



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

**SEDIMENTOLOGIA E MODELO DEPOSICIONAL  
DOS CARBONATOS CRETÁCEOS E CENOZÓICOS  
DA TURQUIA, FM AKVEREN,  
NA REGIÃO DE FATSA, MAR NEGRO**

**DISSERTAÇÃO DE MESTRADO**

**Nº 327**

**FERNANDA SANTOS COSTA MOURÃO DE BRITO**

**Brasília-DF**

**2014**



**UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA**

**SEDIMENTOLOGIA E MODELO DEPOSICIONAL  
DOS CARBONATOS CRETÁCEOS E CENOZÓICOS  
DA TURQUIA, FM AKVEREN,  
NA REGIÃO DE FATSA, MAR NEGRO**

**FERNANDA SANTOS COSTA MOURÃO DE BRITO**

**ORIENTADOR: Prof. Dr. CARLOS JOSÉ SOUZA DE ALVARENGA**

**BANCA EXAMINADORA:**

**Prof. Dr. Ricardo Jorge Jahnert (Petrobras)**

**Prof. Dr. Carlos Jorge de Abreu (UnB)**

**Prof. Dr. Carlos José Souza de Alvarenga (UnB)**

## RESUMO

A área analisada neste estudo está situada próxima ao litoral do Mar Negro, região central-norte da Turquia, onde ocorre a exposição dos afloramentos da Região Central de Pontides. O intervalo estudado compreende parte do Cretáceo Superior e do Cenozóico Inferior (Campaniano Inferior até o Eoceno), pertencentes à Formação Akveren. Este estudo objetiva propor modelos deposicionais para a região estudada, com base no trabalho de campo, descrição de perfis, amostragem, descrição de fácies, associação de fácies e estratigrafia. Para datação de perfis, foi utilizado o trabalho de bioestratigrafia de Kirici *et al.* (2007).

O Cinturão Pontides é composto principalmente por carbonatos marinhos, com fauna de origem paleo-Tethyana. Os bioclastos (inclusive fragmentos de rudistas) formam barras em sigmóides progradantes, em ambientes rasos de alta energia. Lateralmente, são encontradas fácies típicas de ambiente lagunar, e fácies de talude na porção intermediária da plataforma.

Há variação de biota em relação ao Cretáceo Superior e o Cenozóico Inferior. No Cretáceo, há predomínio de fragmentos de rudistas, de moluscos e de equinodermas. Os macroforaminíferos são do tipo *Nummulites*, *Orbitolina* e lepidorbitóides. No Paleoceno, os bancos bioclásticos são formados principalmente por algas vermelhas e há o aparecimento de macroforaminíferos do tipo *Discocyclina*. Fácies de calciturbiditos e tempestitos são caracterizadas por retrabalhamento dos grãos e bioclastos, com deposição em ambiente de alta energia.

Blocos-diagrama propostos para a evolução deposicional na área têm o objetivo de destacar as mudanças na sedimentação carbonática da plataforma do Cinturão Pontides ao longo do tempo geológico, e a influência da tectônica no controle da sedimentação.

Durante o Campaniano Inferior/Médio, foi registrado um trato de sistemas de mar alto, com progradação das barras bioclásticas. No Campaniano Superior, ocorreu relativa queda do nível do mar, com erosão e exposição de parte da plataforma. No Maastrichtiano, ocorre elevação do nível do mar. No Paleoceno, a intensa atividade tectônica propiciou soerguimento de áreas-fonte, com intenso vulcanismo associado, e a formação de bancos bioclásticos paralelos à linha de costa.

**Palavras-chave:** carbonatos, Cinturão Pontides, estratigrafia, modelo deposicional.

## **ABSTRACT**

*The studied area is located on the Black Sea coast, central-northern Turkey, where Pontides Belt outcrops are exposed. The studied interval belongs to Akveren Formation, a sedimentary section deposited during the Upper Cretaceous to Lower Cenozoic (Lower Campanian to Upper Eocene), as dated by Kirici et al. (2007). The aim of this study is to present depositional models for the Pontides Belt in the studied area, based on field geology, sampling, petrographic descriptions, facies association and stratigraphic relations.*

*Akveren Formation is a Lower Campanian to Eocene marine carbonate sequence, with paleo-Tethyan fauna, well exposed in Pontides Belt at Black Sea coast.*

*Bioclasts accumulations tend to form sigmoidal progradational bars, in high energy shallow water environments. Laterally, lagoonal facies from restricted shallow waters, and slope facies from higher water depth in the external portions of the platform are also observed.*

*In Paleocene/Eocene, high energy shallow water bioclastic banks parallel to the coast line are formed by red algae and macroforams as *Discocyclusina*. Some calciturbidites and tempestites were also observed, as result of reworking in higher energy transport events.*

*During Lower Campanian, it was registered a high level sea water system tract with progradation of bioclastic bars. In Upper Campanian, a relative sea level fall occurred, causing partial exposure and erosion of the platform. In Maastrichtian, sea level returns to rise, but at to lower levels than found in the Campanian. Intense tectonic activity during Paleocene uplifted the area with intense associated volcanism. The Upper Paleocene/Eocene relative sea level fall led the transport of terrigenous sediments to the platform, which were reworked during the early stages of the transgressive system tract.*

**Keywords: carbonates, Pontides Belt, stratigraphy, depositional model.**

## AGRADECIMENTOS

Agradeço a todos que direta ou indiretamente colaboraram para a realização deste trabalho. Todos os agradecimentos, sejam eles de graduação, Pós-graduação, Mestrado ou Doutorado, tornam-se iguais quando mencionamos Deus, nossos familiares e amigos que estão por perto, nos ajudam e facilitam por vezes nossa dedicação ao árduo trabalho.

Sendo assim, agradeço aos meus pais, Edwiges Costa e Alexandrino Costa Filho (*in memorian*) que nunca me desestimularam em qualquer tarefa ou trabalho a que me propus.

Um agradecimento especial ao meu marido, Denis Fernando Mourão de Brito, que esteve comigo em todos os momentos. Sem sua paciência nada disso seria possível. Especialmente, gostaria de agradecer a Ricardo Jorge Jahnert pela orientação neste trabalho, pelas observações e discussões essenciais e tão salutares. Muito obrigada, Master!

Um agradecimento especial à Petrobras, que patrocinou este trabalho de campo e tantos outros necessários à minha formação profissional e pessoal. Também um agradecimento especial aos meus gerentes na empresa (foram muitos ao longo do desenvolvimento deste trabalho).

Meu muito obrigado vai também a Nilo Azambuja, Wagner Cruz, Sabri Kirici, Erhan Yilmaz, Ali Demirer, Hasan Güney e Gündogan Cöskun, colegas de trabalho de campo e discussões.

Por fim, mas não menos importante, segue o meu agradecimento aos amigos e colegas de trabalho do dia-a-dia, sem os quais a vida fica menos colorida.

## SUMÁRIO

1) INTRODUÇÃO .....	Pág. 01
2) GEOLOGIA REGIONAL .....	Pág. 02
2.1) Evolução tectônica da bacia do Mar Negro .....	Pág. 02
2.2) Evolução do Cinturão de Pontides .....	Pág. 03
2.3) Geologia do Cinturão Pontides Central e Oriental .....	Pág. 03
2.3.1) Cretáceo Superior (Turoniano a Maastrichtiano) .....	Pág. 03
Formação Yemişliçay .....	Pág. 03
Formação Gürsökü .....	Pág. 05
Formação Akveren .....	Pág. 05
2.3.2) Terciário (Paleoceno a Eoceno) .....	Pág. 06
Formação Atbaşı .....	Pág. 06
Formação Kusuri .....	Pág. 06
3) METODOLOGIA DE TRABALHO .....	Pág. 07
4) DESCRIÇÃO DE FÁCIES .....	Pág. 09
4.1) Cretáceo Superior .....	Pág. 09
4.1.1) RGB - <i>Rudstone/Grainstone</i> bioclástico.....	Pág. 10
4.1.2) GCR - Crinoidito, <i>Packstone/Grainstone</i> rico em equinodermas .....	Pág. 11
4.1.3) GBC - <i>Grainstone</i> com bioclastos quebrados .....	Pág. 12
4.1.4) WBA - <i>Wackestone/Packstone</i> bioclástico, argiloso .....	Pág. 13
4.2) Terciário Inferior .....	Pág. 14
4.2.1) RMA - <i>Rudstone / Grainstone</i> com macroforaminíferos .....	Pág. 14
4.2.2) RAV - <i>Rudstone/Grainstone</i> de algas vermelhas .....	Pág. 15
4.2.3) BRC – Brecha Carbonática .....	Pág. 16
4.2.4) ASH - Arenito/Siltito híbrido, ou <i>Wackestone</i> arenoso com bioclastos .....	Pág. 17
5) ESTRATIGRAFIA E AMBIENTE DEPOSICIONAL .....	Pág. 18
5.1) Perfil A .....	Pág. 19
5.1.1) Campaniano Inferior/Médio .....	Pág. 19
5.1.2) Campaniano Superior .....	Pág. 19
5.1.3) Maastrichtiano Inferior .....	Pág. 19
5.2) Perfil B .....	Pág. 21
5.2.1) Campaniano/Maastrichtiano Inferior .....	Pág. 21
5.2.2) Maastrichtiano Médio .....	Pág. 21
5.2.3) Maastrichtiano Superior .....	Pág. 21
5.3) Perfil C .....	Pág. 23
5.3.1) Maastrichtiano Superior .....	Pág. 23
5.3.2) Paleoceno Inferior .....	Pág. 23

5.3.3) Paleoceno Médio .....	Pág. 23
5.3.4) Paleoceno Superior .....	Pág. 23
5.4) Perfil D .....	Pág. 25
5.4.1) Paleoceno Inferior/Médio .....	Pág. 25
5.4.2) Paleoceno Superior/Eoceno .....	Pág. 25
6) MODELOS DEPOSICIONAIS .....	Pág. 27
6.1) Campaniano Inferior/Médio .....	Pág. 27
6.2) Campaniano Superior .....	Pág. 27
6.3) Maastrichtiano Inferior .....	Pág. 30
6.4) Maastrichtiano Médio .....	Pág. 30
6.5) Maastrichtiano Superior .....	Pág. 30
6.6) Paleoceno Inferior/Médio .....	Pág. 32
6.7) Paleoceno Superior/Eoceno .....	Pág. 34
6.8) Tratos de Sistemas .....	Pág. 34
7) DISCUSSÕES .....	Pág. 37
8) CONCLUSÕES .....	Pág. 41
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....	Pág. 42

## ÍNDICE DE FIGURAS E TABELAS

<b>Figura 1</b> – Mapa da área de estudo na Turquia. Fonte: <i>Google</i> . .....	Pág. 02
<b>Figura 2</b> – Divisão de unidades tectônicas na Bacia do Mar Negro (Modificada de Nikishin <i>et al.</i> 2003). Observar o cinturão Pontides Central, com complexo ofiolítico do Triássico Inferior, recoberto por sedimentos Triássicos a Jurássicos. A orogenia principal ocorreu antes do Meso-Jurássico (Ustaömer & Robertson, 1997). .....	Pág. 04
<b>Figura 3</b> – Correlação entre a estratigrafia do Cinturão Pontides Central e eventos tectônicos. Modificado de Terlemez <i>et al.</i> (1980) ), <i>in</i> Güney <i>et al.</i> (2010). .....	Pág. 05
<b>Figura 4</b> – Mapa geológico da região de Pontides Oriental (Robinson <i>et al.</i> 1995). .....	Pág. 06
<b>Figura 5</b> – Imagem de satélite com a localização dos perfis estudados durante a campanha de campo, na região de Ünye e Fatsa. .....	Pág. 07
<b>Tabela 1</b> – Quantitativo de amostras e metragem estudada em cada perfil analisado no campo. .....	Pág. 08
<b>Figura 6</b> – Perfis analisados e correlação de idades nas amostras coletadas (Modificado de Kirici <i>et al.</i> 2007). .....	Pág. 09
<b>Figura 7</b> – <i>Rudstone</i> com fragmentos de macroforaminíferos e equinóides, com franja meteórica. Porosidade em azul. Perfil A, amostra 133. .....	Pág. 10
<b>Figura 8</b> – <i>Grainstone</i> com macroforaminíferos e fragmentos de crinóides e equinóides, com cimentação sintaxial. Perfil A, amostra 131. .....	Pág. 10
<b>Figura 9</b> – <i>Packstone</i> com fragmentos de crinóides, equinóides e foraminíferos. Exibe matriz parcialmente dissolvida, e encontra-se cimentado por calcita sintaxial e franja meteórica. Perfil A, amostra 192. .....	Pág. 11
<b>Figura 10</b> – <i>Grainstone</i> com crinóides, equinóides e bioclastos quebrados. Também exibe fragmentos líticos. Os equinodermas exibem cimentação sintaxial. Perfil A, amostra 193. ....	Pág. 11
<b>Figura 11</b> – <i>Grainstone</i> com macroforaminíferos e equinóides quebrados, notar a cimentação sintaxial em torno dos equinodermas, e também cimentação espática obliterando porosidade. Perfil B, amostra 51. .....	Pág. 12
<b>Figura 12</b> - <i>Grainstone</i> com macroforaminíferos e equinóides quebrados. Há dissolução parcial de bioclastos e matriz, gerando porosidade móldica/vugular e microporosidade. Perfil A, amostra 185. .....	Pág. 12
<b>Figura 13</b> – <i>Packstone/Wackestone</i> argiloso com foraminíferos planctônicos. Ocorrem fragmentos líticos de composição vulcânica dispersos. Perfil D, amostra 97. .....	Pág. 13
<b>Figura 14</b> – <i>Packstone</i> com fragmentos de equinóides e foraminíferos planctônicos e bentônicos, em matriz argilosa. Perfil B, amostra 100. .....	Pág. 13
<b>Figura 15</b> – <i>Rudstone</i> com <i>Nummulites</i> e <i>Discocyclusina</i> , cimentado por calcita espática. Perfil D, amostra 89. .....	Pág. 14
<b>Figura 16</b> – <i>Rudstone</i> com <i>Nummulites</i> e <i>Discocyclusina</i> , com fragmentos de rocha vulcânica. Perfil C, amostra 37. .....	Pág. 14
<b>Figura 17</b> – <i>Packstone</i> de fragmentos de algas vermelhas, com fraturas preenchidas por calcita espática. Perfil D, amostra 85. .....	Pág. 15

<b>Figura 18</b> – <i>Packstone</i> de fragmentos de algas vermelhas, cimentado. Perfil C, amostra 49. .	Pág. 15
<b>Figura 19</b> – Brecha com fraturas parcialmente cimentadas por calcita espática. Perfil C, amostra 34. ....	Pág. 16
<b>Figura 20</b> – Brecha cimentada, observar cimento meteórico (franja isópaca de calcita) e cimento espática em mosaico. Perfil C, amostra 35. ....	Pág. 16
<b>Figura 21</b> – Arenito com bioclastos, com pseudo-matriz originada de alteração de rochas vulcânicas. Perfil D, amostra 98. ....	Pág. 17
<b>Figura 22</b> – Arenito híbrido com bioclastos e fragmentos de rocha vulcânica dispersos, matriz argilosa. Perfil C, amostra 39. ....	Pág. 17
<b>Figura 23</b> – Legenda de representação das associações de fácies utilizadas .....	Pág. 18
<b>Figura 24</b> – Figura esquemática de subambientes deposicionais em plataforma marinha (Modificado de Bruchette & Right, 1992, <i>in</i> Shlager 2005). ....	Pág. 18
<b>Figura 25</b> – Coluna estratigráfica do Perfil A. Foto A: Discordância que marca a passagem do Campaniano Médio ao Superior. Foto B: Geometrias sigmoidais de barras bioclásticas de RGB. Foto C: Barras bioclásticas de alta energia. Foto D: Discordância do Campaniano/Maastrichtiano. SB = <i>Sequence boundaries</i> , SIM = Superfície de Inundação Máxima, HCS = <i>hummocky cross stratification</i> . ....	Pág. 20
<b>Figura 26</b> – Coluna estratigráfica do Perfil B. Foto A: Base de barras bioclásticas formadas por fácies de calciturbiditos. Foto B: Superfície de Hardground com estilólitos e fraturas com dissolução. Foto C: Contato entre pacote de barras bioclásticas e fácies finas argilosas (avermelhadas). Foto D: Padrão de empilhamento plano-paralelo, típico de ambientes de baixa energia. SB = <i>Sequence boundaries</i> , SIM = Superfície de Inundação Máxima, HG = <i>Hardground</i> . ....	Pág. 22
<b>Figura 27</b> – Coluna estratigráfica do Perfil C. Foto A: Barras bioclásticas de fragmentos de algas vermelhas, com espessuras >3 m. Em vermelho, superfície de discordância com o pacote inferior. Em amarelo, contato entre barras sigmoidais. Foto B: Discordância angular entre o Paleoceno médio e o Paleoceno Superior. Foto C: Barras bioclásticas de fragmentos de algas vermelhas, com espessuras de até 5 m. Foto D: Topo do Paleoceno Superior, com padrão deposicional plano-paralelo. SB = <i>Sequence boundaries</i> , SIM = Superfície de Inundação Máxima. ....	Pág. 24
<b>Figura 28</b> – Coluna estratigráfica do Perfil D Foto A: Barras bioclásticas ricas em fragmentos de algas vermelhas. Foto B: Geometria plano-paralela de sedimentação. Em vermelho a superfície de discordância do Paleoceno Médio ao Superior. Foto C: Barras bioclásticas de calciturbiditos, com espessuras maiores que 2 m. ....	Pág. 26
<b>Figura 29</b> – Modelo deposicional para o Campaniano Inferior/Médio, mostrando as barras bioclásticas na plataforma carbonática. Perfil A localizado na porção externa das barras. ....	Pág. 28
<b>Figura 30</b> – Modelo deposicional para o Campaniano Superior, mostrando progradação das barras bioclásticas. Perfil A localizado na porção central da barra bioclástica, e perfil B localizado no talude. ....	Pág. 29

<b>Figura 31</b> – Modelo deposicional para o Maastrichtiano, mostrando retrogradação das barras bioclásticas. Perfil A (somente Maastrichtiano Inferior) localizado nas barras bioclásticas, Perfil B localizado no talude, Perfil C (somente Maastrichtiano Superior) localizado na porção externa das barras bioclásticas. ....	Pág. 31
<b>Figura 32</b> – Modelo deposicional para o Paleoceno Inferior/Médio. Notar a mudança de direção de deposição da plataforma carbonática, e na transformação de plataforma com talude em uma rampa. Perfil C localizado em porção com brecha tectônica, perfil D na porção proximal de barras bioclásticas. ....	Pág. 33
<b>Figura 33</b> – Modelo deposicional para o Paleoceno Superior/Eoceno. Perfil C localizado nas barras bioclásticas, perfil D localizado na porção externa das barras, próximo à quebra do talude. ....	Pág. 35
<b>Figura 34</b> – Evolução do ambiente deposicional durante o Cretáceo. ....	Pág. 36
<b>Figura 35</b> – Evolução do ambiente deposicional durante o Terciário. ....	Pág. 36
<b>Figura 36</b> – Discordância angular proposta como limite do Maastrichtiano Inferior e Médio. Superfície de <i>hardground</i> descrita no campo no Perfil B, proposta como limite entre o Campaniano e o Maastrichtiano. ....	Pág. 39
<b>Figura 37</b> – Discordância angular proposta como limite do Paleoceno Inferior e Médio. ....	Pág. 40

## 1) INTRODUÇÃO

A área analisada neste estudo está situada na região de Fatsa, região norte-central da Turquia, onde ocorrem os afloramentos da Região Central de Pontides. O local fica próximo ao litoral do Mar Negro, dista cerca de 510 quilômetros da capital Ankara e cerca de 100 quilômetros da cidade de Samsun.

Este estudo objetiva, com base no trabalho de campo, amostragem, descrição de fácies e associação de fácies e estratigrafia, propor modelos deposicionais para as idades previamente identificadas por Kirici *et al.* (2007). O intervalo estudado compreende rochas do cinturão Pontides, constituído por carbonatos marinhos, com fauna de origem paleo-Tethyana, do Campaniano Inferior até o Paleoceno Superior/Eoceno.



## 2.2) Evolução do Cinturão de Pontides

Existem controvérsias com relação à interpretação da estratigrafia e da tectônica dos Pontides (Görür *et al.*, 1993; Robinson, 1997; Rojay & Altiner, 1998). Antes do Meso-Campaniano esta melange ofiolítica teria sido recoberta por terrenos *fore-arc*, formados como resultado de tectônica compressional e colisional (Yılmaz *et al.*, 1997; Rojay & Altiner, 1998) com acreção de terrenos continentais (Bloco Kırşehir, Terrenos Tauride-Anatolide) desde o Maastrichtiano até o Eoceno (Yılmaz *et al.*, 1997). A tectônica teria se invertido para o domínio extensional no Eoceno Superior, com nova fase de subsidência.

O intenso magmatismo que se desenvolveu no Senoniano ao longo do arco vulcânico de Pontides pode estar associado às mudanças do sistema de compressional a extensional, ao invés de associados à abertura das bacias do mar Negro.

- Sedimentos rifte: No Cinturão Pontides Central e Oriental (fig. 3), ocorrem carbonatos do Jurássico Superior ao Neocomiano (Formação İnalti), depositados em regime distensional. São sobrepostos de forma discordante por sedimentos *sin-rift* de idade Aptiana e Albiana (Formação Cağlayan), que constituem arenitos de plataforma rasa, com *slides*, *slumps* e turbiditos. Unidades pelágicas e tufos distais do Cenomaniano constituem a Formação Kapanboğazi, que se separa da unidade sotoposta por discordância e marca a mudança da fase *rift* para a fase *drift* no Oeste do Mar Negro (Görür *et al.*, 1993).

- Sedimentos pós-rifte: Nos Cinturões Pontides Central e Oriental, o Cretáceo Superior é representado litologicamente por uma sequência de carbonatos pelágicos (Formação Kapanboğazi), tufos e lavas (Formação Yemişliçay), turbiditos (Formação Gürsökü) e *chalks* tufáceos (Formação Akveren, alvo deste estudo). A influência vulcânica se enfraquece em direção ao norte. Os turbiditos siliciclásticos caracterizam a sucessão superior da sequência Paleoceno-Eoceno.

A partir do Cenozóico, na região do Mar Negro ocorre uma deposição caracterizada por sedimentos marinhos mais profundos. Durante o Quaternário ocorreu a implantação de sistemas turbidíticos ligados a taludes continentais e *canyons* (Meisner *et al.*, 1992), com as porções mais profundas dominadas por sedimentação hemipelágica (fig. 3).

## 2.3) Geologia do Cinturão de Pontides Central e Oriental

A área estudada encontra-se na parte oriental do Cinturão Pontides Central (fig. 4). A estratigrafia desta área é composta por carbonatos e sedimentos siliciclásticos de idades que vão do Campaniano ao Eoceno. O embasamento é composto pelas rochas vulcânicas e vulcanoclásticas relacionadas ao arco de ilha do Cretáceo. A sedimentação carbonática ocorreu sobre este alto vulcânico, entre o Campaniano e o Paleoceno Superior, e localmente no Eoceno. A formação alvo deste estudo é a Formação Akveren, de idade Cretáceo Superior/Paleógeno Inferior.

### 2.3.1) Cretáceo Superior (Turoniano a Maastrichtiano):

- **Formação Yemişliçay:** de idade Turoniana - Campaniana (Akarsu & Aydın, 1979; e Ketin & Gümüş, 1963), consiste em tufos esverdeados a marrons, aglomerados, calcários argilosos, folhelhos silicificados e lavas de composição basáltica-andesítica, com espessura de até 200 m, com maior presença de influxo vulcânico. Apresenta contato gradacional com a formação logo abaixo (Formação Kapanboğazi). O vulcanismo se originou por subducção da crosta oceânica Neotethyana sob o continente Pontides. O vulcanismo basáltico dominou durante os períodos iniciais de deposição desta unidade, enquanto ocorreu diversificação da composição nos estágios finais (Demirer *et al.*, 1992).

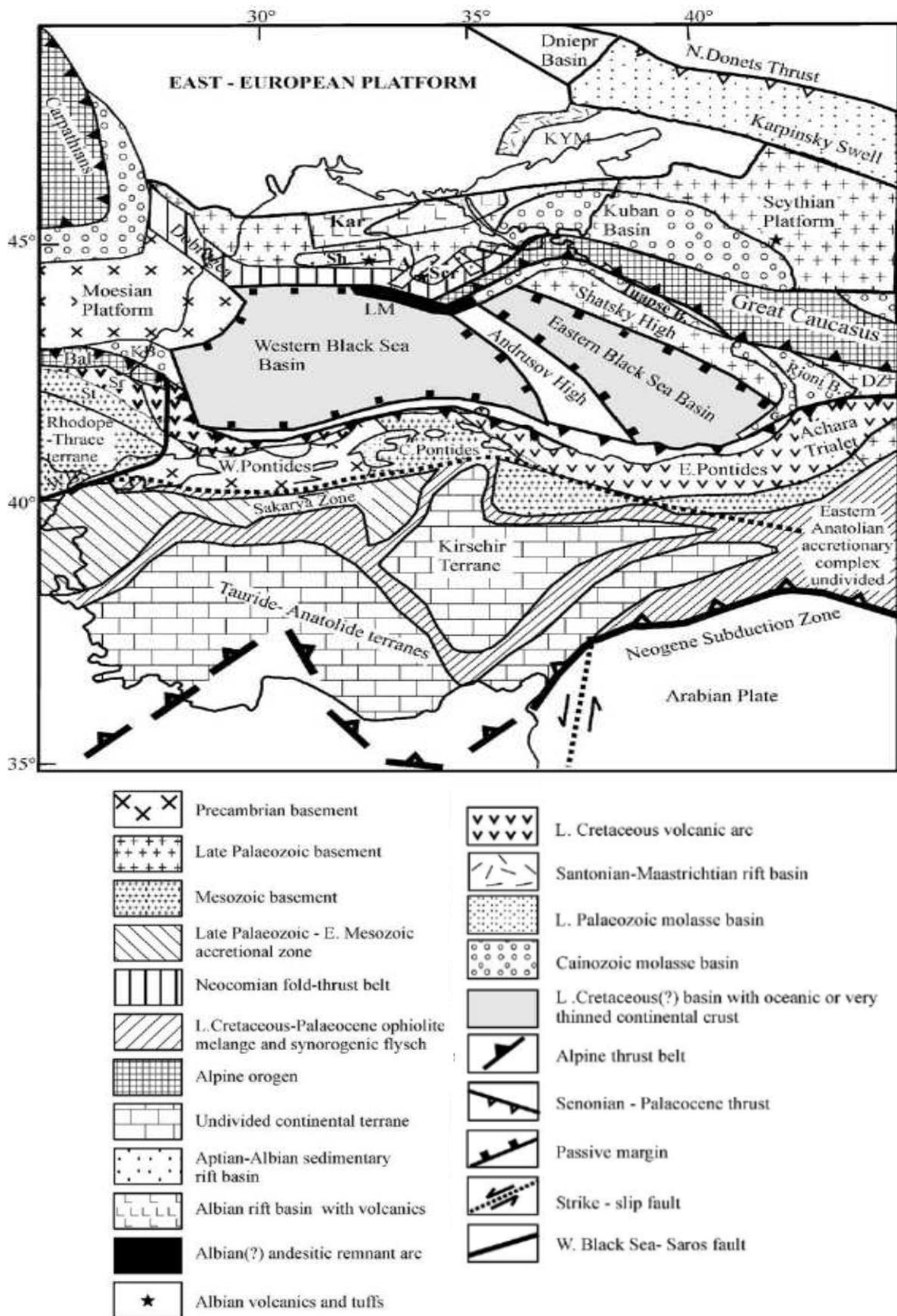


Figura 2 - Divisão de unidades tectônicas na bacia do Mar Negro (Modificada de Nikishin *et al.*, 2003). Observar o Cinturão Pontides Central, com complexo ofiolítico do Triássico Inferior, recoberto por sedimentos Triássicos a Jurássicos. A orogenia principal ocorreu antes do Meso-Jurássico (Ustaömer & Robertson, 1997).

	Idades	Formação	Área de Sinop	Regime	Eventos Tectônicos Regionais
TERCIÁRIO	QUATERNÁRIO				
	PLIOCENO	SARIKUM		Mar Negro em regime Compressional ↓	Evento compressional do Eoceno soerguendo o Cinturão de Pontides Ocidental.  - Vulcanismo síncrono com tectônica extensional do Cinturão Pontides Oriental.  - Fim da estruturação do Mar Negro (Paleoceno).
	MIOCENO				
	OLIGOCENO	MAYKOP			
	EOCENO	KUSURI			
	PALEOCENO	ATBASI			
CRETÁCEO	MAASTRICHTIANO	AKVEREN		Mar Negro em regime Compressional ↑	
		GÜRSÖKÜ			
	CAMPANIANO	YEMISLIÇAY		Rifteamento ↑	- Subsidiência termal do Mar Negro durante o Cenomaniano-Turoniano.  - Rifteamento e acreção das bacias WBSB e EBSB no Aptiano-Albiano.
	SANTONIANO				
	CONIACIANO				
	TURONIANO				
	CENOMANIANO	K. BOGAZI		Rifteamento ↓	
	ALBIANO	ÇAGLAYAN			
	APTIANO				
	NEOCOMIANO	INALTI			
JURÁSSICO	SUPERIOR				
	MÉDIO		BURNÜK		
INFERIOR	AKGÖL				

Figura 3 - Correlação entre a estratigrafia do cinturão Pontides Central e eventos tectônicos. Modificado de Terlemez *et al.* (1980), *in* Güney *et al.* (2010).

- Formação Gürsökü:** formada por uma sequência de arenitos e folhelhos acumulados em áreas onde não ocorreu influxo vulcânico, alcançando até 500 m de espessura, de idade Maastrichtiana. São turbiditos médios a distais, com composição variando entre arenitos líticos, feldspáticos e localmente arcossianos, com matriz argilosa na base e cimentação calcítica no topo, com espessuras de até dois metros, intercalados em corpos argilosos. Marcas de solo indicam direção de paleocorrente WNW a ESSE (Akarsu & Aydın, 1979). Na área sudeste, ocorrem calcários arenosos com espessuras de até 70 m, que não ocorrem a norte, compondo olistostromas derivados da Formação Inalti. Esta formação tem contato superior gradacional com a Formação Akveren.
- Formação Akveren:** é definida pelo aumento gradual de calciturbiditos e carbonatos argilosos sobre a intercalação de arenitos e folhelhos da Formação Gürsökü. Consiste em carbonatos recifais, mas também argilosos, silicificados, transportados como calciturbiditos, e interacamadados com margas e folhelhos, depositado no terreno de prisma acrescionário do ambiente de arco vulcânico, em mar raso, e localmente em ilhas elevadas. Nas partes mais profundas, a Formação consiste de carbonatos argilosos vermelhos a púrpura e folhelhos. A presença de vulcanismo nesta sequência é menor que nas formações anteriores, porém *sills* e andesitos colunares podem ser encontrados na região sul, e tufo podem ser encontrados a leste. Os *cherts* e silicificação dos carbonatos tem origem na sílica fornecida pelos eventos de vulcanismo. As principais fácies reservatório são as fácies recifais e os calciturbiditos. As espessuras do pacote relacionado à Formação Akveren alcançam em média 50 m, porém próximo à cidade de Sinop podem alcançar 600 m. Esta formação foi datada como Maastrichtiana - Paleocena por Akarsu & Aydın (1979) e Ketin & Gümüş (1963).

### 2.3.2) Terciário (Paleoceno a Eoceno):

- Formação Atbaşı:** é constituída por folhelhos e margas avermelhadas a púrpuras, alternados com carbonatos calciturbidífticos laminados, carbonatos argilosos e unidades arenosas, depositados em contexto do sistema de *horsts* e *grabens*, e controlados por falhamentos *strike-slip*. Esta formação foi datada como Paleoceno – Eoceno Inferior. Nos níveis basais da formação, ocorrem tufo e tufitos. As espessuras variam de 400 m ao sul de Sinop, até 250 m em direção a oeste. Possui contato gradacional com a Formação Kusuri, logo acima, de idade Eocena, o que possibilita a interpretação de que o mar Negro continuava em fase tectônica de rifteamento durante o Paleoceno (Demir, 1992).

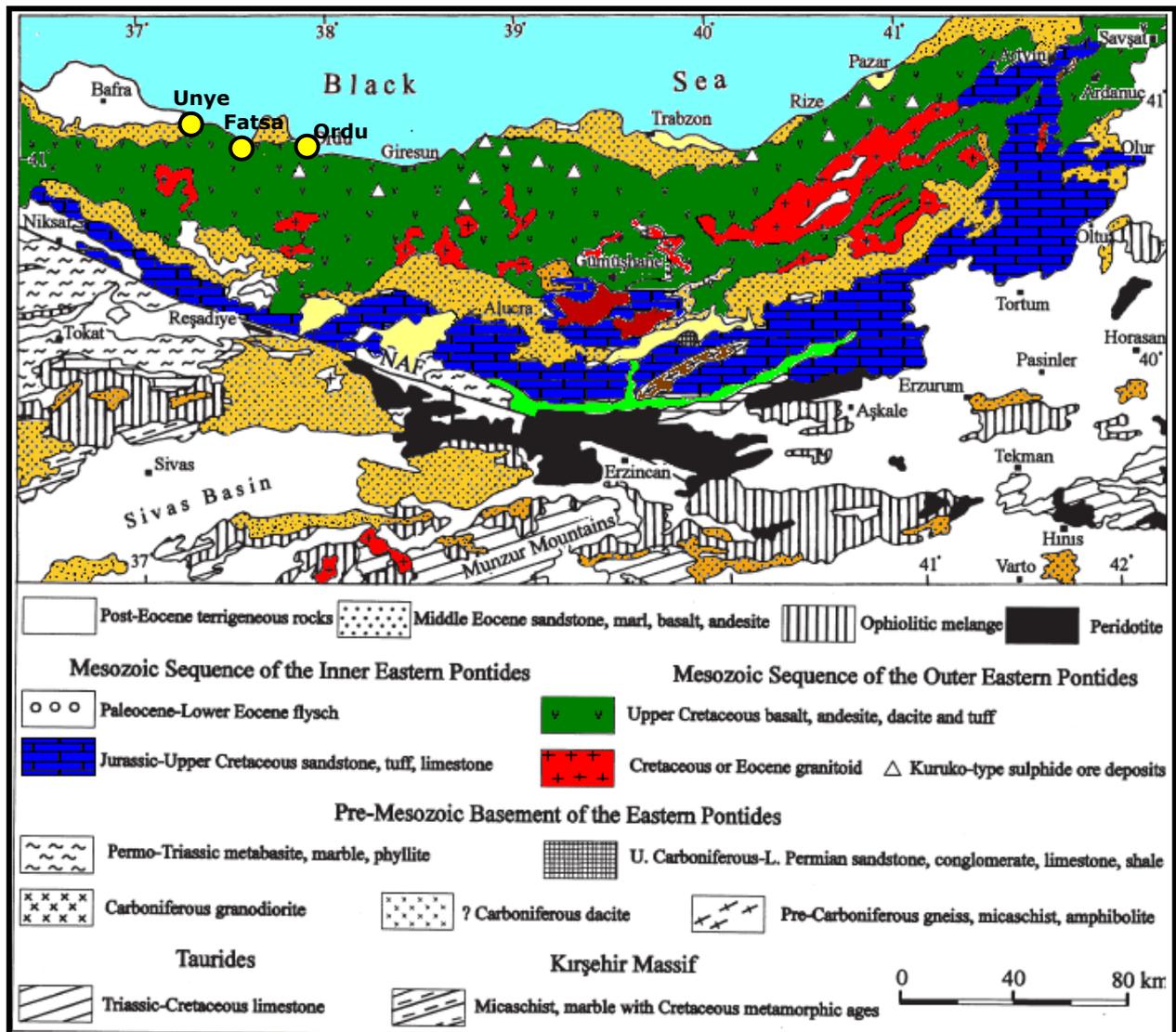


Figura 4 - Mapa geológico da região de Pontides Oriental (Robinson *et al.*, 1995).

- Formação Kusuri:** consiste na deposição de recifes numulíticos nos altos estruturais, datados como Meso-Eocênicos. Lateralmente variam para arenitos turbidífticos e folhelhos, depositados em baixos, em períodos de regressão marinha. Na parte norte, ocorrem conglomerados e arenitos, com clastos de carbonatos da Formação Akveren formados em depósitos de leques submarinos. A espessura desta formação alcança os 1000 m, com medidas de paleocorrentes em marcas de sola de direção variando de E-SE a N-NW (Coskun 1977).

### 3) METODOLOGIA DE TRABALHO

A metodologia usada teve como objetivo coletar informações estratigráficas que foram aplicadas na elaboração do modelo deposicional dos carbonatos da região de Fatsa, às margens do Mar Negro, Turquia.

A coleta de informações de campo ocorreu entre 31 de julho e 18 de agosto de 2006, com a participação de geólogos da Petrobras e da Companhia Estatal Turca (TPAO). Foram descritos e georeferenciados quatro perfis estratigráficos em torno das cidades de Ünye e Fatsa, localizadas na porção centro-norte do país (fig. 5).

Todas as seções foram medidas e incluíram descrições detalhadas, acompanhadas por amostragem a cada mudança de fácies, feita com uma plugadora rotativa. A partir dessas amostras foram confeccionadas 113 lâminas delgadas (tabela 1). As descrições petrográficas foram feitas com o uso de microscópio óptico da marca Zeiss AXIOVISION.

As principais litofácies observadas no campo serviram de base para o estabelecimento de uma coluna estratigráfica para cada perfil analisado, e a determinação das associações de fácies. As informações adquiridas em campo, juntamente com dados de laboratório e as correlações dos perfis analisados, embasaram a elaboração de um modelo deposicional que está sendo proposto para a área.

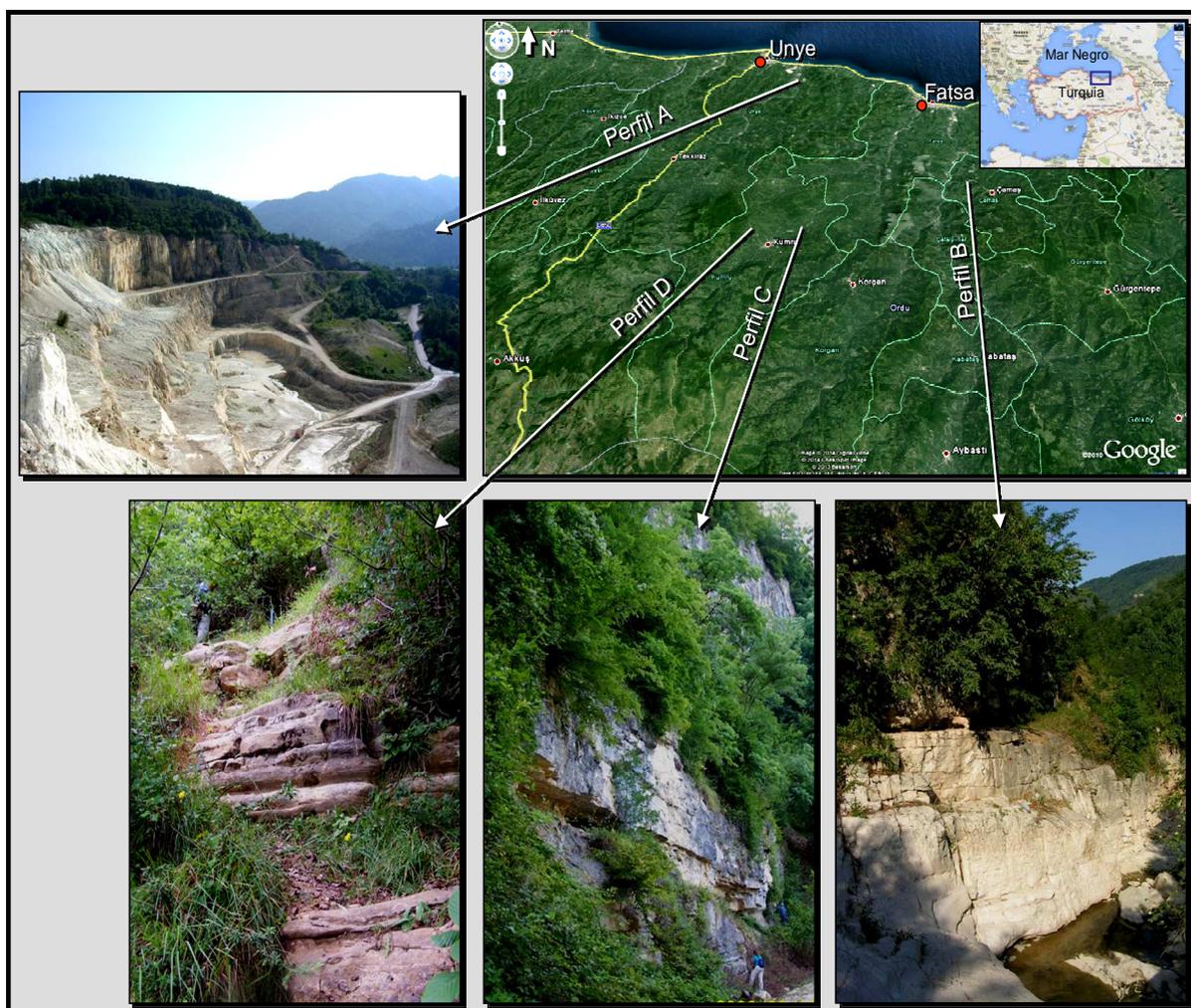


Figura 5 – Imagem de satélite com a localização dos perfis estudados durante a campanha de campo, na região de Ünye e Fatsa (Modificada de Güney et al., 2010).

Perfil	Localização	Amostragem			Seção
		Plug H	Plug V	Amostra de mão	
A	Fábrica de cimento de Ünye	29	2	3	105,8m
B	Estrada de Fatsa a Aybasti (drenagem)	35	8		409,9m
C	Vilarejo de Kayaköy			17	311m
D	Vilarejo de Derbert			19	122m
<b>TOTAL DE AMOSTRAS =</b>		<b>113</b>			

Tabela 1 – Quantitativo de amostras e metragem estudada em cada perfil analisado no campo.

#### 4) DESCRIÇÃO DE FÁCIES

As principais fácies sedimentares encontradas nos perfis foram discriminadas através de petrografia de lâminas delgadas, classificadas de acordo com Dunham (1962), e separadas por idade de ocorrência de acordo com datação de Kirici *et al.* (2007) (fig. 6). As amostras compreendem as formações Akveren (Cretáceo) e Kusuri (Terciário). A descrição das fácies nas próximas páginas seguem-se na forma de fichas petrográficas.

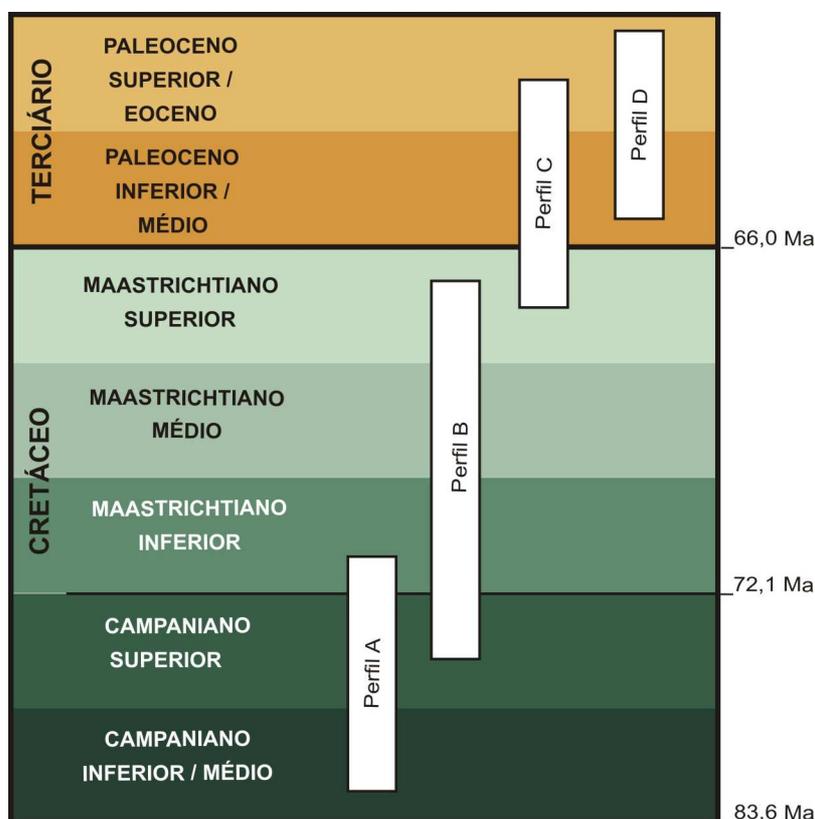


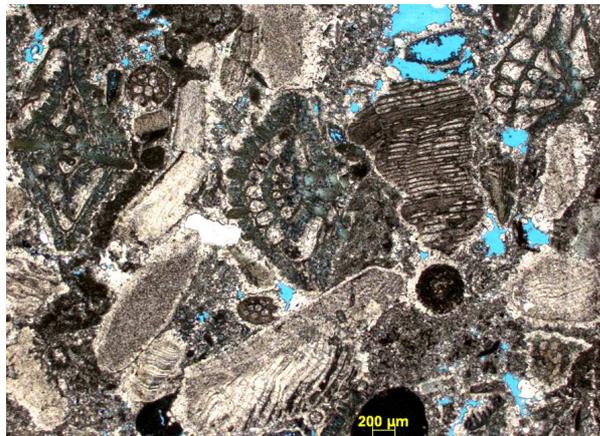
Figura 6 – Perfis analisados e correlação de idades nas amostras coletadas (Adaptado de Kirici *et al.*, 2007).

##### 4.1) Cretáceo Superior

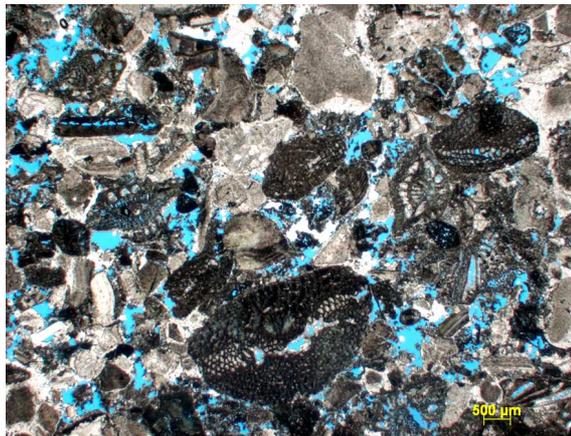
Litologias do Cretáceo Superior ocorrem nos perfis A e B (fig. 6). No perfil B, Kirici *et al.* (2007) conseguem diferenciar com propriedade rochas do Campaniano e do Maastrichtiano Inferior, porém com alguma incerteza na datação no perfil A. Há predomínio de fragmentos de moluscos, de equinodermas e de rudistas. Os principais macroforaminíferos são do tipo *Nummulites*, *Orbitolina* e lepidorbitóides. As principais litofácies são:

- *Rudstone/Grainstone* bioclástico grosso a granuloso, com fragmentos de bioclastos (RGB) (figs. 7 e 8);
- Crinoidito, *Packstone/Grainstone* rico em equinodermas (GCR) (figs. 9 e 10);
- *Grainstone* com bioclastos quebrados (GBC) (figs. 11 e 12);
- *Wackestone/Packstone* bioclástico, argiloso (WBA) (figs. 13 e 14).

#### 4.1.1) RGB – *Rudstone/Grainstone* bioclástico



**Figura 7 – Rudstone com fragmentos de macroforaminíferos e equinóides, com franja meteórica. Porosidade em azul. Perfil A, amostra 133.**



**Figura 8 – Grainstone com macroforaminíferos e fragmentos de crinóides e equinóides, com cimentação syntaxial. Perfil A, amostra 131.**

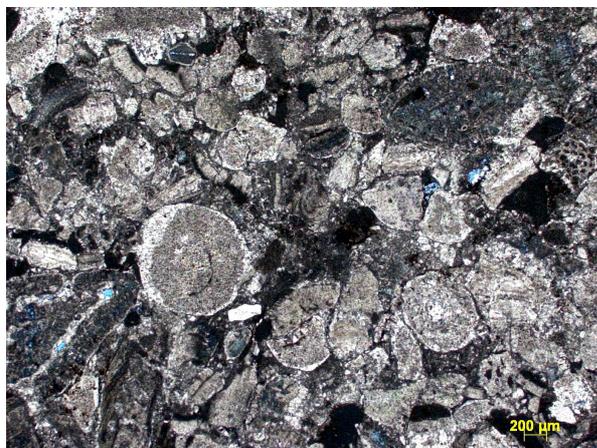
O arcabouço desta fácies é formado por 25 a 45% de fragmentos de bioclastos (briozoários, equinodermas, moluscos, raros rudistas), com granulometria grossa a grânulo. Os principais foraminíferos são orbitóides, lepidorbitóides e gavelinídeos, cujas carapaças encontram-se por vezes quebradas. São encontrados raros fragmentos líticos alterados, provenientes de rochas vulcânicas.

**Diagênese:** Em sua maioria, os bioclastos encontram-se com isópaca de cimentação meteórica (franja de calcita dente de cão), indicando interação com água proveniente de ambientes vadosos. Equinodermas exibem cimentação espática syntaxial. Ambas as cimentações calcíticas são anteriores à compactação química. Alguns bioclastos exibem ainda dissolução parcial, gerando porosidade intragranular e móldica. Os fragmentos de origem vulcânica encontram-se alterados devido à exposição.

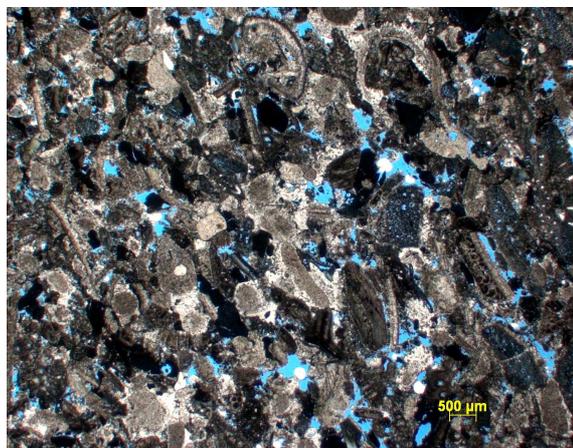
**Ambiente Depositional:** Estas fácies são depositadas em ambientes de alta energia, em bancos e barras bioclásticas de águas rasas, na plataforma interna.

**Porosidade:** As porosidades variam de 10 a 25%, dos tipos intergranular, intragranular, móldica e vugular. Estas fácies constituem em sua maioria boas rochas-reservatório.

#### 4.1.2) GCR – Crinoidito, *Packstone/Grainstone* rico em equinodermas



**Figura 9 – *Packstone* com fragmentos de crinóides, equinóides e foraminíferos. Exibe matriz parcialmente dissolvida, e encontra-se cimentado por calcita sintaxial e franja meteórica. Perfil A, amostra 192.**



**Figura 10 – *Grainstone* com crinóides, equinóides e bioclastos quebrados. Também exibe fragmentos líticos. Os equinodermas exibem cimentação sintaxial. Perfil A, amostra 193.**

Há predomínio de mais de 20% de fragmentos de equinodermas (crinóides e equinóides). A granulometria pode variar de média a muito grossa, por vezes até grânulo. Outros bioclastos ocorrem associados: foraminíferos bentônicos (textularídeos, gavelinídeos) e fragmentos de moluscos e de rudistas. São comuns bioclastos com carapaças quebradas, denotando retrabalhamento em condições de alta energia. Ocorrem ainda fragmentos líticos de composição vulcânica. Podem exibir laminação incipiente.

**Diagênese:** Em torno dos equinodermas ocorre cimentação sintaxial, podendo ocorrer cimentação espática localizada. Compactação química gera contatos suturados entre os bioclastos. Localmente ocorre dissolução parcial de matriz, gerando microporosidade.

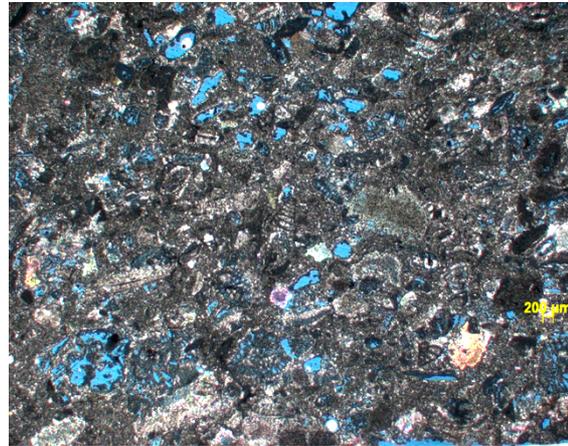
**Ambiente Depositional:** Fragmentos de crinóides e equinóides podem formar bancos ou barras bioclásticas com deposição em ambiente marinho relativamente raso de alta energia, na plataforma interna.

**Porosidade:** Apresentam porosidades muito variadas, podendo estar cimentados ou apresentar até cerca de 30% de porosidade visível, dos tipos intergranular, intragranular, móldica e vugular.

#### 4.1.3) GBC – *Grainstone* com bioclastos quebrados



**Figura 11 – *Grainstone* com macroforaminíferos e equinóides quebrados, notar a cimentação sintaxial em torno dos equinodermas, e também cimentação espática obliterando porosidade. Perfil B, amostra 51.**



**Figura 12 - *Packstone* com macroforaminíferos e equinóides quebrados. Ocorre dissolução parcial de bioclastos e matriz, gerando porosidade móldica/vugular e microporosidade. Perfil A, amostra 185.**

Os fragmentos de bioclastos são mal selecionados, com granulometria fina a média, podendo também apresentar granulometria grossa em alguns casos. Os principais bioclastos são carapaças de foraminíferos bentônicos, macroforaminíferos orbitóides e lepidorbitóides, fragmentos de equinodermas, de moluscos, de briozoários, de braquiópodes, macroforaminíferos e raros rudistas, contendo também fragmentos líticos provenientes de rochas vulcânicas alteradas. Pequenas porcentagens de matriz podem ocorrer (variação de *Packstone* com bioclastos quebrados).

**Diagênese:** A rocha apresenta-se predominantemente fechada, cimentada por calcita espática, e compactada mostrando estilólitos. Em alguns casos, ocorre dissolução de matriz gerando microporosidade, e de parte dos bioclastos gerando porosidade móldica e vugular. Assume-se que tal dissolução seja proveniente da recente exposição. Os fragmentos de origem vulcânica encontram-se alterados devido à exposição.

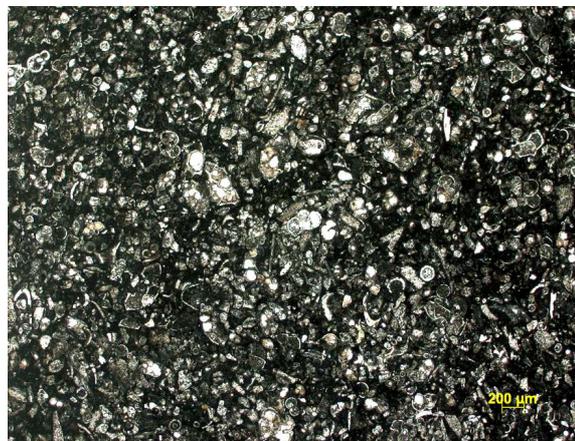
**Ambiente Depositional:** A intensa quebra e mistura dos bioclastos indica transporte e deposição em ambiente de alta energia. Ocorre ainda mistura de bioclastos de plataforma interna (laguna) e plataforma intermediária. Estas fácies são interpretadas como **calciturbiditos**, depositados em ambientes de alta energia, em áreas de *slumps*, próximo a escarpas/talude, ou na borda de altos estruturais.

**Porosidade:** Apresentam porosidades muito variadas, podendo estar cimentados ou apresentar até cerca de 20% de porosidade visível, dos tipos intergranular, intragranular, móldica e vugular.

#### 4.1.4) WBA – *Wackestone/Packstone* bioclástico, argiloso



**Figura 13 – *Packstone/Wackestone* argiloso com foraminíferos planctônicos. Ocorrem fragmentos líticos de composição vulcânica dispersos. Perfil D, amostra 97.**



**Figura 14 – *Packstone* com fragmentos de equinóides e foraminíferos planctônicos e bentônicos, em matriz argilosa. Perfil B, amostra 100.**

Esta fácies exibe granulometria de areia fina a média, e é composta por 5 a 40% de foraminíferos. Os bioclastos principais são foraminíferos bentônicos e planctônicos (gavelinídeos, rotalídeos, *hedberguella*, globotruncana, *calpionella*, textularídeos, ataxofragmídeos), calcisferas, fragmentos e espinhos de equinóides, fragmentos de algas verdes, de briozoários, de esponjas, raros ostracodes e raros fragmentos de rudistas. Raros grãos de quartzo ocorrem dispersos, com granulometria de silte a areia muito fina, variando de sub a arredondados, e bem selecionados. A matriz argilosa encontra-se bioturbada, e pode exibir alguma laminação incipiente. Em algumas amostras ocorre matéria orgânica fosfatizada.

**Diagênese:** Presença de pequenas manchas de cimentação por calcita espática localizada, em pequenas áreas previamente bioturbadas.

**Ambiente deposicional:** Esta fácies foi depositada em águas rasas, de ambiente lagunar, restrito e de baixa energia, com pequenas lâminas d'água, em plataforma interna. Estas fácies pode indicar também a deposição em porções de plataforma intermediária, de baixa energia e lâmina d'água maior que 20 m. Os bioclastos, principais indicativos de condições de deposição, encontram-se misturados (plataforma interna e plataforma intermediária).

**Porosidade:** Exibe baixíssimos valores de porosidade móldica e vugular, de forma localizada, e inferior a 5%. Ocorre também porosidade pontual em câmaras de foraminíferos e em fraturas parcialmente abertas.

#### 4.2) Terciário Inferior

O Terciário Inferior é marcado por uma mudança da biota, e ocorre nos perfis B, C e D, datados por Kirici *et al.* (2007) (figura 2). É marcado pela ocorrência de algas vermelhas em larga escala, e macroforaminíferos (principalmente *Discocyclusina*). Além das fácies anteriormente descritas, as principais litologias são:

- Rudstone / Grainstone com macroforaminíferos (RMA) (figs. 15 e 16);
- Rudstone/Grainstone de algas vermelhas (RAV) (figs. 17 e 18);
- Brecha (BRC) (figs. 19 e 20);
- Arenito/Siltito híbrido, ou *Wackestone* arenoso com bioclastos (ASH) (figs. 21 e 22).

##### 4.2.1) RMA – Rudstone / Grainstone com macroforaminíferos



Figura 15 – Rudstone com orbitóides e *Discocyclusina*, cimentado por calcita espática. Perfil D, amostra 89.



Figura 16 – Rudstone com *Discocyclusina*, com fragmentos de rocha vulcânica. Perfil C, amostra 37.

Os macroforaminíferos (orbitóides e *Discocyclusina*) perfazem até 30% da rocha, que exhibe granulometria de areia muito grossa a grânulo, e encontra-se compactada e cimentada. Os principais bioclastos além dos macroforaminíferos são fragmentos de equinodermas, de briozoários, de braquiópodes e de moluscos, com raros fragmentos de algas vermelhas micritizadas e raros foraminíferos planctônicos. Podem ainda ser ricos em fragmentos líticos de origem vulcânica. Por vezes os bioclastos estão quebrados devido ao transporte ou retrabalhamento.

**Diagênese:** Exibe cimentação espática sintaxial em torno dos equinóides, e cimentação de calcita espática em mosaico (típica de ambiente meteórico). Esta fácies mostra estilólitos e contatos corroídos entre os grãos, como resultado de compactação química. Os fragmentos de origem vulcânica encontram-se alterados devido à recente exposição.

**Ambiente Depositional:** Macroforaminíferos formam bancos bioclásticos em ambiente de alta energia, em águas relativamente rasas, na plataforma interna. Os grãos encontram-se quebrados, indicando transporte. Esta fácies é interpretada como **calciturbiditos**, depositados em taludes ou quebras de relevo, indicando transporte para ambientes de mais baixa energia (relativamente mais profundos).

**Porosidade:** Mostra porosidade muito baixa, dos tipos móldica ou intragranular, causada por dissolução localizada de grãos e de fragmentos de rochas vulcânicas.

#### 4.2.2) RAV – *Rudstone/Grainstone* de algas vermelhas



**Figura 17 – Packstone de fragmentos de algas vermelhas, com fraturas preenchidas por calcita espática. Perfil D, amostra 85.**



**Figura 18 – Packstone de fragmentos de algas vermelhas, cimentado. Perfil C, amostra 49.**

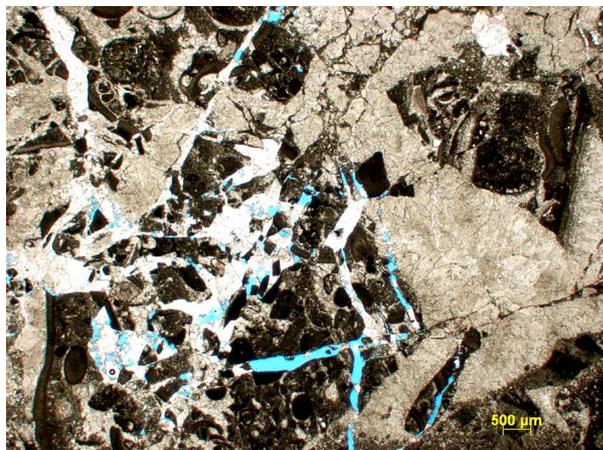
Os fragmentos de algas vermelhas exibem granulometria de areia média a até grânulo. Esta fácies é composta por até 45% de algas vermelhas micritizadas, com fragmentos de briozoários, de moluscos, de equinodermas, ostracodes, raros fragmentos de coral, e raros foraminíferos bentônicos e planctônicos. As algas vermelhas são principalmente solenoporáceas, algumas *Mellobesia* podem ser encontradas. Grãos de quartzo ocorrem dispersos, com granulometria de silte a areia muito fina. Raros fragmentos de rochas vulcânicas ocorrem dispersos.

**Diagênese:** Exibe cimentação sintaxial em torno de equinodermas, e cimentação por calcita espática em mosaico (ambiente vadoso). Ocorrem estilólitos devido à compactação química. As fraturas também ocorrem cimentadas por calcita espática em mosaico. Os fragmentos de origem vulcânica encontram-se alterados devido à exposição.

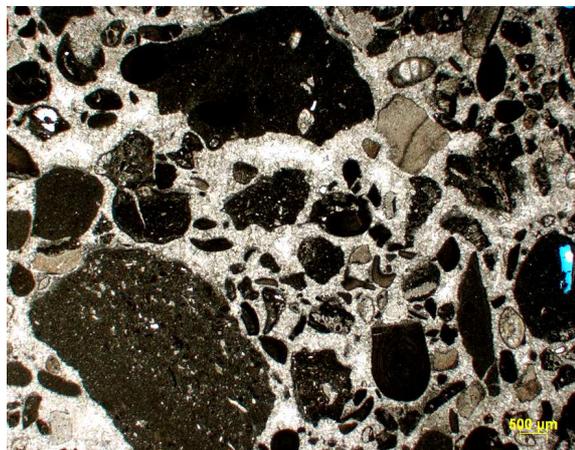
**Porosidade:** Localmente mostram baixíssimas porosidades, dos tipos vugular e intragranular, porém não conectadas.

**Ambiente Depositional:** Estas fácies são depositadas em bancos bioclásticos ou formando *mounds*, em plataforma interna. Caracterizam ambientes de alta energia, e os grãos micritizados e quebrados de algas vermelhas podem implicar em retrabalhamento por ondas ou tempestades.

#### 4.2.3) BRC – Brecha Carbonática



**Figura 19 – Brecha com fraturas parcialmente cimentadas por calcita espática. Perfil C, amostra 34.**



**Figura 20 – Brecha cimentada, observar cimento meteórico (franja isópaca de calcita) e cimento espática em mosaico. Perfil C, amostra 35.**

A brecha é formada por intraclastos angulosos de rochas de composição diversa (*mudstones*, *grainstones*, rochas vulcânicas), também por fragmentos de bioclastos. Pode se formar durante fraturamento rúptil, sendo cortada por fraturas em várias direções, parcialmente cimentadas por calcita espática.

**Diagênese:** Exibe cimentação por calcita espática em fraturas. Em algumas porções, exibe cimentação de franja isópaca de calcita em torno dos intraclastos, formada em ambiente meteórico vadoso. A porosidade restante nestes casos encontra-se obliterada por cimentação espática em mosaico.

**Porosidade:** Localmente mostram baixíssimas porosidades, localizadas, em fraturas parcialmente abertas e remanescentes.

4.2.4) ASH – Arenito/Siltito híbrido,  
ou *Wackestone* arenoso com bioclastos

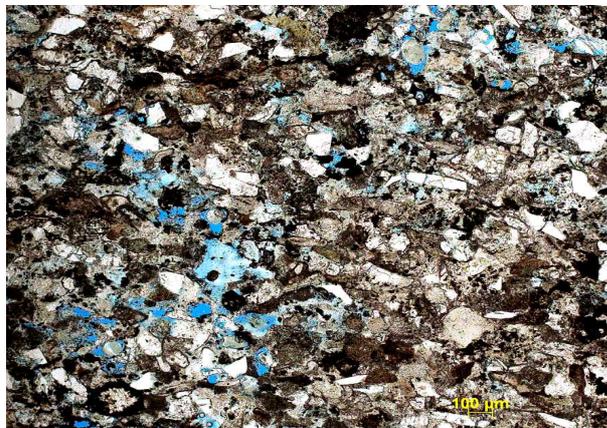


Figura 21 – Arenito com bioclastos, com pseudo-matriz originada de alteração de rochas vulcânicas. Perfil D, amostra 98.



Figura 22 – Arenito híbrido com bioclastos e fragmentos de rocha vulcânica dispersos, matriz argilosa. Perfil C, amostra 39.

Esta rocha exibe até 40% de grãos de quartzo com granulometria de silte a areia fina, com grãos subangulosos a angulosos, mal selecionados, com matriz micrítica, localmente podendo ocorrer matriz tufácea. Também ocorre pseudo-matriz originada de alteração de rochas vulcânicas. Os principais bioclastos são fragmentos de equinodermas, de algas vermelhas, ostracodes e raros foraminíferos planctônicos. Ocorrem até 20% de fragmentos de rochas vulcânicas alteradas.

**Diagênese:** Ocorre cimentação sintaxial em torno de equinodermas, e cimentação espática bastante restrita. A matriz pode exibir caminhos de dissolução gerando microporosidade.

**Porosidade:** A porosidade é muito baixa, dos tipos intercrystalina e intergranular, menor que 5%.

**Ambiente Depositional:** Fácies depositada pela entrada de siliciclásticos na plataforma, misturados aos componentes carbonáticos, durante queda do nível do mar. Posteriormente, estes grãos clásticos são transportados para porções mais rasas da plataforma, marcando o início do período transgressivo.

## 5) ESTRATIGRAFIA E AMBIENTE DEPOSICIONAL

Este capítulo apresenta as observações realizadas nos quatro perfis analisados em campo. O ambiente deposicional dos pacotes de rocha estudados é tipicamente marinho (Scholle *et al.*, 1983), em parte com fauna característica do paleo-oceano Tethys (presença de rudistas). O pacote de rochas compreendido por este estudo pertence à Formação Akveren. Em sua maioria a biota parece estar *in situ*, porém são frequentes as barras bioclásticas formadas por grãos quebrados e fragmentos de conchas, indicando transporte e retrabalhamento dos grãos em ambiente de alta energia (Tucker & Wright, 1990). Não foi registrada a presença de *shoals* oolíticos/oncolíticos, nem de recifes de corais.

Os perfis A e B compreendem pacotes datados como Campaniano a Maastrichtiano, enquanto o perfil C contempla rochas do Maastrichtiano Superior ao Paleoceno Superior, e o perfil D restringe-se ao Terciário, composto por sedimentos do Paleoceno Inferior ao Eoceno, de acordo com as datações de Kirici *et al.* (2007) (fig. 6). Durante o mapeamento dos perfis C e D, algumas dificuldades foram encontradas devido à cobertura vegetal. Os perfis A e B não ofereceram este empecilho, por se tratarem de uma pedreira e de um corte de drenagem, respectivamente.

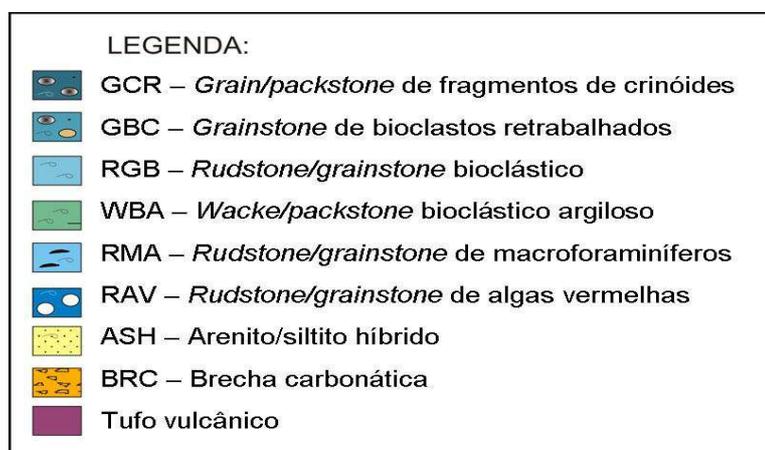


Figura 23 – Legenda de representação das associações de fácies utilizadas.

Foram elaboradas as Colunas Estratigráficas para cada perfil analisado, cuja legenda das associações de fácies encontra-se na figura 23. As colunas incluem a ciclicidade, usando a representação de Karagodin. Os subambientes aqui representados estão posicionados na plataforma carbonática de acordo com a figura 24 (modificada de Bruchette & Wright, 1992, *in* Schlager, 2005), onde associações de fácies de maior energia correspondem às barras bioclásticas depositadas em subambiente de plataforma interna.

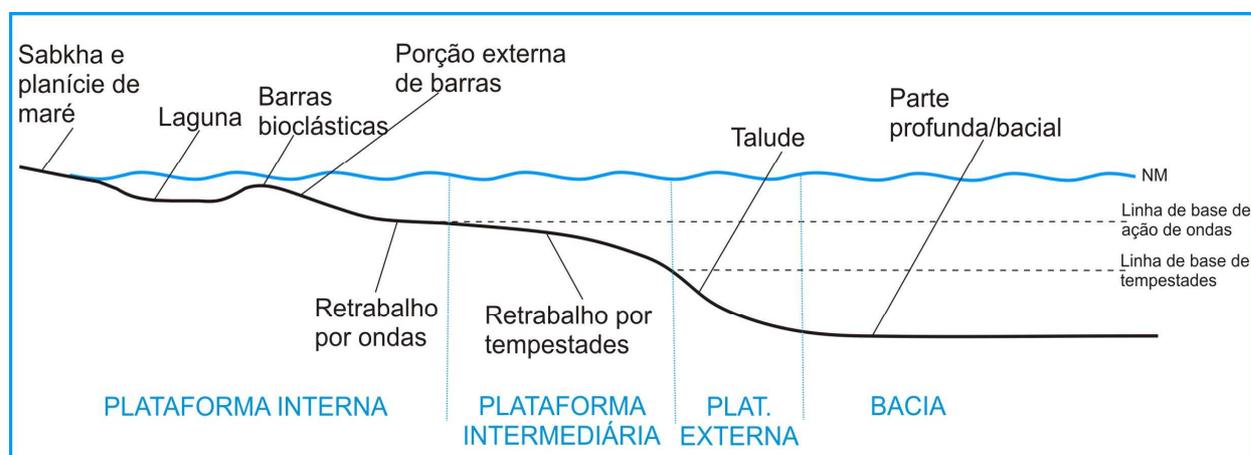


Figura 24 – Figura esquemática de subambientes deposicionais em plataforma marinha (Modificado de Bruchette & Wright, 1992, *in* Schlager 2005).

## 5.1) Perfil A

O perfil A possui 105,80 m de altura (fig. 25), contendo sedimentos do Campaniano Inferior ao Maastrichtiano Inferior.

### 5.1.1) Campaniano Inferior/Médio

No pacote datado como Campaniano Inferior/Médio, ocorre o predomínio de fácies de *wackestone* bioclástico argiloso – WBA, rico em foraminíferos planctônicos, fragmentos de algas verdes e calcíferas. Uma camada de *grainstones/packstones* bioclásticos – GBC, com conchas fragmentadas de bivalves, equinóides e rudistas, indica transporte dos grãos. As geometrias são em sua maioria plano-paralelas, com espessuras constantes entre as camadas. Localmente ocorre estrutura tipo *hummocky*. Este pacote de rochas foi depositado em ambiente de baixa energia, devido às estruturas sedimentares e à abundante presença de matriz micrítica e argilosa nas fácies (margas). A biota, as estruturas sedimentares e geometrias associadas sugerem lâminas d'água relativamente profundas (maiores que 50 m). O ambiente deposicional interpretado para este pacote de rochas situa-se entre a plataforma interna e a plataforma intermediária, na parte posterior (externa) das barras bioclásticas de alta energia.

### 5.1.2) Campaniano Superior

No Perfil A, o Campaniano Superior separa-se do pacote sotoposto por uma discordância angular. Na base deste pacote, as fácies predominantes são compostas por *rudstone/grainstone* bioclástico - RGB, ricos em fragmentos de equinodermas, bivalves e de rudistas, gradando de *packstones* a *grainstones/rudstones* em direção ao topo das camadas, caracterizando um empilhamento tipo *shoaling upward*. Ocorrem intercalações de *wackestone* bioclástico argiloso – WBA. A geometria dos corpos RGB é levemente sigmoidal, com camadas pouco espessas (menores que 20 cm), tendo sido depositados em ambientes de baixa energia na base, variando para energia moderada a alta no topo, onde passam a exibir a geometria sigmoidal característica das barras bioclásticas. O ambiente deposicional interpretado para estas fácies é de borda externa de barras bioclásticas depositadas em plataforma interna (porção basal), intercalados a WBA de ambiente lagunar, gradando para porção central de maior energia das barras, evidenciando um raseamento na lâmina d'água.

A presença de raros fragmentos de corais pode indicar proximidade a *patch reefs*, porém não se aventa a possibilidade de recifes de corais na área devido ao baixo percentual de ocorrência destes fragmentos.

Localmente ocorrem intercalados *grainstones* bioclásticos retrabalhados - GBC, e crinoiditos - GCR. A presença dos *grainstones* GBC com bioclastos quebrados indica fácies retrabalhadas ou transportadas por ação de eventos episódicos como grandes tempestades (tempestitos). A presença das fácies ricas em crinóides e a mistura destes bioclastos com fauna típica de regiões de plataforma interna é resultado deste transporte em direção a porções mais rasas.

Observa-se uma cimentação meteórica em torno dos grãos nas fácies de RGB. Estudando-se as relações e a paragênese diagenética, observa-se que esta cimentação é anterior à compactação química, que marca a mesodiagenese. Esta franja caracteriza a exposição da fácies em ambiente meteórico vadoso.

No topo do pacote Campaniano Superior, ocorre maior presença de fácies de RGB, formado por *rudstones* e *grainstones* bioclásticos, depositados em geometrias sigmoidais, com espessuras de 2 a 5 m, formando barras bioclásticas. Indicam um

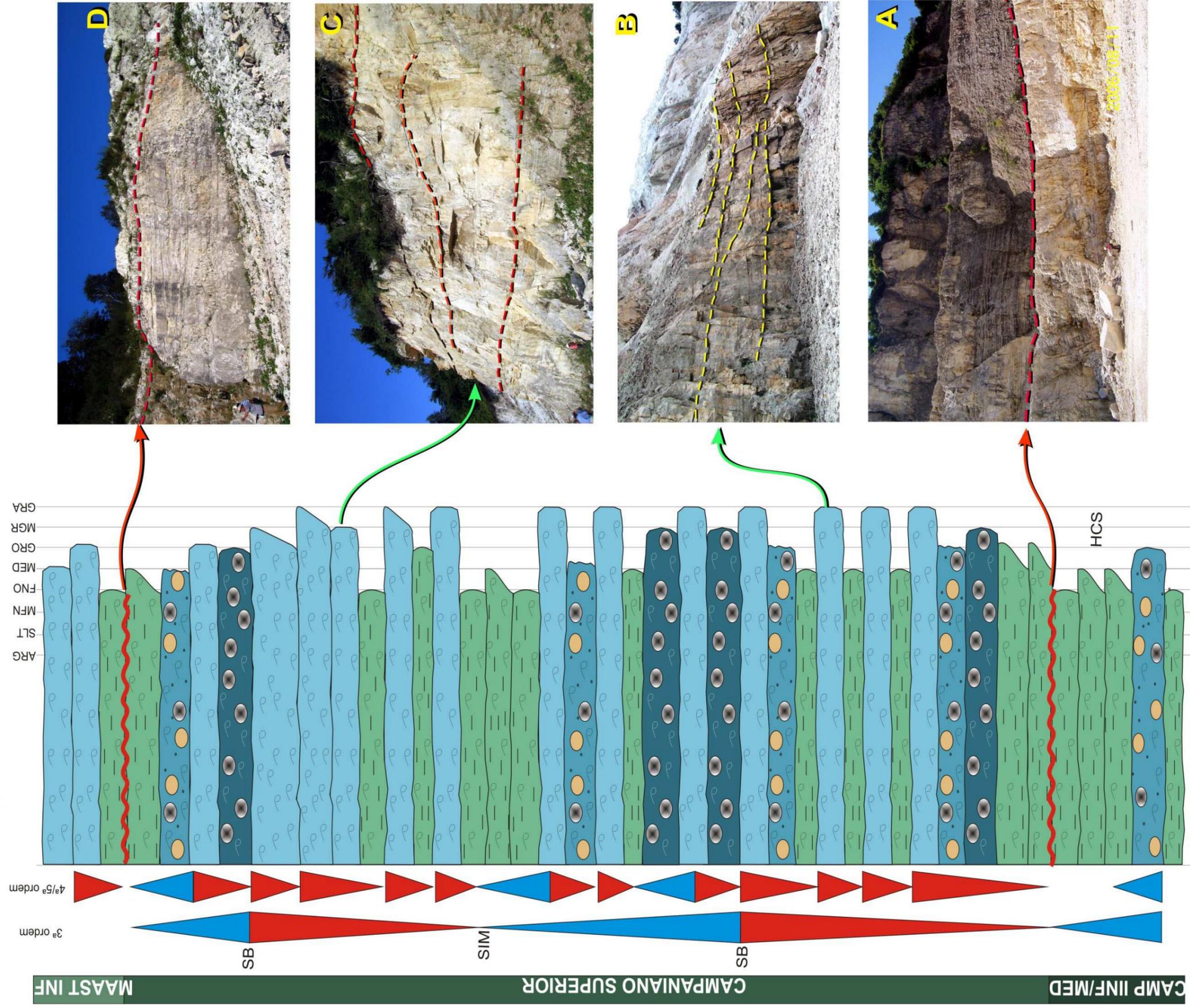
segundo raseamento da lâmina d'água, com deposição em ambiente de alta energia, na plataforma interna. Também nestas fácies há cimentação meteórica marcando períodos de exposição em ambiente vadoso.

### 5.1.3) Maastrichtiano Inferior

No Maastrichtiano Inferior, separado por uma discordância bem marcada do pacote sotoposto, ocorre um novo raseamento da plataforma carbonática, caracterizado pela presença de fácies de *wackestones* bioclásticos argilosos – WBA na base do pacote, com intercalações de *grainstones* bioclásticos – RGB para o topo, com granulometria variando entre areia fina a grossa, e com padrão de empilhamento plano-paralelo. O percentual de fragmentos líticos de origem vulcânica aumenta em direção ao topo, indicando raseamento. As fácies de RGB são indicativas de ambiente deposicional de barras bioclásticas, de alta energia, e o padrão plano-paralelo de sedimentação pode ser neste caso explicado por uma alteração na direção deposicional destas barras, em comparação ao pacote anterior. A discordância na base do pacote corrobora esta interpretação.

Em resumo, o perfil A intercala Tratos de Sistema Transgressivos (TST), onde são depositadas fácies finas argilosas e margas, em padrão tabular, com Tratos de Sistema Regressivos (TSR), caracterizados pela deposição de fácies de água mais rasa – barras bioclásticas sigmoidais. As bordas externas das barras bioclásticas são caracterizadas pelas facies de GCR, ricas em crinóides.

# Coluna Estratigráfica do Perfil A



Escala Vertical  
20m

LEGENDA:

	GCR – Grain/packstone de fragmentos de crinóides
	GBC – Grainstone de bioclastos retrabalhados
	RGB – Rudstone/grainstone bioclástico
	WBA – Wacke/packstone bioclástico argiloso
	RMA – Rudstone/grainstone de macroforaminíferos
	RAV – Rudstone/grainstone de algas vermelhas
	ASH – Arenito/siltito híbrido
	BRC – Brecha carbonática
	Tufo vulcânico

Figura 25 – Coluna estratigráfica do Perfil A. Foto A: Discordância que marca a passagem do Campaniano Médio ao Superior. Foto B: Geometrias sigmoidais de barras bioclásticas de RGB. Foto C: Barras bioclásticas de alta energia. Foto D: Discordância do Campaniano/Maastrichtiano. SB = Sequence boundaries, SIM = Superfície de Inundação Máxima, HCS = Hummocky cross stratification.

## 5.2) Perfil B

No perfil B, com 409,9 m de espessura (fig. 26), foram descritas amostras datadas como Campaniano/Maastrichtiano Inferior ao Maastrichtiano Superior.

### 5.2.1) Campaniano/Maastrichtiano Inferior

As fácies do Campaniano ao Maastrichtiano Inferior consistem de *grainstones* a *packstones* bioclásticos – GBC, com fragmentos de bioclastos, ricos em equinóides e macroforaminíferos orbitóides e lepidorbitóides, característicos do Campaniano/Maastrichtiano na região, de acordo com Kirici *et al.* (2007). Exibem granulometria de areia média a grossa, com bioclastos quebrados evidenciando retrabalhamento. A presença de granocrescência ascendente representa *shoaling upward* em ciclos deposicionais de 4ª ou 5ª ordem. A geometria deposicional destes corpos é de sigmóides pouco espessas (30 cm a 1 m), que progressivamente são amalgamadas em direção a norte, onde passam a exibir estratificações cruzadas de baixo ângulo. São fácies retrabalhadas, devido à mistura de bioclastos de plataforma rasa e de plataforma intermediária, com alto índice de grãos fragmentados. Este grande pacote forma barras bioclásticas depositadas em ambiente de alta energia, em porções rasas na plataforma interna. Uma interpretação para formação destes pacotes de barras bioclásticas é a de que tais fácies representem corpos calciturbitídicos, com transporte de material de porções mais rasas para porções relativamente mais profundas, próximas ao talude. Uma segunda interpretação possível é a ação de correntes costeiras, que retrabalham os bioclastos, trazendo a biota de plataforma intermediária para porções mais rasas de plataforma interna, misturando-as, e gerando corpos sigmoidais prográdantes em direção ao continente. Estes corpos tendem a se alinhar paralelos à linha de costa.

Uma superfície com estilólitos tectônicos e fraturamento em direções perpendiculares forma um *hardground*. É observada dissolução ao longo dos estilólitos e das fraturas, com geração de porosidade secundária. Esta superfície representa uma parada na sedimentação durante a deposição do pacote de barras bioclásticas.

### 5.2.2) Maastrichtiano Médio

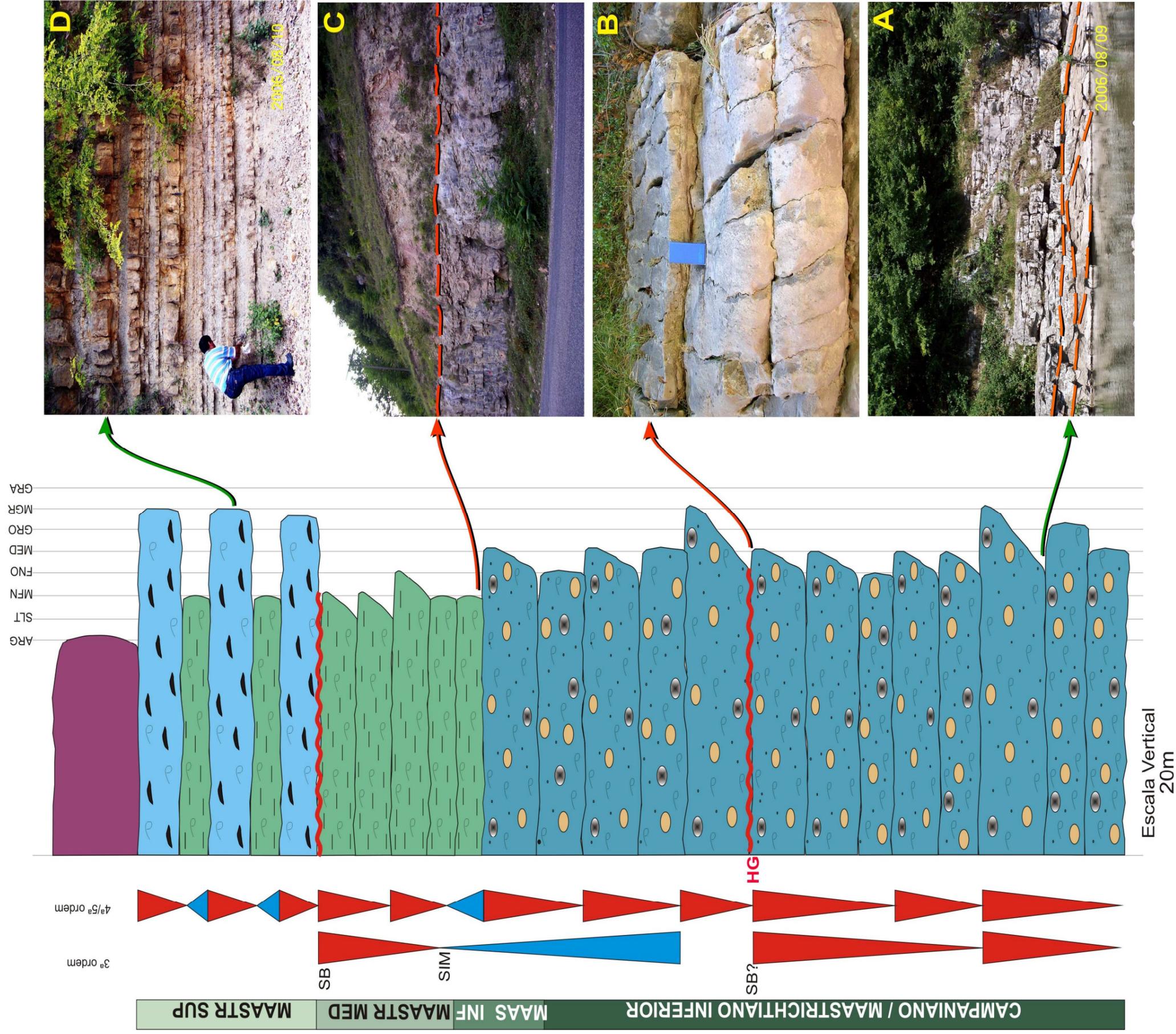
No Maastrichtiano Médio, as fácies predominantes passam a ser *wackestones* bioclásticos argilosos – WBA (margas), com fragmentos de moluscos, de equinóides e de rudistas, dispersos em matriz argilosa, com abundância em foraminíferos planctônicos. Os teores de grãos siliciclásticos, bem como fragmentos de rochas vulcânicas, aumentam em direção ao topo. As fácies margosas apresentam aspecto pulverulento, com tons avermelhados em afloramento. Apresentam também granocrescência ascendente, em ciclos de *shoaling upward* de 4ª ou 5ª ordem. As estruturas sedimentares são estratificações cruzadas de baixo ângulo, com espessura centimétrica. O pacote foi depositado em ambiente de baixa energia, na plataforma intermediária ou em *slumps* em contexto próximo à quebra da plataforma, devido ao aumento da lâmina d'água em relação ao pacote anterior.

### 5.2.3) Maastrichtiano Superior

O pacote de rochas datado como Maastrichtiano Superior é composto por intercalações entre *rudstones* com macroforaminíferos orbitóides e lepidorbitóides - RMA, e *wackestones/packstones* bioclásticos argilosos - WBA. Ocorrem também fragmentos de algas vermelhas. Os bioclastos encontram-se quebrados, indicando transporte ou retrabalhamento. As camadas de *rudstones* apresentam espessuras de 10 a 30 cm, contrastantes com pequenas espessuras de WBA intercalados (<10 cm). A geometria deposicional remete a camadas plano-paralelas, depositadas em ambiente de baixa energia, com lâmina d'água relativamente mais profunda (plataforma intermediária, ou mesmo talude/plataforma externa/ambiente pelágico). Ocorre alteração na direção de deposição das sigmóides com relação ao pacote do Maastrichtiano Médio, observadas em campo. Sobrepostos a este pacote de camadas plano-paralelas encontram-se tufos vulcânicos de composição intermediária.

Em resumo, o perfil B é composto por barras bioclásticas de calciturbitídicos de pequena amplitude na base, com evidências de afogamento durante o Maastrichtiano Médio. Na seção do Maastrichtiano Superior ocorrem fácies depositadas em ambientes de plataforma intermediária, em Trato de Sistemas Transgressivo (TST), evidenciando a continuidade do afogamento iniciado durante o Maastrichtiano Médio.

# Coluna Estratigráfica do Perfil B



LEGENDA:

	GCR – Grain/packstone de fragmentos de crinóides
	GBC – Grainstone de bioclastos retrabalhados
	RGB – Rudstone/grainstone bioclástico
	WBA – Wacke/packstone bioclástico argiloso
	RMA – Rudstone/grainstone de macroforaminíferos
	RAV – Rudstone/grainstone de algas vermelhas
	ASH – Arenito/siltito híbrido
	BRC – Brecha carbonática
	Tufo vulcânico

Figura 26 – Coluna estratigráfica do Perfil B. Foto A: Base de barras bioclásticas formadas por fácies de calciturbiditos. Foto B: Superfície de *Hardground* com estilólitos tectônicos e fraturas com dissolução. Foto C: Contato entre pacote de barras bioclásticas e fácies finas argilosas (avermelhadas). Foto D: Padrão de empilhamento plano-paralelo, típico de ambientes de baixa energia. SB = *Sequence boundaries*, SIM = Superfície de Inundação Máxima, HG = *Hardground*.

### 5.3) Perfil C

No perfil C, com 311 m de espessura (fig. 27), foram descritas amostras do Maastrichtiano Superior ao Paleoceno Superior.

#### 5.3.1) Maastrichtiano Superior

O Maastrichtiano Superior compreende fácies de *grainstones* a *packstones* bioclásticos – GBC, com fragmentos de equinóides, de moluscos e de macroforaminíferos orbitóides e lepidorbitóides. A geometria deposicional consiste de sigmóides progradantes, com espessuras médias de 40 cm, limitadas no topo e na base por fácies margosas (levemente mais argilosas). Estas fácies geram uma sucessão de barras bioclásticas espessas (cerca de 3 m) e são produto da ação de eventos episódicos como tempestades, que transportam materiais da plataforma intermediária ou externa para porções mais internas, podendo gerar corpos progradantes em direção ao continente. São depositadas em ambiente de alta energia e águas rasas, em plataforma interna.

#### 5.3.2) Paleoceno Inferior

A ausência de rochas depositadas no período do Paleoceno Inferior no perfil C é atribuída ao soerguimento da região e posterior erosão do pacote sedimentar devido a atividades tectônicas.

#### 5.3.3) Paleoceno Médio

A sequência Cretácica encontra-se em contato discordante com a sequência do Paleoceno Médio, que é caracterizada por fácies de *Rudstones/grainstones* de fragmentos de algas vermelhas - RAV. Os fragmentos de bioclastos e também fragmentos líticos sugerem algum transporte ou retrabalhamento dos grãos. No topo do pacote, as algas encontram-se menos fragmentadas que na base, e com maior quantidade de matriz micrítica, o que indica que ocorreu maior efetividade do transporte na base do pacote. Este empilhamento indica o extravasamento de material da barra bioclástica em direção ao continente, pela ação de eventos episódicos, formando os depósitos de *washover*.

Estas fácies encontram-se sobrepostas por brecha, formada por intraclastos angulosos de rochas de composição diversa (*mudstones*, *grainstones*, fragmentos de rochas vulcânicas), com granulometria de areia muito grossa a grânulo, e também com fragmentos de bioclastos. A brecha indica atividade tectônica sin-deposicional, e encontra-se cortada por fraturas parcialmente cimentadas por calcita espática. A porção brechada é seguida por barras bioclásticas formadas por fácies de *grainstones* bioclásticos quebrados – GBC, indicando o retrabalhamento de grãos por soerguimento tectônico da área fonte. Constituem os calciturbiditos, formados por ação fluxo gravitacional.

#### 5.3.4) Paleoceno Superior

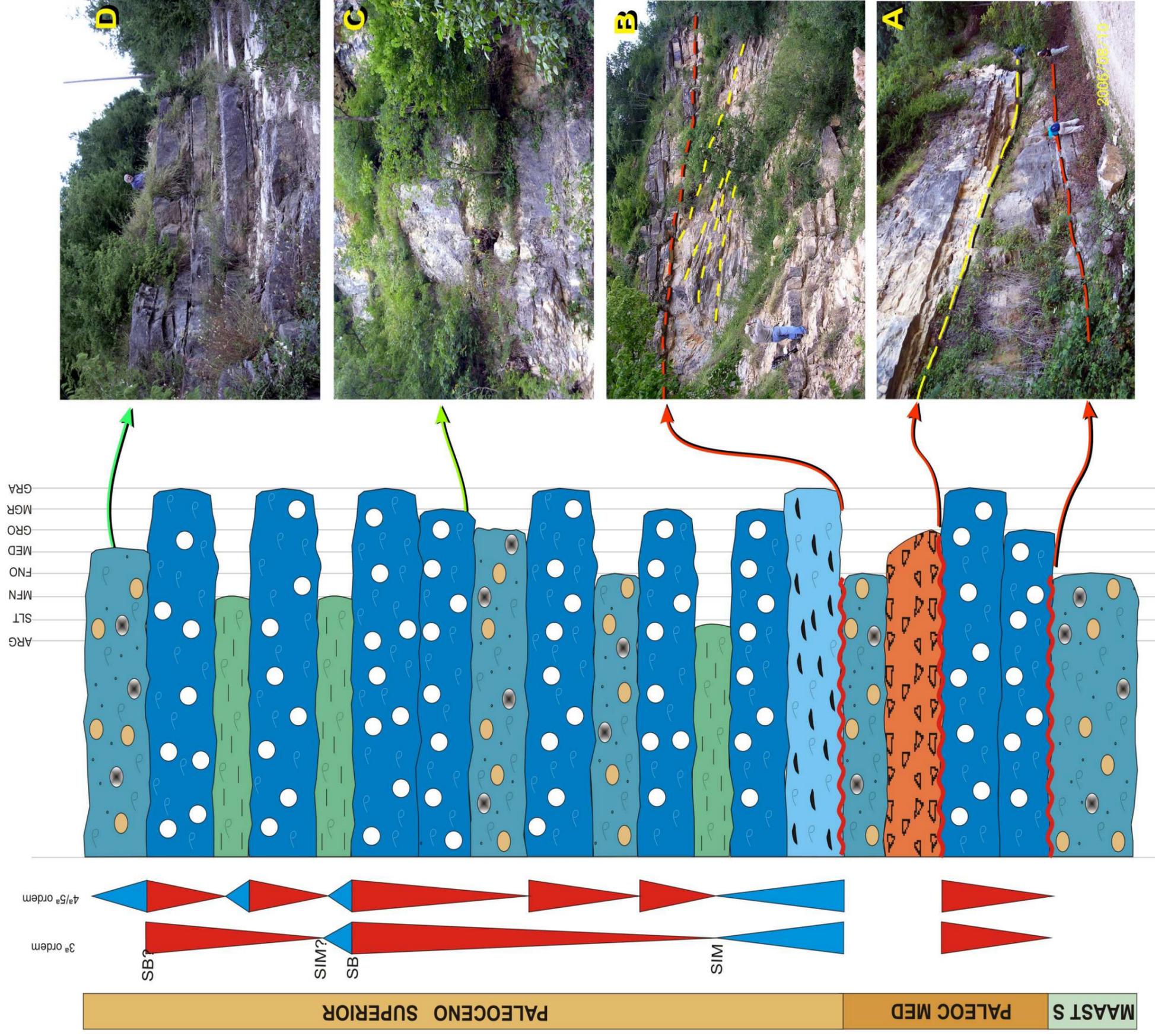
O pacote datado como Paleoceno Superior encontra-se depositado em grande discordância angular sobre as barras bioclásticas do Paleoceno Médio. Na base a sequência constitui-se de fácies de *rudstone* com macroforaminíferos das classes *Nummulites* e *Discocyclina* - RMA, estando sobrepostos por intercalações de *Rudstones/grainstones* de fragmentos de algas vermelhas - RAV, e alguns *grainstones* bioclásticos com fragmentos de conchas quebradas – GBC intercalados. As geometrias variam de tabulares na base, gradando para sigmoidais. As sigmóides exibem espessuras maiores na parte mediana do pacote Paleoceno Superior, correspondente às fácies de RAV, onde as barras bioclásticas estão mais bem desenvolvidas, indicando raseamento, e deposição em ambiente de alta energia, na plataforma interna.

A presença de fragmentos de corais sugere a proximidade de *patch reefs* de corais na porção protegida da plataforma.

Os *grainstones* bioclásticos representados pelas fácies GBC apresentam grandes quantidades de intraclastos, bem como de fragmentos líticos e grãos de quartzo. Estes grãos detríticos em grande quantidade têm proveniência de áreas expostas, continentais (ambientes de praias), localizados em porções não muito distantes.

A presença de fácies de GBC com bioclastos quebrados, intercaladas às fácies de RAV, indica que ocorreu retrabalhamento de material das barras por eventos episódicos de alta energia, possivelmente tempestades, ou mesmo extravasamento das barras, no interior da plataforma interna. No topo do pacote Paleoceno, ocorrem algumas intercalações de fácies de *wackestone* bioclástico argiloso – WBA, com foraminíferos planctônicos e bentônicos, mais argilosos, com granulometria mais fina. As geometrias retornam às formas tabulares, com espessura de camadas em torno de 10 cm, com estruturas do tipo *hummocky* descritas em afloramento. Tais estruturas indicam uma mudança no padrão deposicional, com um ligeiro aumento de lâmina d'água, e deposição em

# Coluna Estratigráfica do Perfil C



LEGENDA:

	GCR – Grain/packstone de fragmentos de crinóides
	GBC – Grainstone de bioclastos retrabalhados
	RGB – Rudstone/grainstone bioclástico
	WBA – Wacke/packstone bioclástico argiloso
	RMA – Rudstone/grainstone de macroforaminíferos
	RAV – Rudstone/grainstone de algas vermelhas
	ASH – Arenito/siltito híbrido
	BRC – Brecha carbonática
	Tufo vulcânico

Figura 27 – Coluna estratigráfica do Perfil C. Foto A: Barras bioclásticas de fragmentos de algas vermelhas, com espessuras >3 m. Em vermelho, superfície de discordância com o pacote inferior. Em amarelo, contato entre barras sigmoidais. Foto B: Discordância angular entre o Paleoceno médio e o Paleoceno Superior. Foto C: Barras bioclásticas de fragmentos de algas vermelhas, com espessuras de até 5 m. Foto D: Topo do Paleoceno Superior, com padrão deposicional plano-paralelo. SB = Sequence boundaries, SIM = Superfície de Inundação Máxima.

ambiente calmo de baixa energia. Estas fácies estão localizadas na porção externa das barras bioclásticas, em plataforma intermediária.

Em resumo, o Perfil C apresenta características de deposição em plataforma rasa, em ambientes de alta energia, podendo ser interpretado como TSR (Trato de Sistema Regressivo), ou mesmo TSMA (Trato de Sistema de Mar Alto), onde a produção carbonática atinge seu auge. Leves afogamentos de 3ª ou 4ª ordem podem representar um TST (Trato de Sistema Transgressivo). Importantes feições são a ausência de deposição do pacote relativo ao Paleoceno Inferior, e a presença de brechas angulosas, indicando atividade tectônica sin-deposicional com soerguimento de áreas-fonte.

#### **5.4) Perfil D**

No perfil D, com 122 m de espessura (fig. 28), foram descritas amostras datadas como Paleoceno Inferior/Médio ao Eoceno.

##### **5.4.1) Paleoceno Inferior/Médio**

Na base do pacote Paleoceno Inferior/Médio, ocorre um pacote sedimentar de *Rudstones/grainstones* de fragmentos de algas vermelhas - RAV, com geometria de deposição próxima a plano-paralela. Estas fácies constituem bancos bioclásticos em ambiente de energia alta a moderada, com lâmina d'água rasa. A grande quantidade de bioclastos quebrados indica um *washover*, com extravasamento dos bancos bioclásticos, ou ainda uma maior influência de correntes e marés, o que poderia se dar na porção externa dos bancos bioclásticos. A grande presença de estilólitos tectônicos indica elevada compactação mecânica com dissolução e reprecipitação química.

O pacote encontra-se sobreposto por intercalações de *rudstones* compostos por macroforaminíferos orbitóides e *Discocyclusina* (RMA), e WBA com foraminíferos planctônicos, onde os macroforaminíferos são característicos do Paleoceno na região (Kirici *et al.*, 2007). A frequência de fragmentos líticos aumenta em direção ao topo do pacote. As intercalações formam camadas pouco espessas (menores que 15 cm), em padrão deposicional plano-paralelo. Por vezes os macroforaminíferos encontram-se orientados, ou quebrados, denotando retrabalhamento por correntes, podendo ser depositados na plataforma interna a intermediária barras bioclásticas. Indicam um relativo aumento na lâmina d'água com relação ao pacote anterior, podendo ser depositados em contexto de energia baixa a moderada.

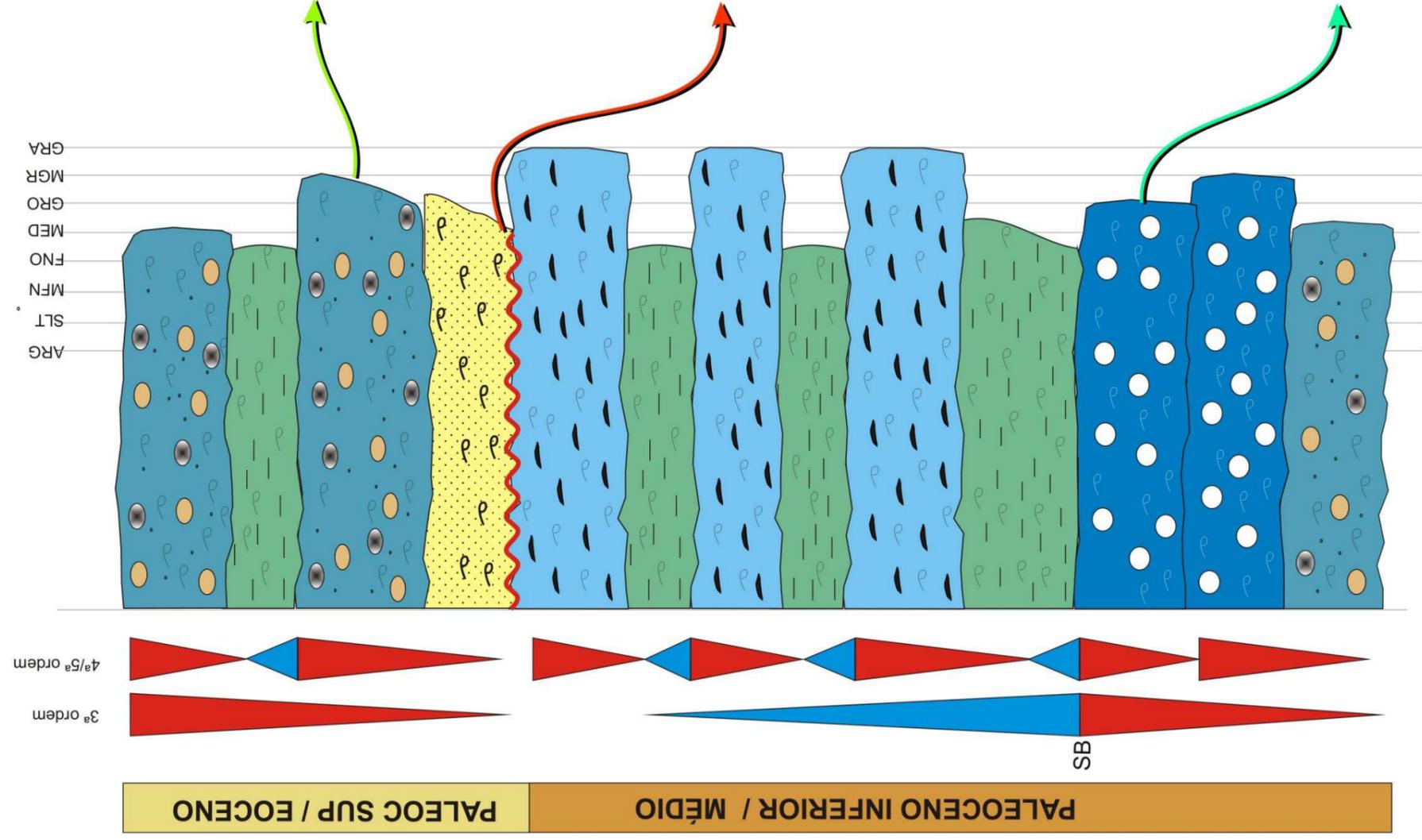
##### **5.4.2) Paleoceno Superior/Eoceno**

As rochas do Paleoceno Superior/Eoceno são representadas por arenito híbrido (ASH) na base do pacote, em discordância com o Paleoceno Médio. Esta sequência arenosa é composta por grande quantidade de fragmentos líticos e exibe também fragmentos de conchas de bivalves e equinodermas dispersos. Esta fácies pode representar a entrada de siliciclásticos na plataforma, misturados aos componentes carbonáticos, durante a queda do nível do mar. Posteriormente, como é comum no registro geológico, estes grãos clásticos são transportados para porções mais rasas da plataforma, marcando o início da subida do nível do mar. Ou podem ainda, de forma localizada, representar canais de alta energia que propiciam a entrada de material continental na plataforma interna, em períodos de raseamento e diminuição da lâmina d'água.

Este arenito híbrido encontra-se sobreposto por fácies de *grainstones* bioclásticos – (GBC) sílticos a arenosos, formando camadas com espessuras maiores que 2 m. Depositam-se em barras bioclásticas com geometria sigmoidal. Os grãos e bioclastos quebrados indicam a efetividade do transporte de material, constituindo espessos pacotes depositados em plataforma intermediária, e relacionados a fluxos gravitacionais, os calciturbiditos.

Em resumo, o Perfil D apresenta barras de algas vermelhas formadas em ambientes rasos, em TSR (Trato de Sistema Transgressivo) ou mesmo TSMA (Trato de Sistema de Mar Alto), seguido por padrão de deposição plano-paralelo que indica um ligeiro aumento da lâmina d'água em relação ao pacote inferior, em TST (Trato de Sistema Transgressivo) de 4ª ou 5ª ordem. Este pacote é seguido por entrada de material continental na plataforma, e retrabalhamento das barras por acao gravitacional, com a continuidade do aumento da lâmina d'água.

# Coluna Estratigráfica do Perfil D



LEGENDA:

	GCR – Grain/packstone de fragmentos de crinóides
	GBC – Grainstone de bioclastos retrabalhados
	RGB – Rudstone/grainstone bioclástico
	WBA – Wacke/packstone bioclástico argiloso
	RMA – Rudstone/grainstone de macroforaminíferos
	RAV – Rudstone/grainstone de algas vermelhas
	ASH – Arenito/siltito híbrido
	BRC – Brecha carbonática
	Tufo vulcânico



Figura 28 – Coluna estratigráfica do Perfil D Foto A: Barras bioclásticas ricas em fragmentos de algas vermelhas. Foto B: Geometria plano-paralela de sedimentação. Em vermelho a superfície de discordância do Paleoceno Médio ao Superior. Foto C: Barras bioclásticas de calciturbiditos, com espessuras maiores que 2 m.

## 6) MODELOS DEPOSICIONAIS

Neste capítulo são propostos modelos deposicionais para a área estudada, com base nas informações de campo e estudos petrográficos realizados. Para melhor entendimento do modelo, foram classificadas as observações por idade, uma vez que eventos de origem tectônica exerceram forte influência sobre a sedimentação.

Ressalta-se a importância do controle tectônico para a deposição carbonática na plataforma, sendo os carbonatos de águas rasas depositados em altos herdados do embasamento (fase *rift*).

### 6.1) Campaniano Inferior/Médio

Presente somente no perfil A (fig. 25) as fácies de WBA com foraminíferos planctônicos formam geometrias plano paralelas, sendo interpretadas por deposição em ambiente de baixa energia (fig. 29). Em campo foram descritas estruturas do tipo *hummockys*, que juntamente com a biota e a geometria, indicam deposição em plataforma intermediária, com águas ligeiramente mais profundas.

### 6.2) Campaniano Superior

O Campaniano Superior ocorre nos perfis A e B (figs. 25 e 26). Durante este período, foram frequentes as desconformidades deposicionais, e todo o sistema evidencia um *shift offshore* em relação à sequência anterior. Uma discordância angular marca a separação entre o Campaniano Médio e o Superior no perfil A (fig. 30), indicando que a atividade tectônica gerou soerguimento de áreas posteriormente erodidas, controlando assim a sedimentação carbonática. Nos altos estruturais ocorreu a deposição de barras bioclásticas paralelas à costa, formadas por fácies de RGB rico em crinóides e moluscos, em geometrias sigmoidais. Indicam aumento de energia no ambiente deposicional em relação ao pacote do Campaniano Médio, em contexto de queda relativa do nível do mar. As fácies de WBA intercaladas formam sigmoides de pequena amplitude, representando as porções mais protegidas das barras bioclásticas. A rara presença de fragmentos de corais indica que na porção mais rasa da plataforma ocorreu crescimento de bioconstruções de corais formando *patch reefs*. A deposição seria controlada por correntes e por marés. Não foram encontradas em afloramento evidências de ação de ondas. Isso pode indicar que a região estava protegida da ação de ondas, com o fundo do mar abaixo da linha de base de ação das ondas. Com relação à tectônica, não se descarta a possibilidade de rotação de blocos nesta fase.

Acima deste pacote, estabelecem-se os *grainstone* de crinóides (GCR) intercalados a GBC, indicando novo aumento da lâmina d'água, com deposição em padrão plano paralelo formando camadas finas, com ocorrência localizada de estruturas do tipo *hummocky*. As fácies de GBC indicam que, durante uma leve subida relativa do nível do mar, ocorreu a incorporação de fragmentos de intraclastos de fácies pertencentes às barras, bem como de fragmentos de rochas vulcânicas das proximidades. O padrão de sedimentação tabular e a presença de fácies ricas em crinóides indicam uma deposição abaixo do nível de ação de tempestades (plataforma intermediária), com leve aumento da lâmina d'água.

No topo do Campaniano superior no Perfil A, ocorre novamente a implantação de barras bioclásticas compondo sigmoides de até 5 m de espessura, com fácies de RGB. Tal sistema evidencia novo raseamento, com diminuição relativa da lâmina d'água e aumento de energia deposicional do ambiente.

Devido ao soerguimento da área, podemos inferir uma exposição e erosão subaérea nas porções mais rasas da plataforma, onde durante o Campaniano Inferior/Médio se localizaria a laguna. Tais regiões com exposição e erosão foram observadas durante o trabalho de campo regional. Com esta atividade tectônica de soerguimento a linha de costa teria migrado em direção ao interior da plataforma. Já nas proximidades da região onde foi realizado o Perfil A, deve haver depósitos de fluxos gravitacionais, com formação de *debris flows* e turbiditos.

Resumindo o Campaniano Superior, temos um evento regressivo, com estabelecimento de barras bioclásticas de alta energia sobre o pacote de plataforma intermediária depositado durante o Campaniano Inferior/Médio.

# Modelo Depositional para o Campaniano Inferior/Médio

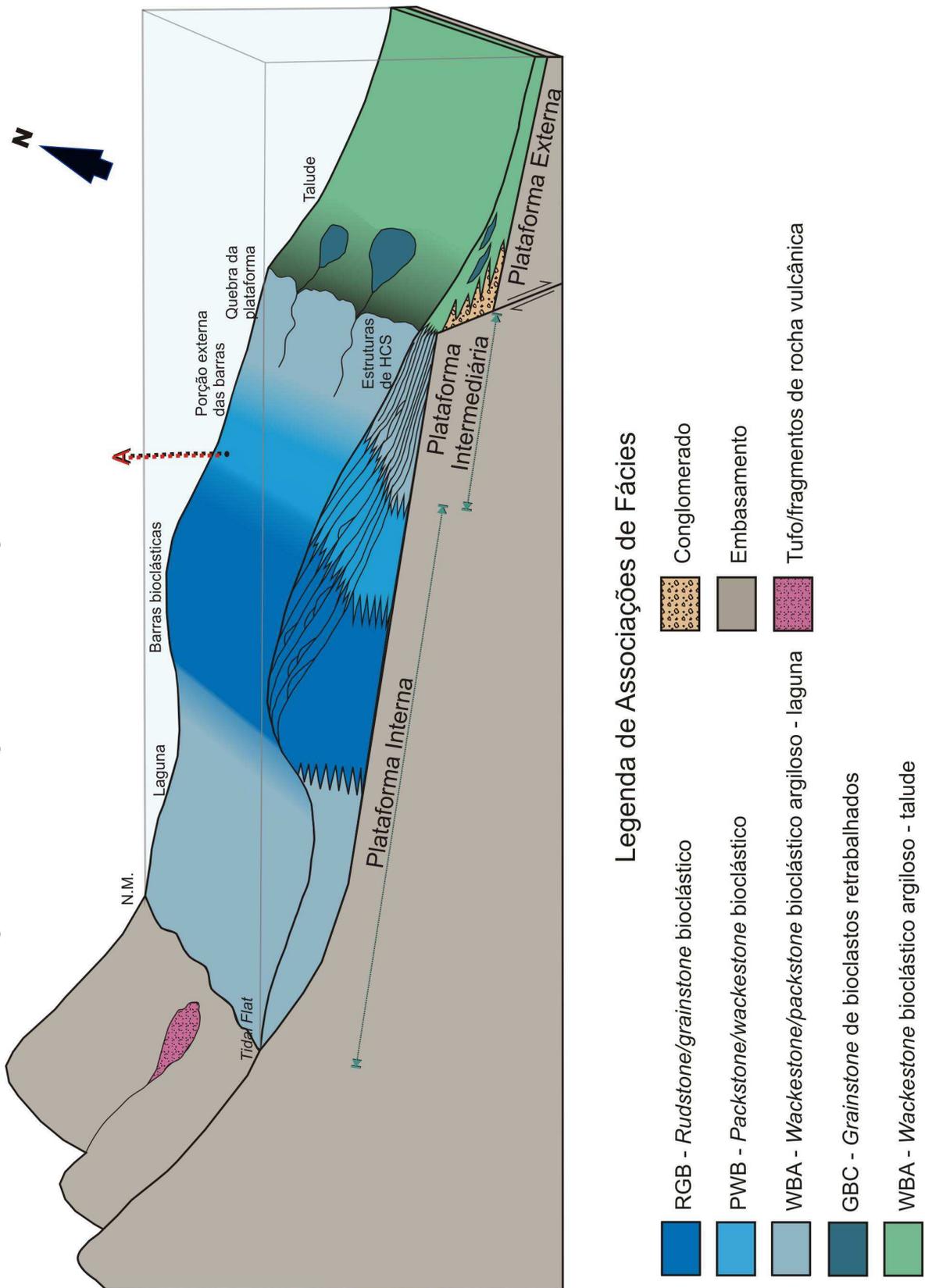


Figura 29 – Modelo deposicional para o Campaniano Inferior/Médio, mostrando as barras bioclásticas na plataforma carbonática. Perfil A localizado na porção externa das barras.

# Modelo Depositional para o Campaniano Superior

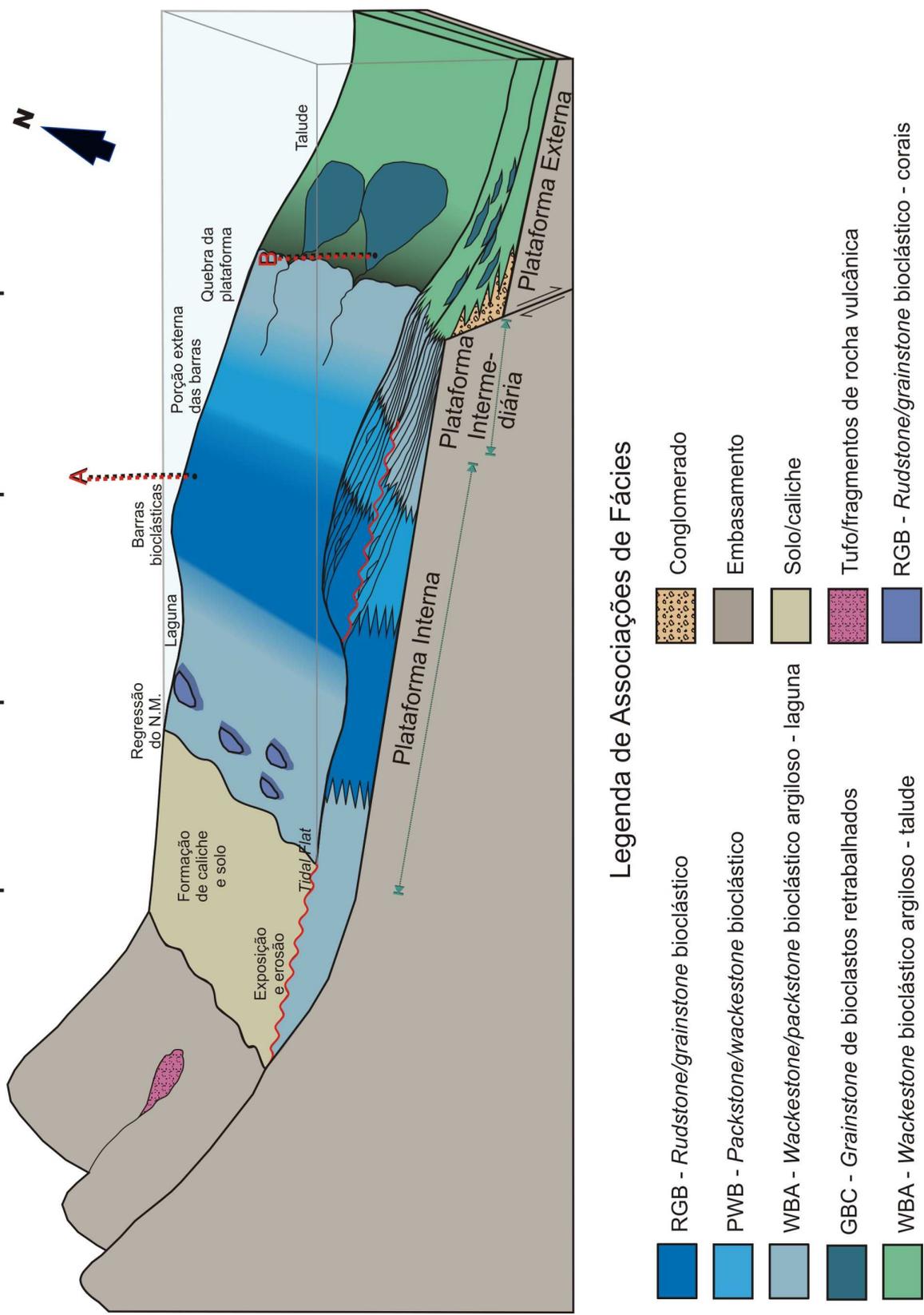


Figura 30 – Modelo deposicional para o Campaniano Superior, mostrando progradação das barras bioclásticas. Perfil A localizado na porção central da barra bioclástica, e perfil B localizado no talude.

### 6.3) Maastrichtiano Inferior

O Maastrichtiano Inferior ocorre nos perfis A e B (fig. 31).

No perfil A, ocorre uma mudança no padrão de deposição entre o Campaniano e o Maastrichtiano, bem marcada por uma forte discordância. Na região do perfil A, ocorre um afogamento da sequência, evidenciado por padrão de deposição tabular, com menor energia no ambiente deposicional devido à subida relativa do nível do mar. A maior presença de fragmentos líticos pode ter relação com vulcanismo contemporâneo ou com o soerguimento de áreas-fonte de composição vulcânica nas proximidades, que seriam trazidas para o interior da plataforma. Devido à pequena espessura deste pacote, de cerca de 20 m, não se pode caracterizar este afogamento como um evento regional (4ª ordem).

No perfil B, o Maastrichtiano Inferior é representado por GBC com fragmentos de bioclastos, em geometria levemente sigmoidal, gerados por calciturbiditos, resultantes de ação de fluxos gravitacionais. Ocorrem estilolitos e fraturas marcando uma superfície de *hardground*, refletindo uma parada na sedimentação. As camadas se amalgamam para norte, onde passam a exibir estratificações cruzadas de baixo ângulo. Este pacote de calciturbiditos do perfil B vai desde o Campaniano até o Maastrichtiano Inferior, compreendendo mais de 200 m de rocha.

No modelo deposicional proposto para a área, o Maastrichtiano Inferior é representado por um afogamento relativo da bacia, na região do perfil B. A região do perfil A, apesar da leve subida do nível do mar, continua em uma posição de alta energia formando barras bioclásticas, porém com ligeira alteração de direção de progradação com relação ao Campaniano.

### 6.4) Maastrichtiano Médio

O Maastrichtiano Médio ocorre somente no perfil B (fig. 31), onde ocorrem fácies finas em padrão deposicional plano-paralelo típico de ambiente de baixa energia. As camadas são pouco espessas, com estruturas sedimentares que remetem à deposição em plataforma intermediária, ou em contexto de *slumping*, próximo à quebra da plataforma. Ocorrem intercalações com margas e *mudstones* de baixa energia. As fácies geradas não exibem boas qualidades de reservatório.

No Maastrichtiano Médio, ocorre a continuação do aumento relativo do nível do mar iniciado no Maastrichtiano Inferior.

Devido à ausência de perfis em áreas proximais de alta energia durante o período do Maastrichtiano Médio, algumas considerações se tornam arriscadas. Atribui-se, para confecção do modelo, a subida relativa do nível do mar aos processos de eustasia, e não a eventos de origem tectônica.

### 6.5) Maastrichtiano Superior

O Maastrichtiano Superior foi datado nos perfis B e C (fig. 31).

No perfil B (fig. 26), as fácies principais são RMA com macroforaminíferos intercalados a WBA, em padrão de empilhamento plano-paralelo, característico de ambientes de deposição de águas relativamente mais profundas, de baixa energia, após a quebra da plataforma e abaixo da linha de ação de tempestades e ondas. Caracterizam a continuidade da subida do nível do mar, iniciada no Maastrichtiano Inferior. Sobrepostos a este pacote encontram-se tufos vulcânicos de composição intermediária.

No perfil C (fig. 27), as fácies de GBC formam sigmóides centimétricas, constituindo barras bioclásticas. O retrabalhamento dos grãos se deve à ação episódica de tempestades, responsáveis pelo transporte de biota de plataforma intermediária para porções de plataforma interna, mais rasas, formando os tempestitos. Essas barras localizam-se em porções mais rasas que no perfil B. Interpreta-se que haja uma diferença de gradiente de inclinação da plataforma entre o perfil B e o perfil C durante o Maastrichtiano superior.

Resumindo o Maastrichtiano Superior, o perfil C estaria em contexto de lâmina d'água relativamente rasa, com barras de alta energia, enquanto o perfil B se localiza em porções mais distais da plataforma (talude). Este período geológico caracteriza-se pela continuidade do evento de afogamento relativo da plataforma carbonática, que se iniciou no Maastrichtiano Inferior.

# Modelo Depositional para o Maastrichtiano

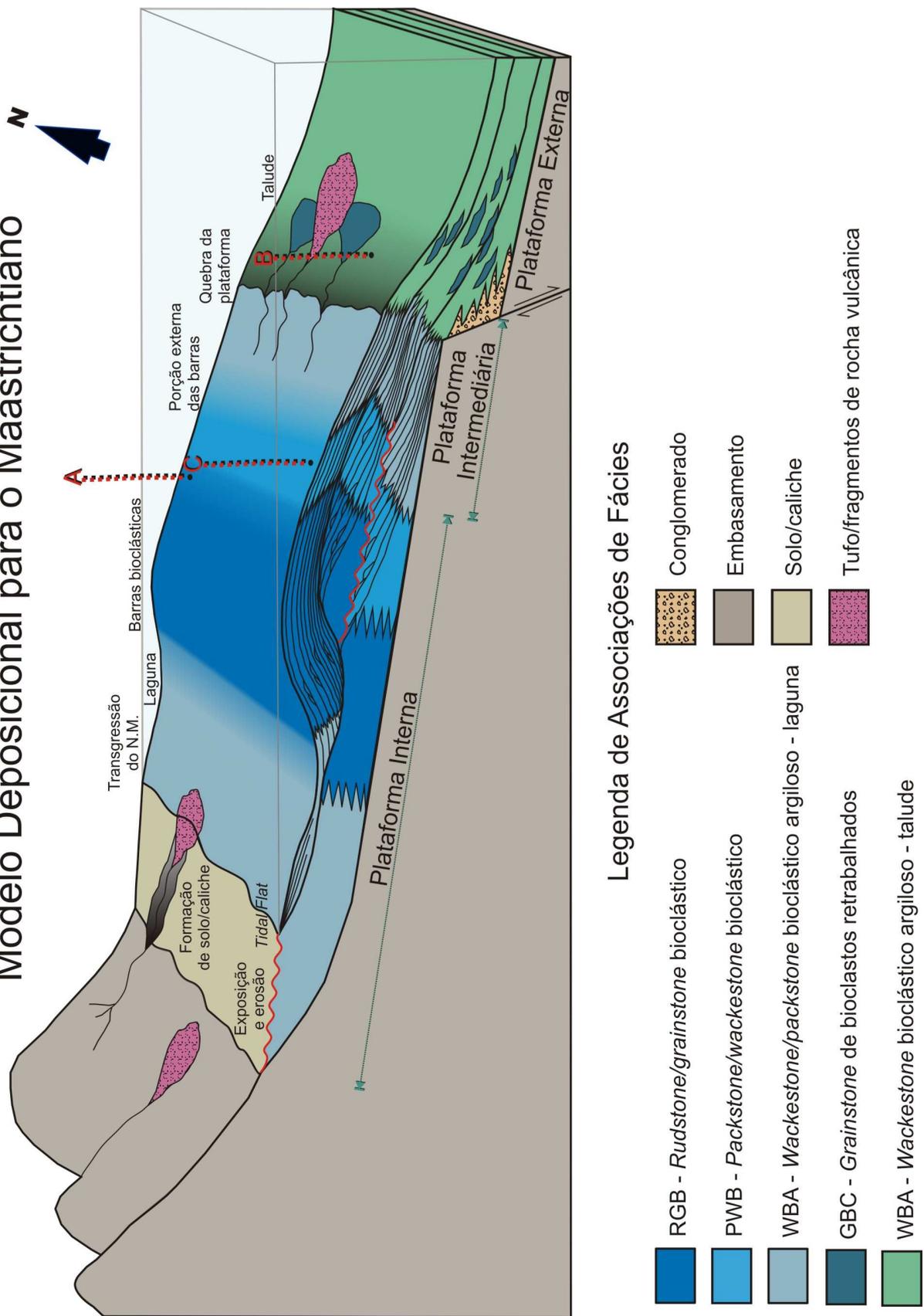


Figura 31 – Modelo deposicional para o Maastrichtiano, mostrando retrogradação das barras bioclásticas. Perfil A (somente Maastrichtiano Inferior) localizado nas barras bioclásticas, Perfil B localizado no talude, Perfil C (somente Maastrichtiano Superior) localizado na porção externa das barras bioclásticas.

## 6.6) Paleoceno Inferior/Médio

Este intervalo encontra-se amostrado nos perfis C e D (fig. 32), onde uma importante discordância angular marca a transição do Cretáceo ao Terciário, discordância esta que pode ser visualizada durante o trabalho de campo. Em altos deposicionais, as fácies de alta energia formam bancos bioclásticos, retratando uma biota diferente da encontrada no Cretáceo.

No perfil C (fig. 27) o pacote referente à deposição no Paleoceno Inferior está ausente, porém ocorre deposição do pacote referente ao Paleoceno Médio. A ausência do Paleoceno Inferior no perfil C dá-se por erosão, devido à ativação tectônica de grabens e horsts, podendo estar relacionada a uma fase compressional na região.

No Paleoceno Médio do perfil C, ocorrem as fácies de RAV, onde a alta incidência de bioclastos quebrados revela que ocorreu transporte. Formam tempestitos, gerados pela ação episódica de tempestades, que são eventos responsáveis pelo transporte de biota de plataforma intermediária (fragmentos de algas vermelhas) para porções de plataforma interna, mais rasas e depositadas em porção mais proximal e de maior energia. Estas fácies estão sobrepostas por brecha angulosa, indicando atividade tectônica sin-deposicional na área, com erosão das partes mais altas da plataforma. Pode haver ainda fácies de *washover*, onde o extravasamento de barras gera material retrabalhado em direção ao continente.

O perfil D é caracterizado na base pela presença de fácies de RAV, formando barras bioclásticas de alta energia, com lâmina d'água relativamente rasa. Acima deste pacote, encontram-se fácies de RMA com macroforaminíferos, compondo barras bioclásticas, porém configurando um ligeiro aumento relativo de lâmina d'água. O fato de foraminíferos estarem orientados ou quebrados pode indicar deposição na porção externa dos bancos bioclásticos, ou ainda em contexto de slump ou talude. O retrabalhamento pode se dar por marés, ou correntes paralelas à linha de costa.

A presença de brechas no perfil C durante o Paleoceno médio, juntamente com a mudança no padrão deposicional do perfil D, e o aumento abrupto de lâmina d'água entre os pacotes da base e do topo nos permitem inferir que ocorreu uma importante movimentação tectônica neste momento geológico, soerguendo significativamente a região estudada no perfil C, e alterando o nível de base. Além disso, a presença de fragmentos de rochas vulcânicas e de tufos esverdeados nos perfis indica ocorrência de vulcanismo sin-deposicional. Este material de origem vulcânica é incorporado aos carbonatos, gerando uma pseudo-matriz em *grainstones* e reduzindo sua porosidade. A evidência de vulcanismo também pode ser comprovada pelo espesso pacote de tufos descrito no topo do perfil B (fig. 26).

Nas fácies descritas nos perfis C e D, ocorre predomínio de algas vermelhas e macroforaminíferos. Esta biota tende a formar *mounds*, ou bancos bioclásticos alongados, paralelos à linha de costa. Durante o Paleoceno e o Eoceno, não foi evidenciada na região fácies e geometrias que caracterizem a presença de uma quebra de plataforma. Acredita-se que a plataforma carbonática do Campaniano tenha evoluído para uma rampa carbonática com declive suave.

O modelo deposicional elaborado para esta seção representa o aumento de lâmina d'água e as mudanças de padrão deposicional nos perfis. Torna-se difícil representar a movimentação tectônica sin-deposicional, uma vez que não foram efetuados estudos estruturais na área. Desta forma, optou-se por mudar a direção de representação dos blocos esquemáticos, para melhor representar os elementos necessários à compreensão do modelo.

# Modelo Depositional para o Paleoceno Inferior/Médio

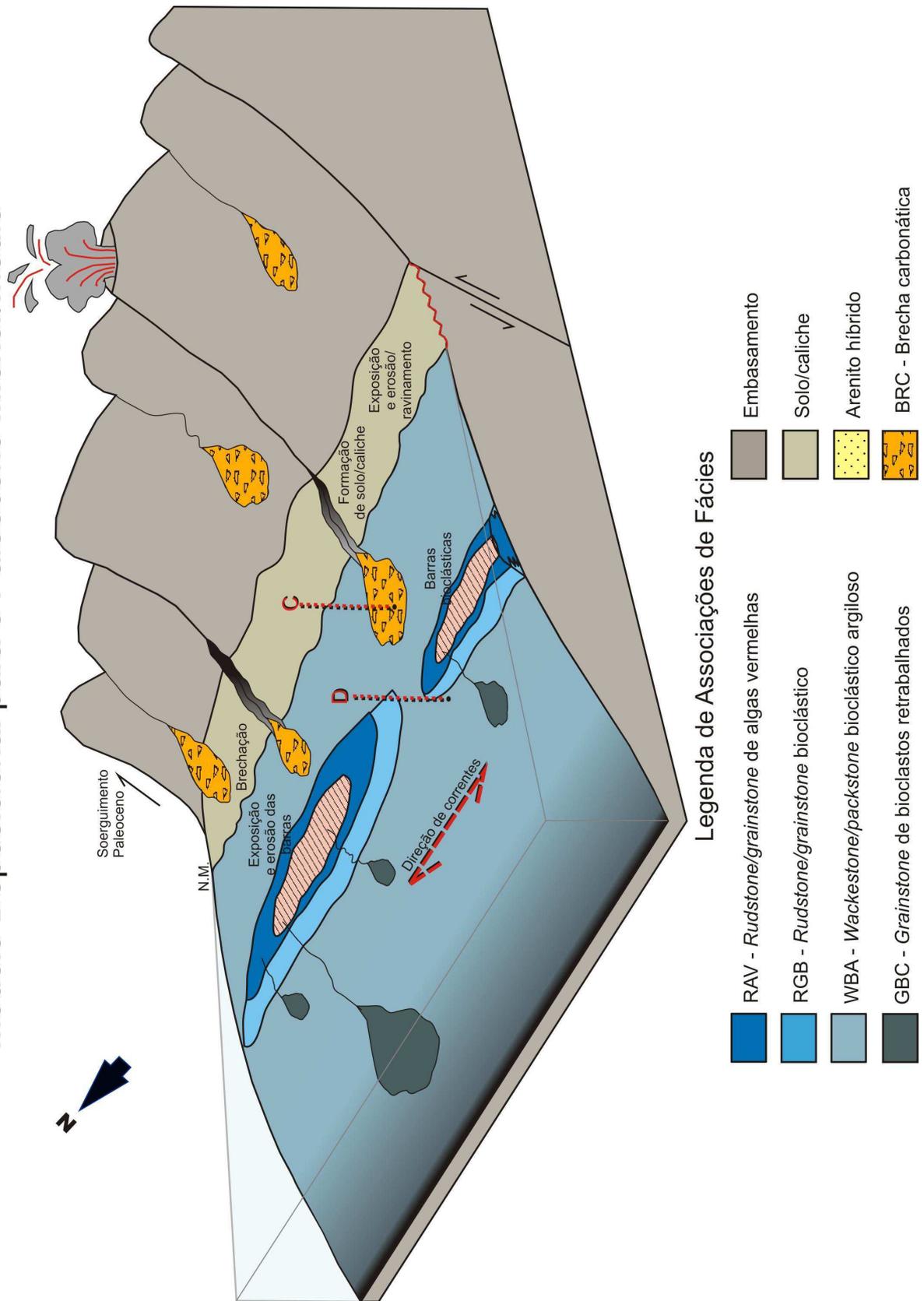


Figura 32 – Modelo deposicional para o Paleoceno Inferior/Médio. Notar a mudança de direção de deposição da plataforma carbonática, e na evolução da fisiografia de plataforma com talude do Cretáceo para uma rampa carbonática com declive suave no Terciário. Perfil C localizado em porção com brecha, perfil D na porção proximal de barras bioclásticas.

### 6.7) Paleoceno Superior/Eoceno

Este intervalo encontra-se amostrado nos perfis C e D (fig. 33). No perfil C, a base foi datada como Paleoceno Superior e é caracterizada por uma discordância angular bem marcada em relação ao pacote do Paleoceno Médio, resultado de atividade tectônica com soerguimento da área-fonte e erosão da porção continental, e com basculamento e aumento de lâmina d'água nas porções mais distais da rampa. Desenvolveram-se bancos prográdantes de alta energia no perfil C durante o Paleoceno Superior. Estes bancos alinham-se paralelos à linha de costa, sendo retrabalhados por correntes, com direção preferencial de SE a NW, como medido em campo.

A presença de fragmentos de corais nestas barras indica que em porção rasa da plataforma interna se desenvolveram *patch reefs*, que constituem boas fácies reservatório. Ocorre maior presença de fragmentos líticos, intraclastos e grãos de quartzo, o que está diretamente relacionado a uma piora das condições de reservatório, uma vez que propiciam cimentação, obliterando porosidade.

No topo deste intervalo, as associações de fácies juntamente com as estruturas tabulares e estruturas do tipo *hummocky* indicam um aumento da lâmina d'água no topo do Paleoceno Superior, com deposição em ambientes de baixa energia. A presença de foraminíferos planctônicos e bentônicos intercalados pode indicar que estas fácies tenham um caráter de evento episódico podendo ser relacionadas a tempestitos que retrabalham biota de fácies de menor energia em ambientes mais rasos.

No perfil D, a base do pacote Paleoceno Superior/Eoceno exibe fácies de arenito híbrido, depositada em discordância com o pacote do Paleoceno Médio. São resultantes do retrabalhamento das areias em porções rasas, marcando o início da subida do nível do mar.

Acima desta camada arenosa, encontram-se barras bioclásticas maiores que 2 m de espessura, em pacotes espessos com geometria sigmoidal. Tais barras indicam deposição em ambiente de alta energia. Indicam relativa queda do nível do mar em relação ao pacote inferior. Podem ser associados ao início do trato de sistema transgressivo, ou ainda ao início do trato de mar alto.

Em geral, o Paleoceno Superior/Eoceno pode ser caracterizado por um raseamento inicial, porém seguido de um importante afogamento regional da bacia. Considera-se a possibilidade de rotação de blocos, podendo estar relacionada ao evento compressivo nos Pontides, que teve início no Eoceno. Estas compressões podem soerguer áreas expressivas, daí a complexidade de se propor um modelo geológico para o Paleoceno Superior/Eoceno.

### 6.8) Tratos de Sistemas

Em resumo, temos durante o Cretáceo (fig. 34) um TSMA (Trato de Sistemas de Mar Alto) (ou fim do TST – Trato de Sistemas Transgressivo) no Campaniano Inferior/Médio, evoluindo para um TSR (Trato de Sistemas Regressivo) com erosão e retrogradação no Campaniano Superior. O Maastrichtiano exibe pequenas variações de subida e descida relativa do nível do mar, devido à eustasia, em momentos de aquiescência tectônica. Uma leve subida do nível do mar em um TST (Trato de Sistemas Transgressivo), acompanhado de progradação seguida de agradação foi representada no modelo deposicional criado para a área durante o Maastrichtiano.

É importante frisar que o modelo assume que a linha de costa no TST Maastrichtiano não chegou a alcançar os mesmos níveis da linha de costa do TSMA do Campaniano Inferior/Médio. A fisiografia da plataforma consiste em barras bioclásticas de alta energia, com desenvolvimento de laguna protegida e com restrita circulação de água, portanto de baixa energia. A quebra da plataforma propicia o desenvolvimento de fácies controladas por processos gravitacionais, como calciturbiditos e *debris flows*.

Para o Paleoceno (fig. 35), temos uma importante mudança de direção de deposição da plataforma carbonática com relação ao terciário. Eventos tectônicos são importantes, gerando soerguimento de blocos, erosão de partes expostas e vulcanismo intenso. É possível que a plataforma carbonática tenha evoluído para uma rampa, com pequeno declive. Os bancos bioclásticos passam a se formar paralelos à linha de costa e são retrabalhados por correntes também nesta direção.

Já no Paleoceno Superior/Eoceno, ocorreu um *tilt*/rotação de blocos, com soerguimento de áreas-fonte, progradação dos bancos bioclásticos e aumento da lâmina d'água em porções distais. Neste caso, torna-se desafiador concluir estamos em um TSMA (Trato de Sistemas de Mar Alto), ou se ocorreu basculamento de blocos seguido de TST (Trato de Sistemas Transgressivo).

# Modelo Depositional para o Paleoceno Superior/Eoceno

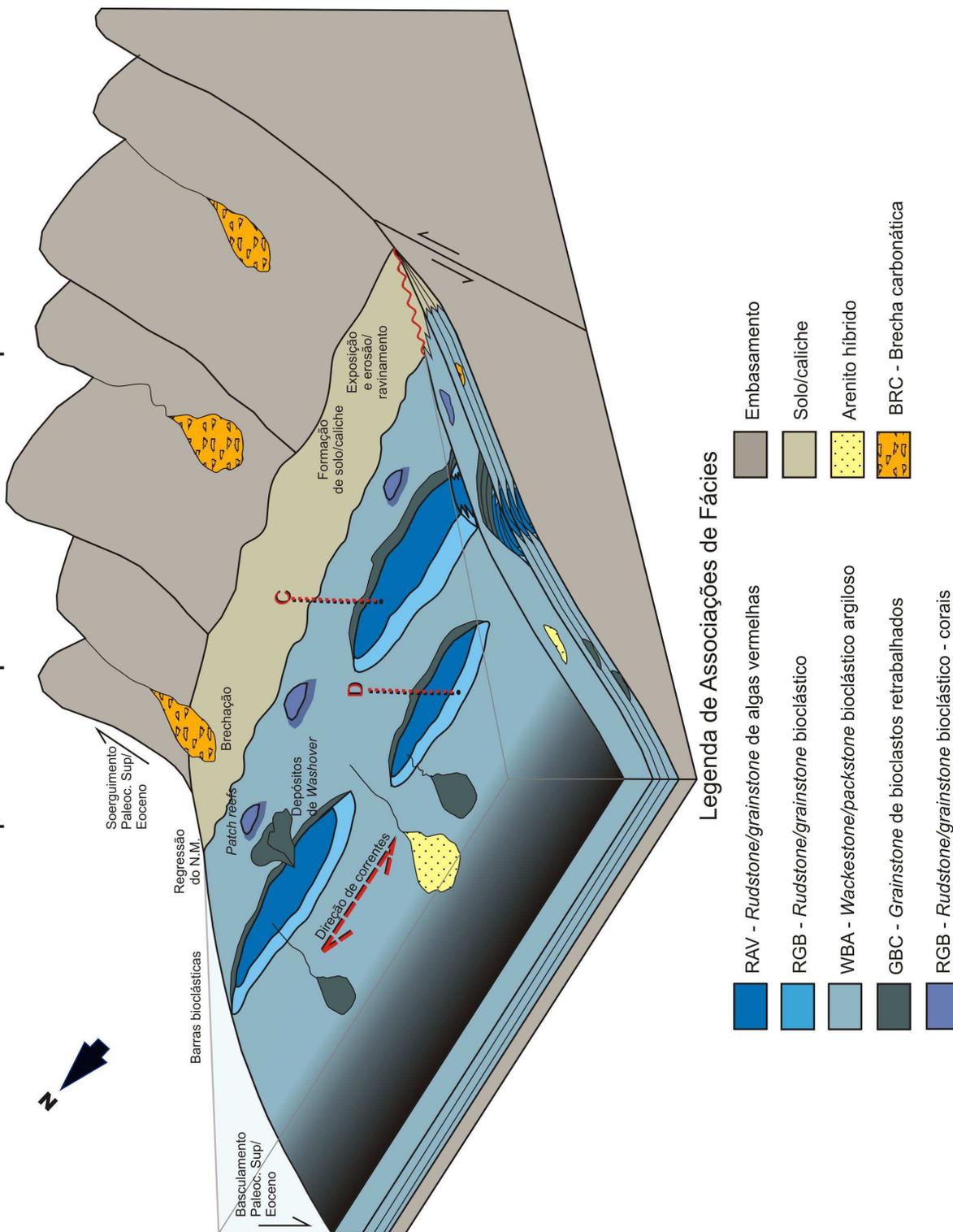
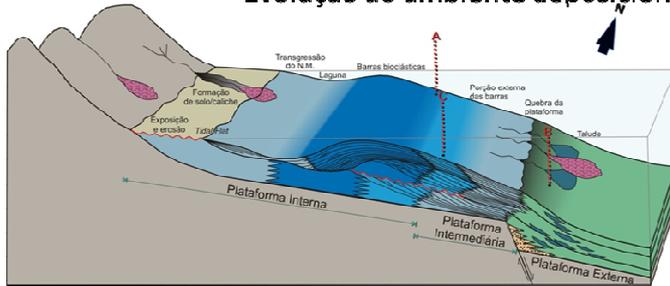


Figura 33 – Modelo deposicional para o Paleoceno Superior/Eoceno. Notar a mudança de direção de deposição da plataforma carbonática, e na evolução da fisiografia de plataforma com talude do Cretáceo para uma rampa carbonática com declive suave no Terciário. Perfil C localizado nas barras bioclásticas, perfil D localizado na porção externa das barras, próximo à quebra do talude.

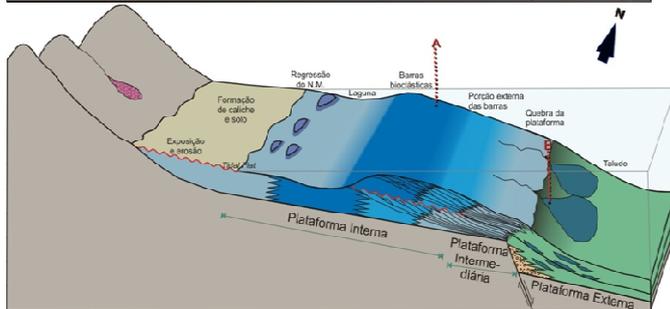
## Evolução do ambiente deposicional durante o Cretáceo



### Maastrichtiano

TST

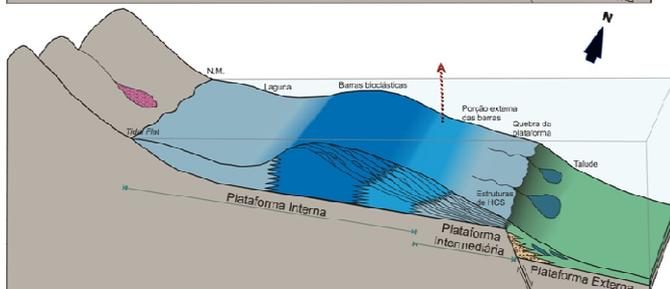
Progradação seguida de agredação das barras  
Aquiéscência tectônica



### Campaniano Superior

TSR

Erosão + retrogradação das barras



### Campaniano Inferior/Médio

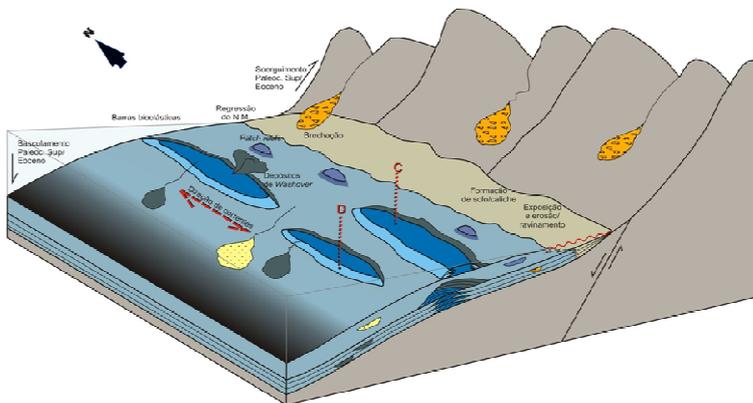
TSMA ou fim do TST

Legenda de Associações de Fácies

RGB - Rudstone/grainstone bioclástico	Conglomerado
PWB - Packstone/wackestone bioclástico	Embasamento
WBA - Wackestone/baekstone bioclástico argiloso - laguna	Solocaliche
GBC - Grainstone de bioclásticos retrabalhados	Tufofragmentos de rocha vulcânica
WBA - Wackestone bioclástico argiloso - talude	RGB - Rudstone/grainstone bioclástico - corais

Figura 34 – Evolução do ambiente deposicional durante o Cretáceo.

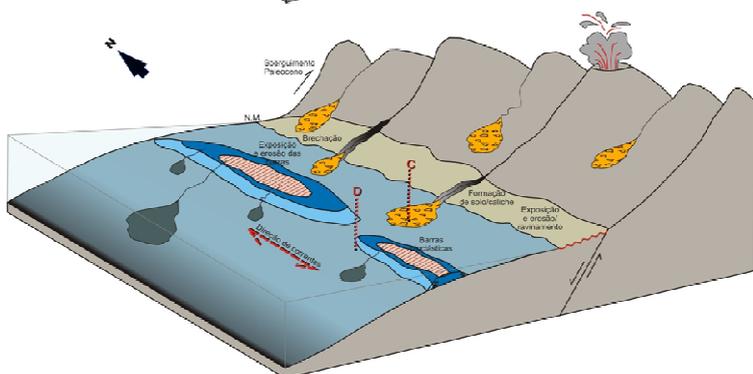
## Evolução do ambiente deposicional durante o Paleógeno



- mudança de direção de deposição da plataforma carbonática com relação aos blocos-diagrama anteriores
- plataforma com talude evoluindo para rampa

### Paleoceno Superior/Eoceno

- Tilt/rotação de blocos, aumentando LDA nas porções distais,
- TSR? Ou basculamento seguido de TST?



### Paleoceno Inferior/Médio

- Importante momento de atividade tectônica,
- Erosão e vulcanismo associado.

Legenda de Associações de Fácies

RAV - Rudstone/grainstone de algas vermelhas	Embasamento
RGB - Rudstone/grainstone bioclástico	Solocaliche
WBA - Wackestone/baekstone bioclástico argiloso	Aerário híbrido
GBC - Grainstone de bioclásticos retrabalhados	BRC - Brecha carbonática
RGB - Rudstone/grainstone bioclástico - corais	

Figura 35 – Evolução do ambiente deposicional durante o Terciário.

## 7) DISCUSSÕES

Durante a deposição dos carbonatos marinhos da Formação Akveren no Cinturão Pontides, os eventos tectônicos estão constantemente presentes, soerguendo e rebaixando áreas e invertendo direções de correntes e marés. Estas sucessivas movimentações tectônicas causaram soerguimentos de blocos, que foram responsáveis por alterações relativas no nível do mar, bem como por variação no espaço de acomodação e na lâmina d'água. São responsáveis também por erosões de pacotes expressivos, pela formação de discordâncias angulares com truncamento de camadas, repetição de seções, e também pela implantação de sistemas calciturbidíticos.

Na região de Fatsa, onde afloram a Formação Akveren e a Formação Kusuri (fig. 5), foram encontrados carbonatos de águas rasas, depositados em altos estruturais em porções rasas da plataforma, além de fácies lagunares, patch reefs, fácies de tempestitos e margas de águas relativamente mais profundas.

Nos altos deposicionais, formam-se as barras bioclásticas (Güney *et al.*, 2010), com biota variando de acordo com a idade. Barras de fragmentos de rudistas, moluscos e crinóides e macroforaminíferos do tipo *Nummulites*, Orbitóides e Lepidorbitóides são comuns no Cretáceo, enquanto bancos de macroforaminíferos (do tipo *Discocyclina*), de algas vermelhas e de briozoários são comuns no Terciário. As principais fácies de alta energia e deposição em águas rasas são RGB, RAV, RMA e GCR, esta última indicando lâmina d'água ligeiramente maior que as anteriores.

As fácies de água rasa e alta energia compreendem em sua maioria *rudstones/grainstones* bioclásticos (RGB), *rudstones* de algas vermelhas (RAV), *rudstones/grainstones* de macroforaminíferos (RMA) e *grainstones/packstones* de crinóides (GCR), que geralmente ocorrem formando barras bioclásticas com geometria sigmoidal. Estas barras geralmente são corpos alongados, paralelos à linha de costa, e que estiveram sob grande influência de ondas e marés. As fácies de RMA e RAV são restritas ao Paleoceno/Eoceno. As fácies de GCR indicam lâmina d'água relativamente mais profunda que as anteriores. Ainda na plataforma interna, em ambiente de água rasa porém mais protegido, encontram-se fácies de *wackestones/packstones* bioclásticos argilosos (WBA), com matriz argilosa, ricas em matéria orgânica, com biota indicando deposição em ambiente lagunar, raso, e com restrita circulação de água (baixa energia).

Os rudistas são bivalves originários da fauna do oceano Tethys, estabelecidos em plataforma interior, nas porções *back reef*, com lâmina d'água de até 30 m aproximadamente, onde os ambientes de alta energia propiciavam retrabalhamento por ondas. Podem construir recifes, como descritos em Doğan *et al.* (2010), porém nesta região do Cinturão Pontides não foram registradas formações recifais de rudistas. Sua extinção em massa marca a transição do Cretáceo para o Terciário (Steuber & Löser, 2000).

Ainda nos altos estruturais da plataforma carbonática marinha, neste estudo não foi registrada a ocorrência de *shoals* oolíticos/oncolíticos, nem de recifes de corais (Güney *et al.*, 2010). A restrita presença de fragmentos de corais em barras bioclásticas indica a formação de *patch-reefs*, que se constituem por formações isoladas de corais, dispersas na plataforma interna.

Em baixos deposicionais na plataforma interna, formam-se *wackestones* argilosos com bioclastos (WBA), associados a fácies margosas. O padrão deposicional pode ser de sigmoides de pequena amplitude, porém em geral apresentam estratificações cruzadas de baixo ângulo, ou padrão plano-paralelo, indicativo de ambientes mais calmos.

As porções de baixa energia localizam-se tanto na plataforma interna (ambiente lagunar, de circulação de água restrita, compostos em sua maioria por fácies de WBA) como nas porções de plataforma intermediária (taludes – também compostos por fácies de WBA), onde são características as estruturas de *slumps*, e o padrão deposicional passa a ser plano-paralelo, sem evidências de estruturas sedimentares que indiquem retrabalhamento por ondas. A deposição não sofre influência também das tempestades, e é controlada principalmente pelo fluxo gravitacional. A biota é importante para distinção do contexto deposicional das WBA e da lâmina d'água nestes casos.

As fácies de WBA de plataforma intermediária são diferenciadas das fácies de WBA supracitadas, lagunares e de ambientes restritos, devido à presença de foraminíferos planctônicos, indicativos de maior lâmina d'água. São frequentes as intercalações com margas e com camadas levemente mais argilosas formando corpos tabulares em geometria plano-paralela, o que indica deposição por fluxo gravitacional, provavelmente abaixo da linha de ação das tempestades.

Ainda na plataforma intermediária, as fácies de *grainstones* de bioclastos retrabalhados (GBC) são caracterizadas por bioclastos quebrados, indicando transporte por eventos gravitacionais de alta energia. Em sua maioria, a biota desta fácies traz evidências da remobilização de bioclastos de porções levemente mais rasas para partes mais profundas da plataforma. Tais fácies são formadas por ação de fluxos gravitacionais com transporte de material em direção às partes mais profundas da

plataforma externa e talude superior. Um exemplo é o Perfil B (fig. 26), com a ocorrência de mais de 200 m de **calciturbiditos**.

As fácies de GBC podem conter também os **tempestitos**, que são o resultado de ação de tempestades, eventos episódicos de alta energia que remobilizam bioclastos das porções inferiores para a plataforma interna, mais rasa. Neste estudo, não existem dados suficientes para se interpretar a magnitude e frequência dos eventos de tempestades.

Podem haver ainda exemplos de fácies de *washover*, que são caracterizados pelo extravasamento de bioclastos das barras ou bancos, em direção à porção interna da plataforma. Podem estar associados ao desenvolvimento de canais ou pequenos lobos internos, e possuem pequena amplitude.

As diferenças entre eles podem ser notadas em relações de campo, como estruturas sedimentares e geometria dos corpos. No caso de tempestitos, há formação de sigmoides expressivas e progradantes, com estratificações frequentes. Os calciturbiditos tendem a formar corpos com geometria plano-paralela, por vezes apresentando estruturas do tipo *hummocky*, como observadas no campo. Além disso, a quantidade de matriz tende a ser bem menor em fácies originadas por tempestitos, uma vez que ocorre retrabalhamento em ambientes de alta energia. Porém na ausência de estruturas sedimentares diagnósticas, a distinção entre calciturbiditos e tempestitos pode ser difícil.

Em resumo, as principais características de fácies retrabalhadas são:

**Calciturbiditos:**

- soerguimento dos blocos causando erosão dos altos deposicionais
- entradas de material de porções rasas da plataforma transportados para partes mais profundas
- tendem a formar corpos com geometria plano-paralela, por vezes apresentando estruturas do tipo *hummocky*
- podem formar corpos com geometria sigmoidal de baixa amplitude, porém é comum diferenciar das demais por abundante presença de matriz micrítica/argilosa, e por formarem espessos pacotes contínuos (ex: Perfil B).

**Tempestitos:**

- eventos episódicos de tempestades
- materiais previamente depositados em baixos estruturais são retrabalhados em ambientes mais rasos e de maior energia
- formam sigmoides expressivas e progradantes, com estratificações frequentes
- *deepening upward*, gradação normal
- fácies com bioclastos retrabalhados, porém matriz ausente – *grainstones/rudstones* (ex: Perfil A).

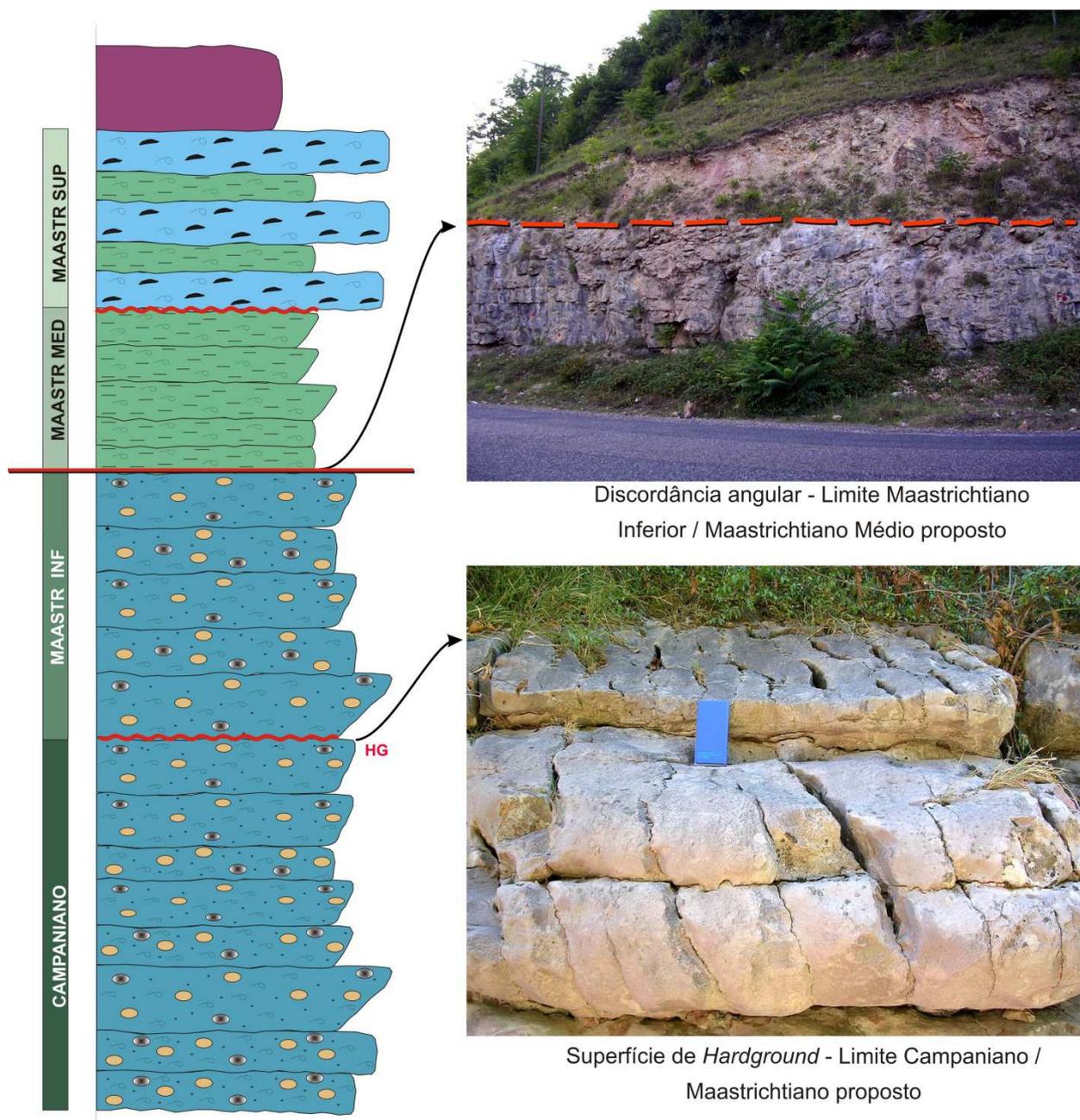
**Fácies de *washover*:**

- extravasamento de barras e bancos bioclásticos para parte externa, plataforma interna
- difícil distinção para os calciturbiditos
- distinção baseada em estruturas sedimentares
- *Shallowing upward*
- alta energia
- fácies retrabalhadas com biota alóctone dificultam indicações do ambiente deposicional, de lâmina d'água ou indicações paleoambientais, como temperatura, salinidade, incidência de raios solares, etc.
- as variações do nível do mar são indicadas de modo relativo, sem se poder fazer referência a números absolutos.
- importância das texturas e estruturas sedimentares, geometria dos corpos sedimentares, e das relações com as associações de fácies vizinhas.

Na maioria das plataformas carbonáticas, a associação de bioclastos dá indicações do ambiente deposicional, bem como de lâmina d'água ou outras indicações paleoambientais, como temperatura, salinidade, incidência de raios solares, etc. Na plataforma estudada, a constante presença de fácies retrabalhadas com biota alóctone dificulta estas indicações. Ocorreu alguma dificuldade em se estabelecer a lâmina d'água da maioria das fácies de retrabalhamento. As variações do nível do mar são indicadas de modo relativo, sem referência a números absolutos. Devido a limitações para se estabelecer as variações do nível do mar, situações pontuais de afogamento e/ou raseamento relativo foram estabelecidas com alguma dúvida, cabendo espaço para discussões.

Como resumo geral dos perfis analisados, temos o perfil A exibindo fácies de mais alta energia, com barras bioclásticas bem estabelecidas. Exibe grandes sequências de raseamento de provável 3ª ordem, compreendendo pacotes de até 40 metros de espessura. Dos perfis analisados, representa o mais pleno estabelecimento da plataforma carbonática, sendo ainda o perfil com as melhores fácies-reservatório para prospecção de hidrocarbonetos.

No Perfil B ocorre grande presença de calciturbiditos. Devido ao intenso retrabalhamento da biota, não foi possível através da datação de Kirici *et al.* (2007) estabelecer a separação entre o pacote de rochas de idade Campaniana, do Maastrichtiano Inferior. Porém foi registrada a presença de uma importante superfície de *hardground*, cortada por estilolitos e fraturas perpendiculares (figura 6), que marca um importante hiato deposicional. A direção principal destes estilolitos tectônicos verticais é NNW-SSE, sendo resultantes de evento tectônico compressivo ocorrido no Eoceno. Pode haver dissolução ao longo destes planos (estilolitos e fraturas), provavelmente resultante da exposição atual. Sugere-se que esta superfície seja relacionada ao topo do Campaniano (fig. 36).



**Figura 36 – Perfil B: Discordância angular proposta como limite do Maastrichtiano Inferior e Médio. Superfície de *hardground* descrita no campo, proposta como limite entre o Campaniano e o Maastrichtiano.**

Ainda no perfil B, ocorre outra importante discordância angular que marca diferentes padrões de deposição sedimentar, com mudança significativa de fácies e de lâmina d'água deposicional. Nas datações de Kirici *et al.* (2007), o limite entre o Maastrichtiano Inferior e o Maastrichtiano Médio encontra-se na camada logo acima desta discordância. O Maastrichtiano é representado por fácies de GBC que constituem calciturbiditos, formando sigmóides espessos. Já o Maastrichtiano Médio possui geometria plano-paralela, formada por fácies de WBA ricas em bioclastos retrabalhados, com textura granocrescente e com estruturas de *slump*. Devido à presença de fácies retrabalhadas, não seria incomum que logo acima da discordância angular encontrássemos retrabalhamento das fácies sotopostas. Desta forma, sugerimos que o limite entre o Maastrichtiano Inferior e Médio seja marcado nesta discordância, e não na camada acima (fig. 36).

No perfil C ocorre variação entre ambientes de barras bioclásticas e fácies de relativo aumento de lâmina d'água, com relativos afogamentos de 4ª ou 5ª ordem. Ocorre o importante registro de fácies sin-deposicionais de brecha, acompanhado pela ausência do pacote correspondente ao Paleoceno Inferior. Atribui-se tais eventos ao soerguimento da região e posterior erosão do pacote sedimentar devido a atividades tectônicas, podendo inclusive estar relacionados à fase compressiva ocorrida no início da formação da Bacia do Mar Negro.

O perfil D inicia-se com deposição de barras bioclásticas datadas por Kirici *et al.* (2007) como Paleoceno Inferior/Médio, não sendo possível a datação exata. Na base do pacote do Perfil D, ocorrem fácies de relativa alta energia, marcadas por barras bioclásticas com fragmentos de algas vermelhas, depositadas em sistema de tratos de mar alto ou trato de sistemas regressivo. Estas barras são seguidas por uma importante superfície que marca um limite de sequências e uma mudança no padrão deposicional (fig. 7). Acima desta superfície, ocorre a formação de barras bioclásticas de macroforaminíferos, intercaladas a *wackestones* argilosos, depositados sob um aumento relativo de lâmina d'água em regime de trato de sistema transgressivo. Sugere-se que este importante limite de sequências seja indicado como o limite entre o Paleoceno Inferior e o Médio, devido à mudança abrupta dos padrões de sedimentação.

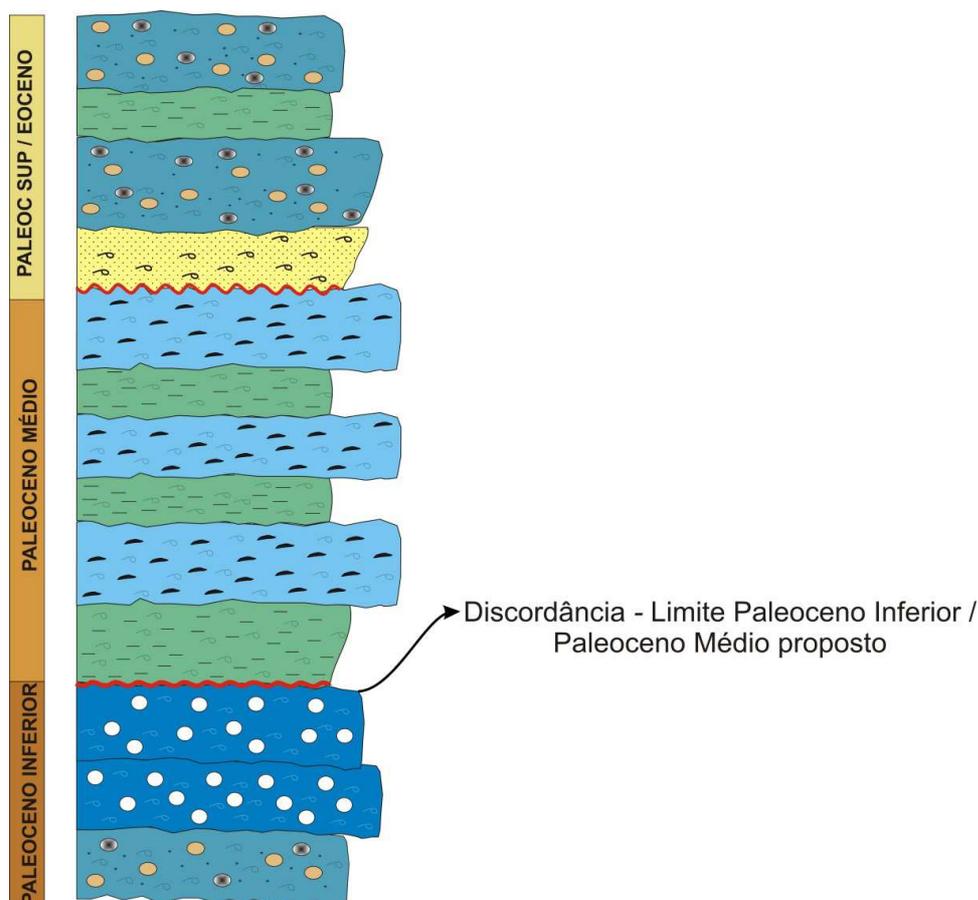


Figura 37 – Perfil D: Discordância angular proposta como limite do Paleoceno Inferior e Médio.

## 8) CONCLUSÕES

Na área de Fatsa, próximo ao Mar Negro, Turquia, afloram carbonatos marinhos de idade do Cretáceo ao Eoceno. Durante a sedimentação do Cretáceo, os bioclastos do paleo-Tethys (rudistas, moluscos, bivalves e foraminíferos) formavam barras progradantes com geometria sigmoidal, e constituíam pacotes espessos, depositados em ambientes de alta energia. Aqui os rudistas não foram responsáveis por formação de recifes ou bioconstruções, aparecendo somente como fragmentos em carbonatos retrabalhados.

O Campaniano é marcado por um afogamento geral na região, enquanto no Maastrichtiano ocorre raseamento da lâmina d'água, seguida por um afogamento não tão elevado. Algumas fácies apresentam feições de retrabalhamento, podendo constituir calciturbiditos (depositados em porções mais distais da plataforma), tempestitos (originados do retrabalhamento de barras e bancos bioclásticos em direção ao interior da plataforma) ou ainda depósitos de *washover* (extravasamento de barras e bancos bioclásticos em direção a porções interiores). Texturas, geometrias e estruturas sedimentares são importantes para sua distinção.

O Paleoceno e parte do Eoceno são caracterizados por bancos de algas vermelhas e macroforaminíferos, paralelos à linha de costa, retrabalhados por correntes. A fisiografia da plataforma evolui para rampa com pequeno declive, sem quebra ou talude proeminentes. Ocorre movimentação tectônica com soerguimento de áreas-fonte, e basculamento da porção mais distal.

Durante o início do Paleoceno, ocorre importante vulcanismo na área, que afeta diretamente as fácies, geometrias e condições permo-porosas das rochas reservatório. Tais movimentações tectônicas têm origem nos eventos compressivos no Cinturão Pontides, devido à abertura do Mar Negro.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Akarsu, I. & Aydin, M. 1979: *Sinop-Inebolu-Küre-Kastamonu-Taşköprü-Boyabat-Duragan yerleşme merkezleri ile çevrili sahanın genel jeoloji raporu. Turkish Pet. Co. Arçiv no. 1323, (Unpublished internal report).*
- Burchette, T.P. & V.P. Wright 1992. *Carbonate ramp depositional systems. In, B.W. Sellwood (Ed.), Ramps and Reefs. Sedimentary Geology, v. 79, p. 3-57.*
- Coskun, B. 1977. Oil and gas fields-transfer zone relationships, Thrace Basin, NW Turkey. *Marine and Petroleum Geology, 14, pp. 401-416.*
- Demirer, A., Özçelik, Y.; Ozkan, R. 1992. *Çankırı-Çorum basenindeki Eosen volkanitlerinin petrografisi. TPAO Rap. No. 1810 (unpublished).*
- Doğan A., Şeker H., Özkan R., Çiftçi, S.Y. 2010. *Sedimentologic, stratigraphic and reservoir features of the rudist build-up in Late Cretaceous age of Akveren Formation, Western Black Sea, Kefken, Turkey. AAPG European Region Annual Conference Exploration in the Black Sea and Caspian Regions 17-19 October 2010, Kiev, Ukraine.*
- Dunham, R.J. 1962. *Classification of Carbonate Rocks According to Depositional Texture. In, W.E. Hamm (Ed.), Classification of Carbonate Rocks, A*
- Görür, N. 1988: *Timing of opening of the Black Sea basin. Tectonophysics 147, 247-262.*
- Görür, Naci; Tüysüz, Okan; Aykol, Atilla. 1993. *Cretaceous red pelagic carbonates of northern Turkey: their place in the opening history of the Black Sea - Eclogae Geologicae Helvetiae,*
- Hsü, K. J., Nacev, I. K. & Vuchev, V. T. 1977: *Geologic evolution of Bulgaria in the light of plate tectonics. Tectonophysics 40. 245, 256.*
- Kazmin, V. G., Scheider, A. A. & Bulychov, A. A. 2000. *Early stages of evolution of the Black Sea. In: BOZKURT, E., WINCHESTER, J. A. & PIPER, J. A. D. (eds) Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area. Geological Society, London, Special Publications, 173, 499-513.*
- Ketin & Gümüş, 1963: *Sinop-Ayancik arasindaki III. bölgeye dahil sahaların jeolojisi hakkında rapor. 2.kisim. Jura ve Kretase formasyonlarının etüdü. Turkish Pet. Co. Arsjv no. 213, Ankara (Unpublished internal report).*
- Kirici, S.; Yilmaz, E.; Demirer, A., Güney, H.; Azambuja N.C.; Brito, F.S.C.M.; Cruz, W.M.; Copur, S.; Türesin, M.; Coskun, G. *Upper Cretaceous – Paleogene carbonate system and reservoir potential study, Central Pontides Black Sea Area, Turkey. Relatório Interno TPAO-Petrobras. 2007.*
- Meisner, L.; Gorshkov, A.; Tugolesov, D. 1992. *Neogene-Quaternary sedimentation in the Black Sea Basin. Int. Symp. Geol. Black Sea (ISGB) Region, Ankara, p. 103.*
- Meredith, D. J., & S. S. Egan (2002), *The geological and geodynamic evolution of the Eastern Black Sea Basin: Insights from 2-D and 3-D tectonic modelling, Tectonophysics, 350, 157–179.*
- Nikishin, A.M.; Korotaev, M. V.; Ershov, A.V.; e Brunet, M. F. 2003. *The Black Sea basin: tectonic history and Neogene-Quaternary rapid subsidence modeling. Sedimentary Geology, 156.*
- Nikishin, A.M.; & Ziegler, P.A. 2001. *Mesozoic and Cenozoic evolution of the Scythian Platform – Black Sea – Caucasus domain.*
- Okay, A.I., Şengör, A. M. C. and Görür, N. 1994. *Kinematic history of the opening of the Black Sea and its effects on the surrounding regions. Geology, 22, 267-270.*
- Okay, A. I. & O. Sahinturk, *Geology of the Eastern Pontides, in Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region, edited by A. G. Robinson, pp. 291–311, American Association of Petroleum Geologists (AAPG), AAPG Memoir 68, 1997.*
- Robinson, A.G.; Banks, C.J.; Rutherford, M.M.; and Hirst, J.P.P. 1995. *Stratigraphic and structural development of the Eastern Pontides, Turkey – Journal of the Geological Society, London, 152, 861–872.*
- Robinson, A.G. 1997. *Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region, American Association of Petroleum Geologists, Memoir, vol. 68 (1997) Tulsa, OK, 385 pp.*
- Rojay & Altiner, 1998. *Middle Jurassic – Lower Cretaceous biostratigraphy in the Central Pontides (Turkey): remarks on paleogeography and tectonic evolution. Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia volume 104 numero 2 pagine 167-180 Agosto "1998*
- Schlager, W. 2005. *Carbonate Sedimentology and Sequence Stratigraphy. SEPM. Society for Sedimentary Geology.*
- Scholle, P. A., Arthur, M. A. & Ekdale, A. A. 1983: *Marine environment. In: Carbonate depositional environments (Ed. by Scholle, P. A., Bebout, D. G. & More, C.H.) Am. Assoc. Pet. Geol. Mem. 33, 620-691.*
- Spadini, G., Robinson, A. and Cloetingh, S. 1996. *Western versus Eastern Black Sea tectonic evolution: Pre-rift lithospheric controls on basin formation, Tectonophys., 266(1–4), 139–154.*
- Steuber, T. & Löser, H. 2000. *Species richness and abundance patterns of Tethyan Cretaceous rudist bivalves (Mollusca: Hippuritacea) in the central-eastern Mediterranean a Middle East, analysed from a palaeontological database. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, Pág.162.*
- Terlemez I., Yilmaz A. 1980. *Stratigraphy of the area between Ünye-Ordu-Koyulhisar-Rediye Bulletin of the Geological Society of Turkey 23:179–191.*
- Tucker, M. E. & Wright, V. P. 1990: *Carbonate Sedimentology. Blackwell Sci. Pub., Oxford.*

- Güney, H.; Demirer, A.; Azambuja, N.C.; Yılmaz, E.; Kirici, S.; Brito, F.S.C.M. *Upper Cretaceous –Early Eocene Carbonate Setting In Pontide Region to Integrate Offshore Drowned Andrusov High Carbonates, Unye-Fatsa, Eastern Pontide, Turkey, AAPG European Region Annual Conference Exploration in the Black Sea and Caspian Regions 17-19 October 2010, Kiev, Ukraine.*
- Ustaömer & Robertson, 1997 Ustaömer T. and Robertson A.H.F., 1997. *Tectonic-sedimentary evolution of the North Tethyan margin in the Central Pontides of Northern Turkey. In: A.G. Robinson (Ed.), Regional and petroleum geology of the Black Sea and surrounding areas, AAPG. Mem., 68: 255-290.*
- Yılmaz, Y., Tuysuz, O., Yigitbas, E., Genç, S.C. & Sengor, A.M.C. 1997. *Geology and tectonic evolution of the Pontides. In: Robinson, A.G.(Ed), Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Regions. American Association of Petroleum Geologists Memoir 68, 183–226.*