxford, Blackwell, 482 p.

Tucker, M.E. 2011. *Sedimentary rocks in the field*. Willey, 288 p.

Tucker, M.E. & Dias-Brito, D. 2017. *Petrologia Sedimentar Carbonática: Iniciação com base no registro geológico do Brasil*. Rio Claro, UNESP – IGCE-UNESPetro, 208 p.

Walker, R.G. & James, N. P. 1992. *Facies Models: Response to Sea-Level Change*. Geological Association of Canada. 409p.

Walker, R.G. 1992. Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. *In*: Walker, R.G. & James, N.P. (Eds.). *Facies Models: Response to Sea Level*. St.John's, Canada, Geological Association of Canada, p. 1-21.

Walker, R.G. 2006. Facies Models revisited: Introduction. *In*: Posamentier, H.W. & Walker, R.G. (Eds.). *Facies Models Revisited*. Tulsa Society for Sedimentary Geology, SEPM Special Publication 84, p. 1-18.

Wanless, H.R. & Tedesco, L.P. 1993. Comparison of oolitic sand bodies generated by tidal vs. wind-wave agitation. In Keith, B.D. & Zuppmann, C.W. (eds), *Mississippian Oolites and Modern Analogs*. AAPG Studies in Geology, 35, 199–225.

Warnecke, M. & Aigner, T. 2019. Asymmetry of an epicontinental basin-facies, cycles, tectonics and hydrodynamics: The Triassic Upper Muschelkalk, South Germanic Basin. *The Depositional Record*, 5(1): 147–187.

Wentworth, K. 1992. A Scale of Grade and Class Terms for Clastic Sediments”, *Journal of Geology*, Vol. 30, No. 5, p. 377-392.

Wilson, J.L. 1975. *Carbonate facies in geologic history*. Berlin, Springer-Verlag, 471 p.

Wright, V.P. & Burchette, T.P. 1996. Shallow-water carbonate environments. In: Reading, H.G. (Eds.). *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. Blackwell, p. 325-394.

Zavala, C. & Arcuri, M. 2016. Intrabasinal and extrabasinal turbidites: Origin and distinctive characteristics. *Sedimentary Geology*, (337): 36–54.

Scotese, C.R., 2016. Tutorial: PALEOMAP PaleoAtlas for GPlates and the PaleoData Plotter Program.

Scotese, C.R., Wright, N., 2018. PALEOMAP Paleodigital Elevation Models (PaleoDEMS) for the Phaeozoic PALEOMAP Project, <https://www.earthbyte.org/paleodem-resourcescotese-and-wright-2018/>

APÊNDICE

Apêndice A – Perfil Colunar