

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PAMPA
BACHARELADO EM GEOLOGIA**

ALISSON SOUZA DOS SANTOS

**ESTRATIGRAFIA DE SEQUÊNCIAS DE ALTA RESOLUÇÃO DA FORMAÇÃO
LAJAS EM UM TRECHO DO CÂNION DO ARROIO PICÚN LEUFÚ (BACIA DE
NEUQUÉN, ARGENTINA) POR MEIO DE MODELO 3D DE AFLORAMENTO**

**Caçapava do Sul
2024**

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PAMPA
BACHARELADO EM GEOLOGIA**

ALISSON SOUZA DOS SANTOS

**ESTRATIGRAFIA DE SEQUÊNCIAS DE ALTA RESOLUÇÃO DA FORMAÇÃO
LAJAS EM UM TRECHO DO CÂNION DO ARROIO PICÚN LEUFÚ (BACIA DE
NEUQUÉN, ARGENTINA) POR MEIO DE MODELO 3D DE AFLORAMENTO**

Trabalho de Conclusão de Curso
apresentado ao Curso de Geologia da
Universidade Federal do Pampa, como
requisito parcial para obtenção do Título de
Bacharel em Geologia.

Orientador: Ezequiel Galvão de Souza

Coorientador: Felipe Guadagnin

**Caçapava do Sul
2024**

Ficha catalográfica elaborada automaticamente com os dados fornecidos
pelo(a) autor(a) através do Módulo de Biblioteca do
Sistema GURI (Gestão Unificada de Recursos Institucionais) .

S413e Santos, Alisson Souza dos

Estratigrafia de sequências de alta resolução da Formação
Lajas em um trecho do cânion do Arroio Picún Leufú (Bacia de
Neuquén, Argentina) por meio de modelo 3D de afloramento /
Alisson Souza dos Santos.

84 p.

Trabalho de Conclusão de Curso(Graduação)-- Universidade
Federal do Pampa, GEOLOGIA, 2024.

"Orientação: Ezequiel Galvão de Souza".

1. Fotoestratigrafia. 2. Tratos de sistemas. 3. Ciclicidade
estratigráfica. I. Título.

ALISSON SOUZA DOS SANTOS

Estratigrafia de sequências de alta resolução da Formação Lajas (Bacia de Neuquén, Argentina) em um trecho do cânion do Arroio Picún Leufú por meio de modelo 3D de afloramento

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao Curso de Geologia da Universidade Federal do Pampa, como requisito parcial para obtenção do Título de Bacharel em Geologia.

Trabalho de Conclusão de Curso defendido e aprovado em 11 de julho de 2024.

Banca examinadora:

Professor Dr. Ezequiel Galvão de Souza

Orientador

Universidade Federal do Pampa

Professor Dr. Felipe Caron

UFRGS

Professor Italo Gomes Gonçalves

Universidade Federal do Pampa



Assinado eletronicamente por **EZEQUIEL GALVAO DE SOUZA, PROFESSOR DO MAGISTERIO SUPERIOR**, em 17/07/2024, às 16:07, conforme horário oficial de Brasília, de acordo com as normativas legais aplicáveis.



Assinado eletronicamente por **ITALO GOMES GONCALVES, PROFESSOR DO MAGISTERIO SUPERIOR**, em 17/07/2024, às 17:04, conforme horário oficial de Brasília, de acordo com as normativas legais aplicáveis.



Assinado eletronicamente por **FELIPE CARON, Usuário Externo**, em 18/07/2024, às 16:01, conforme horário oficial de Brasília, de acordo com as normativas legais aplicáveis.



A autenticidade deste documento pode ser conferida no site https://sei.unipampa.edu.br/sei/controlador_externo.php?acao=documento_conferir&id_orgao_acesso_externo=0, informando o código verificador **1492129** e o código CRC **B1264893**.

Aos meus pais, Luís Roque e Goreth, à
minha irmã, Aline, e ao meu cunhado,
Laurício.

AGRADECIMENTO

À Universidade Federal do Pampa e aos professores do curso de Geologia, por todo o conhecimento transmitido durante a graduação.

Ao meu orientador, professor Dr. Ezequiel Galvão de Souza, pela paciência, compreensão, inspiração e pelos ensinamentos transmitidos durante as aulas, nas iniciações científicas e no decorrer do desenvolvimento deste trabalho.

Ao meu coorientador, professor Dr. Felipe Guadagnin, pela paciência, compreensão e pelos conhecimentos compartilhados nas iniciações científicas e durante o desenvolvimento deste trabalho. Agradeço-lhe também pela idealização do projeto “Modelos Virtuais de Afloramento: Construção, Extração e Integração de Informações Estratigráficas, Sedimentológicas, Diagenéticas e Estruturais em 3D”, por meio do qual a realização deste trabalho foi possível.

Aos professores Dr. Tiago Gregory e Dr. Giuseppe De Toni, pelas conversas e orientações formais e informais que muito contribuíram para a minha formação como geólogo e cientista.

Ao professor Dr. Carlos Arregui, pela bibliografia compartilhada, ao Dr. Guilherme Raja Gabaglia, pelo incentivo à realização deste trabalho, e ao Dr. Miguel Silveira, pelos conhecimentos compartilhados durante os dias de campo na Argentina.

Ao geólogo Bruno Nunes Machado e ao tecnólogo de minas Daner Valcarenghi, pelos conhecimentos compartilhados durante meu estágio na Explore, muitos dos quais foram de grande auxílio para o desenvolvimento deste trabalho.

Aos queridos amigos que a geologia me trouxe e que não poderia deixar de mencionar – Chico, Luiz, Felipe, Ronaldo, Francis, Tailon e Vinícius –, pelas conversas geológicas e pelos momentos de descontração durante estes anos de graduação. Aos queridos amigos anteriores à geologia – Renato, Isaías, Rodrigo e Patrick –, por todo o incentivo durante a jornada.

À Valquíria, pelo amor, companheirismo e apoio.

RESUMO

A Bacia de Neuquén exhibe sucessões estratigráficas mesozoicas de relevância internacional para estudos de afloramentos análogos a reservatórios de hidrocarbonetos. Nas zonas pouco deformadas, ao leste, as unidades litoestratigráficas associadas a ambientes costeiros e marinhos detêm reservas de petróleo e gás natural. A deformação orogênica dos Andes, ao oeste, inibiu a acumulação de fluidos nas rochas ao passo que expôs em superfície o registro sedimentar de tais unidades. Os dados sedimentológicos, estratigráficos e estruturais advindos de afloramentos, em escala de detalhe, permitem o refinamento da compreensão das características de rochas-reservatório em subsuperfície. A estratigrafia de sequências de alta resolução, assim, permite definir a distribuição espacial e temporal de fácies sedimentares, visando analisar a heterogeneidade textural e geométrica dos sistemas análogos de reservatórios. O levantamento estratigráfico de detalhe é otimizado pela aplicação da modelagem 3D de afloramentos. As técnicas de fotogrametria digital e de escaneamento a laser possibilitam a obtenção, o processamento e a integração de grandes volumes de dados. O presente trabalho visou identificar as sequências estratigráficas de alta, média e baixa frequência em um trecho do cânion do Arroio Picún Leufú localizado ao sul do Parque Nacional Laguna Blanca (Zapala, Argentina) por meio de modelo 3D de afloramento. Foram identificadas duas fotofácies com base no rastreamento visual de fotohorizontes, em padrões erosivos e em critérios de cor e textura das imagens. Tais fotofácies permitiram o reconhecimento de padrões de empilhamento, tratos de sistemas T-R e sequências de alta, média e baixa resolução/frequência. Os elementos estratigráficos de alta resolução exibiram pouca rastreabilidade lateral, denotando possível perda de ciclicidade e de resolução ao longo da área de estudo. Os elementos estratigráficos de média e baixa resolução mostraram-se rastreáveis lateralmente. A perda de ciclicidade em alta frequência atrelada à manutenção da ciclicidade em maiores hierarquias possivelmente vincula-se a elevada e constante taxa de sedimentação associada a ininterrupta criação de espaço de acomodação. Nas três escalas de observação foram notados padrões de empilhamento progradacionais sempre mais espessos que seus pares retrogradacionais. Analogamente, as tendências "R" das sequências mostraram-se mais espessas que as tendências "T". A considerável espessura dos elementos da estratigrafia de sequências na área de estudo reforça a constância e abundância da taxa de sedimentação, bem como a continuidade da acomodação. Ao todo, foram identificadas 27 sequências T-R de média frequência, com espessuras entre 6 e 45 m, e 6 sequências T-R de baixa frequência, com espessuras entre 59 e 110 metros. Sugere-se, ainda, a possibilidade de subdividir os tratos de sistemas regressivos de baixa frequência em nível baixo e nível alto a partir de padrões de aumento ou diminuição da espessura das sequências de média frequência. Tal hipótese, contudo, deve ser testada em futuras investigações.

Palavras-chave: Fotoestratigrafia; Tratos de sistemas; Ciclicidade estratigráfica.

ABSTRACT

The Neuquén Basin displays Mesozoic stratigraphic successions of international relevance for studies of hydrocarbon reservoir analogs. In the lightly deformed areas to the east, lithostratigraphic units associated with coastal and marine environments hold oil and natural gas reserves. The Andean orogenic deformation to the west inhibited the accumulation of fluids in the rocks, while exposing the sedimentary record of these units on the surface. Sedimentological, stratigraphic and structural data from outcrops, on a detailed scale, allow us to refine our understanding of the characteristics of subsurface reservoir rocks. In this sense, high-resolution sequence stratigraphy is a tool for defining the spatial and temporal distribution of sedimentary facies, with the aim of analyzing the textural and geometric heterogeneity of analogous reservoir systems. The detailed stratigraphic survey is optimized by the application of 3D modeling of outcrops. Digital photogrammetry and laser scanning techniques, especially when used in unmanned aerial vehicles (UAVs), make it possible to obtain, process and integrate large volumes of data. The aim of this study was to identify the high, medium and low frequency stratigraphic sequences in a section of the Picún Leufú stream canyon located in the south of Laguna Blanca National Park (Zapala, Argentina) using a 3D model of the outcrop. Two photofacies were identified based on the visual tracking of photohorizons, erosion patterns and image color and texture criteria. These photofacies made it possible to recognize stacking patterns, T-R system tracts and high, medium and low resolution/frequency sequences. The high-resolution stratigraphic elements showed little lateral traceability, denoting a possible loss of cyclicity and resolution throughout the study area. The medium- and low-resolution stratigraphic elements were laterally traceable. The loss of cyclicity at high frequency linked to the maintenance of cyclicity at higher hierarchies is possibly linked to a high and constant rate of sedimentation associated with an uninterrupted accommodation space creation. On all three observation scales, progradational stacking patterns were always thicker than their retrogradational counterparts. Similarly, the "R" trends of the sequences were thicker than the "T" trends. The considerable thickness of the sequence stratigraphy elements in the study area reinforces the constancy and abundance of the sedimentation rate, as well as the continuity of accommodation space creation. In all, 27 medium-frequency T-R sequences were identified, with thicknesses between 6 and 45 m, and 6 low-frequency T-R sequences, with thicknesses between 59 and 110 meters. It is also suggested that the low-frequency regressive systems tracts could be subdivided into lowstand and highstand based on patterns of increase or decrease in the thickness of the medium-frequency sequences. However, this hypothesis should be tested in future research.

Keywords: Photo-stratigraphy; Systems tracts; Stratigraphic cyclicity.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Localização da área de estudo.	16
Figura 2 - Depósitos sedimentares da Bacia de Neuquén.	17
Figura 3 - Estágios evolutivos da BN.....	18
Figura 4 - Localização da dorsal de Huincul na BN.....	20
Figura 5 - Coluna estratigráfica da BN entre o Jurássico Médio e Superior.	21
Figura 6 - Configuração estrutural e estratigráfica da área de estudo.....	23
Figura 7 - Seção estratigráfica simplificada do perfil "Puesto Pichonleo"......	24
Figura 8 - Posição dos perfis estratigráficos anteriormente levantados na área de estudo.	25
Figura 9 - Relação de associações de fácies e respectivas interpretações paleoambientais para a área de estudo.	26
Figura 10 - Seção estratigráfica anteriormente levantada no cânion.....	27
Figura 11 - Hierarquia de sequências baseada em ciclos observados em diferentes escalas.....	29
Figura 12 - Controles da acomodação e da sedimentação em bacias conectadas ao oceano.	30
Figura 13 - Controles da acomodação e da sedimentação e suas inter-relações. ...	32
Figura 14 - Principais controles alogênicos da acomodação.....	33
Figura 15 - Padrões de empilhamento e trajetórias da linha de costa associados à relação entre espaço de acomodação e taxa de sedimentação.....	35
Figura 16 - Superfícies estratigráficas e tratos de sistemas esquematizados em perfil de clinofórmias (A) e em gráfico de acomodação e alteração do nível de base (B).	37
Figura 17 - Modelos de sequências e respectivas superfícies limítrofes adotadas. .	40
Figura 18 - Materialização de fotohorizontes em afloramentos.	42
Figura 19 - Vínculo entre os mecanismos de geração de sequências e as hierarquias de superfícies/sequências estratigráficas.	43
Figura 20 - Princípios de operação dos algoritmos de visão computacional.	45
Figura 21 - Fluxo de trabalho SfM-MVS.	46
Figura 22 - Componentes do sensor LiDAR utilizado.....	49
Figura 23 - Plano de voo elaborado para a aquisição das imagens aéreas.	50
Figura 24 - Produtos do fluxo de trabalho SfM-MVS.	51

Figura 25 - Posicionamento dos perfis estratigráficos simulados no modelo 3D.....	52
Figura 26 - Exemplo de planos obtidos a partir das superfícies estratigráficas (SRMs).....	53
Figura 27 - Ferramentas destinadas à criação de planos e à obtenção de espessuras.	54
Figura 28 - Fotohorizontes e fotofácies de baixa, média e alta resolução.	56
Figura 29 - Perfil estratigráfico sobreposto ao modelo 3D.....	57
Figura 30 - Zonas escarpadas da área de estudo.	58
Figura 31 - Exemplo de contraste entre superfícies estratigráficas e superfícies sedimentológicas.....	60
Figura 32 - Ortoimagens abrangendo a extensão dos perfis estratigráficos simulados no modelo 3D.	64
Figura 33 - Gráficos das espessuras médias das sequências de média frequência nos perfis estratigráficos simulados no modelo 3D.....	67
Figura 34 - Ortoimagem da área de estudo em seção paralela ao dip deposicional.....	68
Figura 35 - Ortoimagem da área de estudo em seção paralela ao strike deposicional.	69
Figura 36 - Espessura média das sequências estratigráficas de baixa frequência. .	70

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	12
2	OBJETIVOS	13
3	JUSTIFICATIVA	14
4	ÁREA DE ESTUDO.....	15
5	CONTEXTO GEOLÓGICO	17
5.1	Bacia de Neuquén.....	17
5.1.1	Grupo Cuyo.....	20
5.1.2	Aspectos gerais da Formação Lajas.....	21
5.1.3	A Formação Lajas no cânion do Arroio Picún Leufú	22
6	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	28
6.1	Estratigrafia de sequências	28
6.1.1	Controles autogênicos e alogênicos	29
6.1.2	Acomodação e sedimentação	31
6.1.3	Padrões de empilhamento e trajetórias da linha de costa.....	34
6.1.4	Superfícies estratigráficas e tratos de sistema.....	36
6.1.5	Sequências estratigráficas.....	39
6.1.6	Análise de fácies e fotoestratigrafia	41
6.1.7	Hierarquias de sequências	43
6.2	Modelos 3D de afloramentos.....	44
6.2.1	Conceitos principais	44
6.2.2	Aquisição de dados a partir de modelos 3D	47
7	MATERIAIS E MÉTODOS.....	48
7.1	Revisão bibliográfica	48
7.2	Aquisição e processamento de dados	49
7.3	Análise do modelo 3D e obtenção de resultados.....	51
8	RESULTADOS E DISCUSSÃO	55
8.1	Fotofácies.....	55
8.2	Padrões de empilhamento.....	55
8.2.1	Padrões de empilhamento de alta resolução.....	58
8.2.2	Padrões de empilhamento de média e baixa resolução.....	61
8.2.3	Mapeabilidade lateral dos padrões de empilhamento	62
8.3	Tratos de sistemas e sequências estratigráficas de média e baixa resolução	65
	CONSIDERAÇÕES FINAIS	71
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	73

1 INTRODUÇÃO

A estratigrafia é o ramo da geologia destinado à compreensão do empilhamento de camadas de rochas. A mais prolífica aplicação da estratigrafia é dada em bacias sedimentares, onde o objeto de análise é a distribuição vertical e lateral de *associações de fácies*. Fundamentalmente, tal análise provém da evolução de conceitos empíricos definidos entre os séculos XVI e XVIII – superposição de estratos, horizontalidade original e continuidade lateral –, os quais são concomitantes à própria origem do pensamento geológico crítico e sistemático (Vai, 2009; Catuneanu, 2019; Fragoso *et al.*, 2022).

Durante muito tempo a abordagem à sobreposição vertical e à distribuição lateral de rochas sedimentares foi baseada em classificações litológicas, em observações de conteúdo fóssil e em determinações da idade relativa dos estratos, métodos vinculados à *lito-*, *bio-* e *cronoestratigrafia*, respectivamente. A partir da década de 1960, no entanto, o advento de potentes ferramentas de imageamento sísmico empregadas principalmente na exploração de hidrocarbonetos ampliou o escopo de estudo, permitindo a análise de espessas sucessões estratigráficas em subsuperfície. Nesse caso, considerando as limitações para a amostragem direta das rochas, as descontinuidades entre grupos de camadas concordantes entre si tornaram-se os elementos de análise (Miall, 2016).

A estratigrafia de sequências, derivada da estratigrafia sísmica, é embasada na premissa de que sucessões sedimentares podem ser divididas em unidades – sequências – limitadas por descontinuidades, as quais são formadas pela interação dinâmica entre as taxas de sedimentação e de acomodação (Boggs Jr., 2014; Miall, 2016). A existência de descontinuidades no registro sedimentar implica em períodos de não deposição e/ou de erosão, que indicam anomalias da dinâmica acima mencionada. A abrangência temporal de tais períodos, por sua vez, controla a persistência das descontinuidades na área da bacia (Catuneanu, 2019; Fragoso *et al.*, 2021).

Arelado à ideia de abrangência temporal e espacial de descontinuidades está o conceito de hierarquia de sequências. Em geral, a amplitude de tempo e espaço representada por uma descontinuidade decresce quanto menor for a hierarquia, ao passo que o detalhamento e a frequência (recorrência no registro estratigráfico)

umentam. Haja vista que descontinuidades definem sequências, estas apresentam o mesmo comportamento (Fragoso *et al.*, 2021).

A estratigrafia de sequências de alta resolução, portanto, preocupa-se com a análise em alta frequência (em escala métrica a decamétrica) de corpos de rocha e de descontinuidades. O detalhamento oferecido por tal escala de trabalho favorece especialmente a compreensão das heterogeneidades em análogos de reservatórios de hidrocarbonetos (e.g. Zecchin; Catuneanu, 2015; Magalhães *et al.*, 2020; 2021).

Os ditos análogos de reservatórios são unidades sedimentares aflorantes que detêm características sedimentológicas, estratigráficas e estruturais similares àquelas encontradas em rochas-reservatório alocadas em subsuperfície. A premissa de que tais análogos são aflorantes é fundamental, uma vez que a análise direta tridimensional em escala de detalhe e a integração de informações ao longo de extensas áreas são possíveis apenas nesse cenário (e.g. Rarity *et al.*, 2013; Nieminski; Graham, 2017).

A Bacia de Neuquén, localizada no oeste da Argentina, apresenta contexto geológico de interesse internacional para estudos de análogos de reservatórios de hidrocarbonetos. As extensas exposições das sucessões sedimentares mesozoicas da bacia – aspecto favorecido pelo clima árido da região e pela intensa deformação associada aos Andes – permitem o levantamento estratigráfico de alta resolução ao longo de extensas áreas (e.g. Zavala, 1993; Silveira, 2020; Steel *et al.*, 2023)

A análise estratigráfica de alta resolução, principalmente em amplas áreas de estudo, é muito otimizada pela aplicação de recursos computacionais. Nesse sentido, as principais ferramentas utilizadas na atualidade são os modelos 3D de afloramentos (e.g. Tavani *et al.*, 2014; Magalhães *et al.*, 2023). A acurácia espacial e o aspecto fotorrealista de tais modelos permite a observação e a fácil manipulação de afloramentos em ambiente digital, favorecendo a coleta e a integração de grandes volumes de dados em períodos consideravelmente menores que aqueles despendidos em campanhas de campo convencionais.

2 OBJETIVOS

O objetivo geral do presente estudo é identificar e analisar as sequências de alta, média e baixa frequência da Formação Lajas em um trecho do cânion do Arroio

Picún Leufú, seguindo os preceitos da estratigrafia de seqüências. Para tal, foram estabelecidos os seguintes objetivos específicos:

- Avaliar qualitativamente as sucessões verticais e a distribuição lateral de *foto fácies*;
- Identificar os padrões de empilhamento estratigráfico em alta, média e baixa frequência;
- Mapear superfícies limítrofes e identificar seqüências de alta, média e baixa frequência;
- Quantificar eventuais variações de espessura das seqüências de alta, média e baixa frequência;
- Inferir, com base nas espessuras das seqüências de média frequência, tratos de sistemas de nível alto e nível baixo de baixa frequência.

3 JUSTIFICATIVA

A Bacia de Neuquén constitui a principal área de exploração de hidrocarbonetos na Argentina, representando a fonte de 68% do gás natural e 59% do petróleo produzido no país em 2022 (D'angelo; Marin; Terré, 2022). As regiões central e leste, pouco deformadas pela orogenia Andina, abarcam vastos campos de exploração de hidrocarbonetos (Vergani; Arregui; Carbone, 2011), enquanto os cinturões de dobras e falhas de cavalgamento no flanco oeste expõem o registro estratigráfico por uma extensa área de clima árido e paisagem desértica (Howell *et al.*, 2005), a qual apresenta relevância internacional para trabalhos voltados à caracterização de análogos de reservatórios de hidrocarbonetos.

Neste cenário, os afloramentos das unidades mesozoicas da Bacia de Neuquén na região de Zapala, especialmente na região do Cerro Lohan Mahuida, na Anticlinal de Picún Leufú e ao longo do **cânion do Arroio Picún Leufú**, constituem formidáveis alvos para estudos de estratigrafia e geologia estrutural voltados à compreensão de sistemas análogos de reservatórios de hidrocarbonetos. Tal objetivo é notoriamente vinculado à integração de informações em escala centimétrica a quilométrica ao longo de amplas áreas, as quais frequentemente incluem zonas inacessíveis ou de difícil acesso.

Os modelos 3D, portanto, figuram como importantes ferramentas de trabalho, uma vez que i) permitem a obtenção, quantificação e integração de dados de extensos afloramentos em alta resolução e a qualquer tempo; e ii) minimizam eventuais

problemas logísticos vinculados ao trabalho de campo convencional. Tais aspectos facilitam a compreensão da heterogeneidade geométrica e da distribuição espacial e temporal de rochas e fácies sedimentares em sistemas análogos de reservatórios, auxiliando a indústria de hidrocarbonetos a diminuir a incerteza em projetos exploratórios (Pringle *et al.*, 2001; Jones *et al.*, 2009; Hodgetts, 2013; Howell; Martinius; Good, 2014).

Assim, considerando o vínculo da Universidade Federal do Pampa com a Petróleo Brasileiro S.A. (Petrobras) estabelecido por meio do projeto “Modelos Virtuais de Afloramento: Construção, Extração e Integração de Informações Estratigráficas, Sedimentológicas, Diagenéticas e Estruturais em 3D”, o presente trabalho é justificado pela conveniência e necessidade da aplicação da modelagem virtual de afloramentos voltada à estratigrafia de sequências na região do cânion do Arroio Picún Leufú, visto que i) até o momento, as sucessões sedimentares da Formação Lajas nessa área foram estudadas por poucos autores e ii) a Formação Lajas é uma unidade alvo da Petrobras para treinamentos em estratigrafia de sequências de alta resolução.

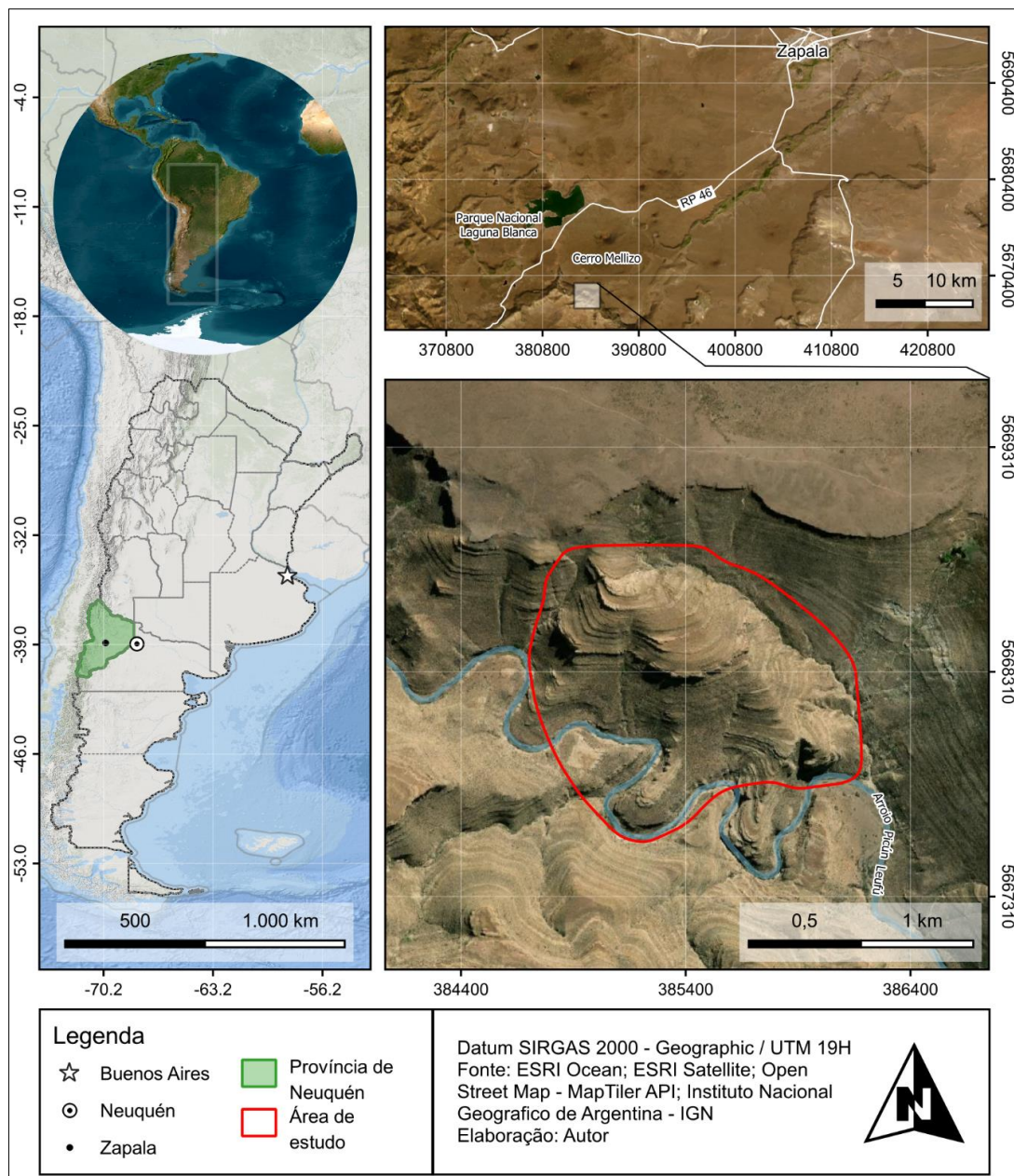
4 ÁREA DE ESTUDO

O cânion analisado neste trabalho localiza-se na província de Neuquén, oeste da Argentina, cerca de 34 quilômetros ao sudoeste da cidade de Zapala e 8 quilômetros ao sul do Parque Nacional Laguna Blanca, com acesso através da Rota Provincial 46 (**Fig. 1**). O trecho escolhido para a modelagem exibe face orientada para sul e extensão lateral de 1,45 quilômetros. A diferença altimétrica entre as cotas do topo e da base é de aproximadamente 300 metros, contudo, o gradiente topográfico é relativamente suave, com inclinações entre 20 e 25 graus. Em análise de imagens de satélite, observa-se mergulho dos estratos aproximadamente para Norte.

Conforme dados do portal Climate-Data.org e do *Servicio Meteorológico Nacional de Argentina*, o clima na região de Zapala é temperado, com verões amenos e chuvas no inverno. A temperatura média anual é de 10,1°C, com picos de calor em janeiro (média de 19°C) e mínimos em julho (média de 1,8°C). O período de maior pluviosidade situa-se entre os meses de maio e agosto, com máximas em junho (60 mm). Os meses mais secos são dezembro e janeiro, com média de 12 mm. Os meses com menos tempo diário de iluminação solar são maio, junho e julho, com média de 7h, enquanto dezembro e janeiro exibem aproximadamente 13h diárias.

Os ventos na província de Neuquén são persistentes e de intensidade moderada, em especial nas regiões mais elevadas. Ao longo do ano, na área de estudo, a velocidade média circunda os 25 km/h, com fluxo advindo de direções entre SSW e WNW. O verão e a primavera são as estações com os ventos mais fortes e constantes, exibindo pontualmente velocidades de até 50 km/h. O outono e o inverno são os períodos de ventos mais fracos, com predomínio de velocidades menores que 20 km/h. Em todas as estações, contudo, é incomum que as velocidades ultrapassem os 30 km/h (Palese *et al.*, 2000; Pedro *et al.*, 2006).

Figura 1 - Localização da área de estudo.



Fonte: Autor.

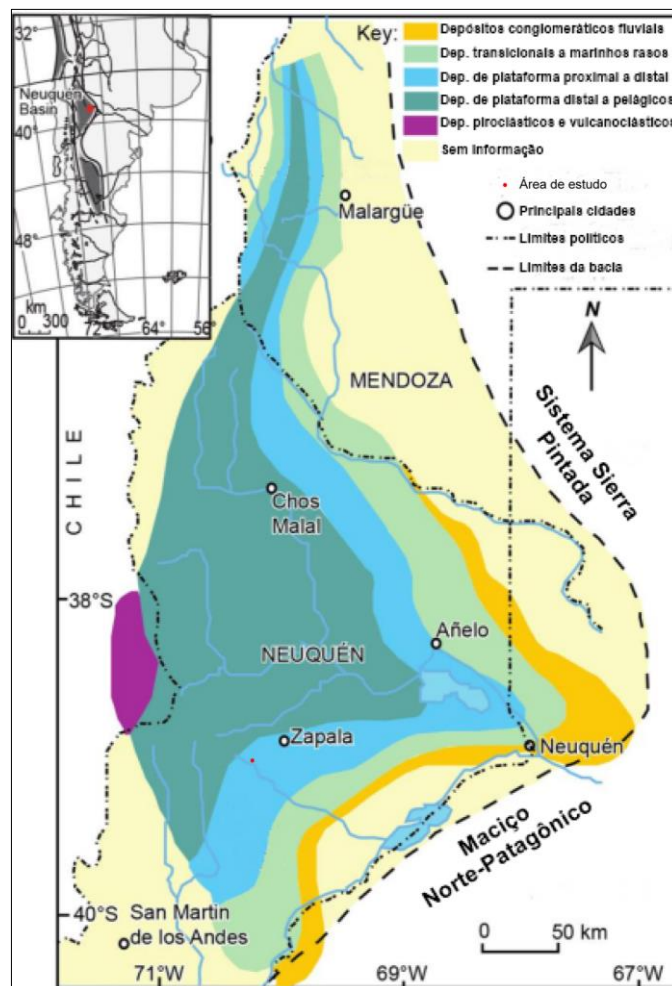
A metodologia dos levantamentos de campo para a elaboração de modelos virtuais de extensas áreas, como é o caso neste estudo, exige condições meteorológicas favoráveis sobretudo em relação a chuvas e ventos. Assim, o clima da área alvo deve ser previamente conhecido a fim de otimizar o planejamento (Howell *et al.*, 2021).

5 CONTEXTO GEOLÓGICO

5.1 Bacia de Neuquén

No flanco leste da Cordilheira dos Andes, entre as latitudes 32° e 40°S, situa-se a Bacia de Neuquén (BN), sítio deposicional que cobre aproximadamente 120.000 km² e registra mais de 4.000 metros de sucessões estratigráficas posicionadas entre o Triássico Superior e o início do Paleógeno (Yrigoyen, 1991 *apud*. Howell *et al.*, 2005; Fig. 2).

Figura 2 - Depósitos sedimentares da Bacia de Neuquén.

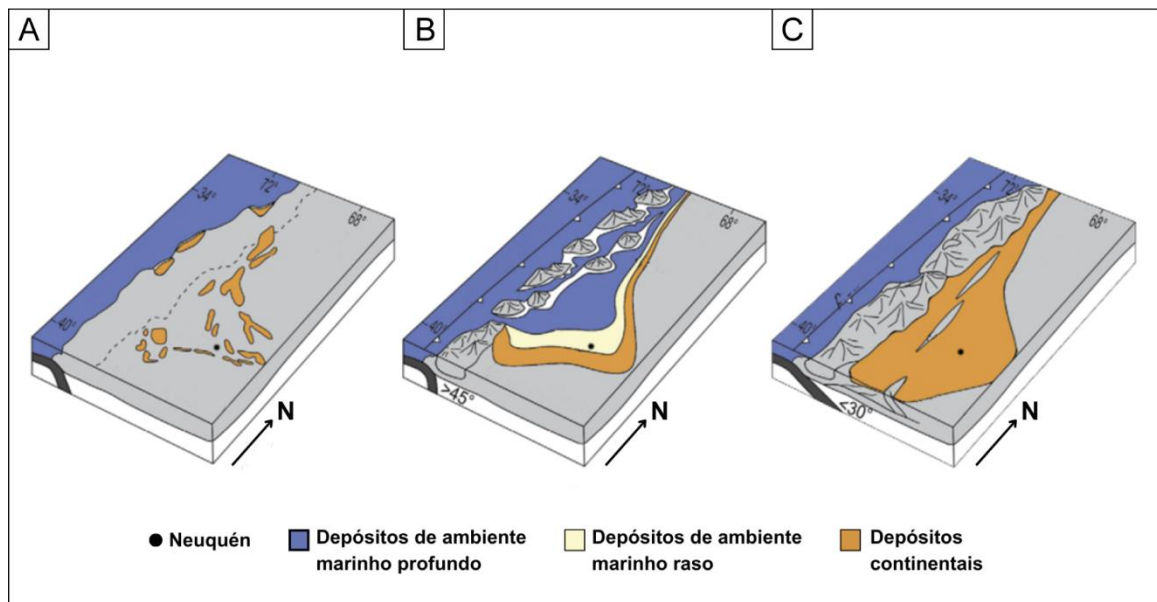


Fonte: adaptado de Al-Suwaidi *et al.* (2016).

O histórico geotectônico da BN exhibe elementos fortemente influenciados pela orogenia Andina, porém com raízes em processos extensionais anteriores vinculados aos estágios iniciais da quebra do paleocontinente Gondwana. A bacia apresenta forma triangular, sendo limitada ao nordeste e ao sudeste, respectivamente, pelo *Sistema de la Sierra Pintada* (ou *Sistema de San Rafael*) e pelo Maciço Norte-Patagônico, ambos de natureza cratônica (Franzese; Spalletti, 2001; **Fig. 2**).

Pelo menos três estágios de evolução tectônica são reconhecidos para a BN e bacias sul-americanas meridionais em geral, sendo eles: **I)** pré-Andino, **II)** de retroarco extensional e **III)** de antepaís. Tais fases desenvolveram-se majoritariamente durante o Mesozoico e são refletidas em depósitos sedimentares e vulcânicos de distintas naturezas, influenciados por movimentos distensivos e compressivos concomitantemente dominantes em diferentes zonas da bacia (Franzese; Spalletti, 2001; Franzese *et al.*, 2003; Zavala *et al.*, 2020; **Fig. 3**).

Figura 3 - Estágios evolutivos da BN.



Fonte: adaptado de Scivetti; Franzese (2019).

I) Estágio pré-Andino

Compreendido pelo intervalo entre o Triássico Inferior (~240 Ma) e o Jurássico Inferior (~195 Ma), o registro litológico anterior à formação dos Andes apresenta indícios de considerável segmentação tectônica da margem ocidental do paleocontinente Gondwana, com predomínio de movimentos transtrativos e incipiente subducção. Neste intervalo, o regime do tipo *strike-slip* originou uma série de meio-

grabens estreitos e isolados, com orientação majoritariamente NW-SE. Tais depocentros foram preenchidos por depósitos sedimentares flúvio-deltaicos e, raramente, marinhos, aos quais eventos efusivos e piroclásticos bimodais esporadicamente se associavam. O desenvolvimento da BN se deu a partir dos 15 milhões de anos finais deste estágio, através de subsidência mecânica, termal e consequente ampliação e amalgamação dos meio-grabens (Legarreta; Uliana, 1996; Franzese *et al.*, 2003; Ramos; Kay, 2006; **Fig. 3A**).

II) Estágio de retroarco extensional

O início da história geológica da BN foi marcado pela coalescência dos depocentros pré-existentes em função da subsidência termal associada ao colapso de um orógeno ora presente no oeste do Gondwana e ao nascimento do Arco Andino na região da Patagônia. O aumento do espaço de acomodação, aliado a uma tendência de elevação eustática global, favoreceu a incursão marinha de NW para SE. As taxas de subsidência e elevação do nível de base relativamente constantes estabeleceram espessos depósitos marinhos clásticos, carbonáticos e mistos, configurando caráter predominantemente retrogradacional. De forma pontual, devido ao perfil de equilíbrio não uniforme na ombreira dos meio-grabens, são registrados depósitos turbidíticos e aluviais arenosos e conglomeráticos, os quais definem padrões progradacionais (Legarreta; Uliana, 1996; Franzese *et al.*, 2003; D'elia *et al.*, 2020; **Fig. 3B**).

O controle geomorfológico dos depósitos do Jurássico Inferior na BN foi marcadamente reduzido ao início do Jurássico Médio. O preenchimento dos meio-grabens uniformizou o perfil de equilíbrio da bacia, favorecendo a ampliação das áreas sob influência de ambientes costeiros e marinhos. Tal aspecto tornou a dinâmica entre eustasia e subsidência muito mais pertinente ao contexto estratigráfico da região (Legarreta; Uliana, 1996; Arregui; Carbone; Leanza, 2011; Zavala *et al.*, 2020).

III) Estágio de antepaís

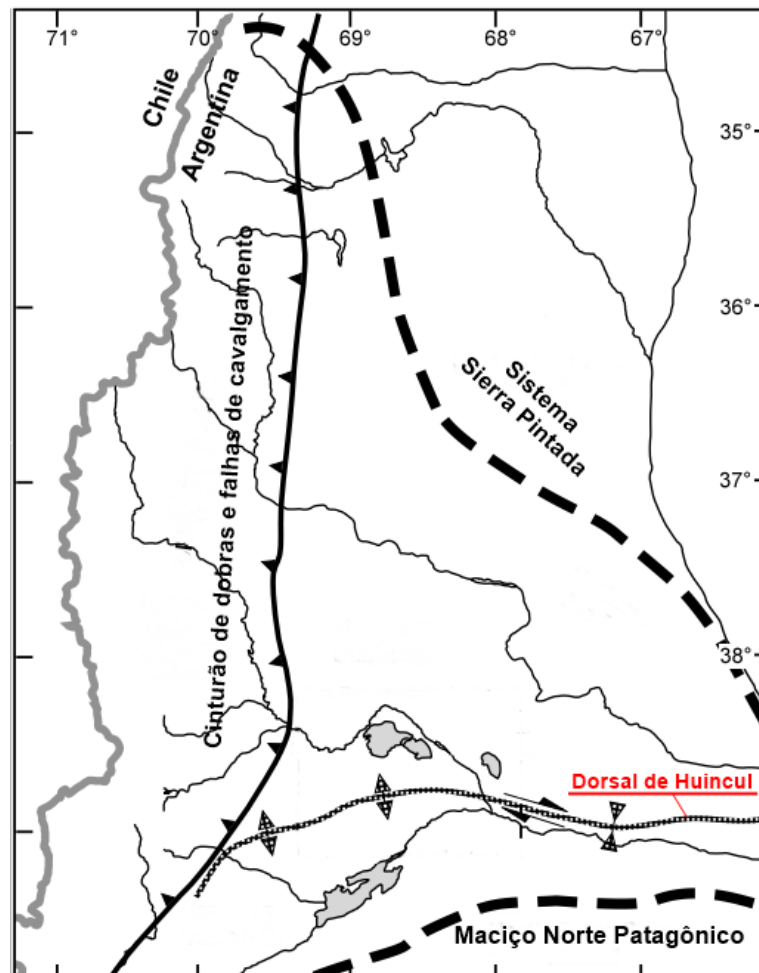
O domínio da subsidência termal perdurou até o início do Cretáceo Superior (~100 Ma), quando a contração vinculada ao Arco Andino passou a promover subsidência flexural na BN. O regime contracional causou inversão tectônica nos meio-grabens pretéritos, processo no qual os mesmos planos de falhas normais são “aproveitados” como planos de falha inversa (Grimaldi; Dorobek, 2011). Ademais, como registro de deformação dúctil, extensas dobras anti- e sinformes de orientação

aproximadamente N-S foram originadas. Nesse estágio, a interação entre a BN e o oceano foi progressivamente restringida pelo Arco Andino, aspecto que, aliado à perturbação do perfil de equilíbrio outrora estabelecido, favoreceu o domínio da sedimentação continental, com eventuais depósitos evaporíticos (Legarreta; Uliana, 1996; Fuentes; Horton, 2020; **Fig. 3C**).

5.1.1 Grupo Cuyo

Na região de estudo, os depósitos sedimentares e vulcanoclásticos do Grupo Cuyo se iniciam no Pliensbachiano (Jurássico Inferior; ~191 Ma) e perduram até o Calloviano (Jurássico Médio; 164 Ma), sendo vinculados ao estágio de retroarco extensional. As unidades constituintes do Grupo Cuyo consistem, da mais antiga até a mais jovem, nas Formações Los Molles, **Lajas** e Challacó (Leanza; Hugo, 1997; Zavala *et al.*, 2020).

Figura 4 - Localização da dorsal de Huincul na BN.



Fonte: adaptado de Grimaldi & Dorobek (2011).

Embora o padrão geral da BN nesse tempo tenha sido retrogradacional, o Grupo Cuyo registra padrão progradacional na região de estudo. Tal configuração é associada à Dorsal de Huincul, uma dobra de cavalgamento forçada com dimensões regionais e orientação E-W, vinculada a esforços tectônicos transpressivos dextrais atuantes na porção sul da bacia (Legarreta; Uliana, 1996; **Fig. 4**). O padrão progradacional, portanto, é caracterizado por depósitos de plataforma distal e pró-delta atribuídos à Fm. Los Molles, sobrepostos por depósitos marinhos rasos e deltaicos vinculados à Fm. Lajas, os quais situam-se abaixo de depósitos fluviais e lacustres marginais da Fm. Challacó (Silveira, 2020; Zavala *et al.*, 2020; **Fig. 5**).

Figura 5 - Coluna estratigráfica da BN entre o Jurássico Médio e Superior.

IDADE	ESTRATIGRAFIA		LITOLOGIA	AMB. DEPOSICIONAL	PAL.	TECTÔNICA				
JURÁSSICO	SUPERIOR	GRUPO MENDOZA	Formação Vaca Muerta	Depósitos marinhos de plataforma			Distensiva Compress.			
			Fm. Queb. del Sapo	Depósitos eólicos e de leques aluviais						
		GRUPO LOTENA	Formação Lotena	Depósitos marinhos restritos						
			Formação Bosque Petrificado	Depósitos subaquosos (água salobra) influenciados por marés						Falhas normais na base do G. Lotena
			Formação Challacó	Depósitos de lagos de água doce a salobra influenciados por marés						Dorsal de Huincul em desenvolv.
	MÉDIO	GRUPO CUYO	Formação Lajas	Depósitos de frente deltaica influenciada por marés (fluxos hiperpicnais)			Truncamento regional			
				Depósitos de pró-delta e frente deltaica (fluxos hipo- e hiperpicnais)				Truncamento local		
			Formação Los Molles	Depósitos de plataforma distal e pró-delta						
			BAJOCIANO							
	AALÉN.									

Fonte: adaptado de Zavala *et al.* (2020).

5.1.2 Aspectos gerais da Formação Lajas

A Formação Lajas é exposta na porção central e sudoeste da BN, com destaque para a região das cabeceiras do Arroio Picún Leufú, da anticlinal de Picún Leufú e do Cerro Lohan Mahuida. Exibe espessura média de 500 m, atingindo pontualmente até 1000 m. As litologias abarcadas pela unidade consistem em argilitos, argilitos carbonosos, *wackestones*, *packstones*, arenitos finos a muito grossos e conglomerados. Os ambientes deposicionais de tais litologias mostram configuração

predominantemente progradacional (**Fig. 5**), registrando depósitos de *offshore*, frente deltaica, planícies de maré, *shoreface* inferior e superior, *foreshore*, *backshore*, canais estuarinos, deltas dominados por rios e influenciados por ondas e marés, pântanos interdistributários, planícies deltaicas e canais entrelaçados (Zavala, 1993; Leanza; Hugo, 1997; Arregui; Carbone; Martínez, 2011; Almeida Júnior *et al.*, 2020; Silveira, 2020; Steel *et al.*, 2023). Incluídos na maioria das litologias dos ambientes marinhos acima mencionados estão numerosos fósseis de bivalves, corais escleractínios – de estrutura carbonática – e gastrópodes de variadas espécies (Leanza; Hugo, 1997).

O contato entre a Formação Lajas e a Formação Los Molles é gradual (localmente erosivo), sendo vinculado a mudanças paleogeográficas atreladas a um movimento progradacional de longo prazo incluso em um *highstand* de baixíssima frequência. Estudos recentes baseados em dados sísmicos e em levantamentos de campo sugerem, inclusive, que as Formações Lajas e Los Molles são subdivisões litoestratigráficas de um mesmo grupo de clinofomas progradantes, com a primeira representando *topsets* marcados por assinatura deltaica e fluvial e a segunda sendo vinculada a *foresets/bottomsets* de caráter marinho distal (Steel *et al.*, 2023). O contato entre as Formações Lajas e Challacó, por sua vez, é dado por superfícies erosivas (truncamentos) vinculadas a inversões tectônicas advindas do movimento transpressivo intraplaca atuante na bacia (Zavala *et al.*, 2020).

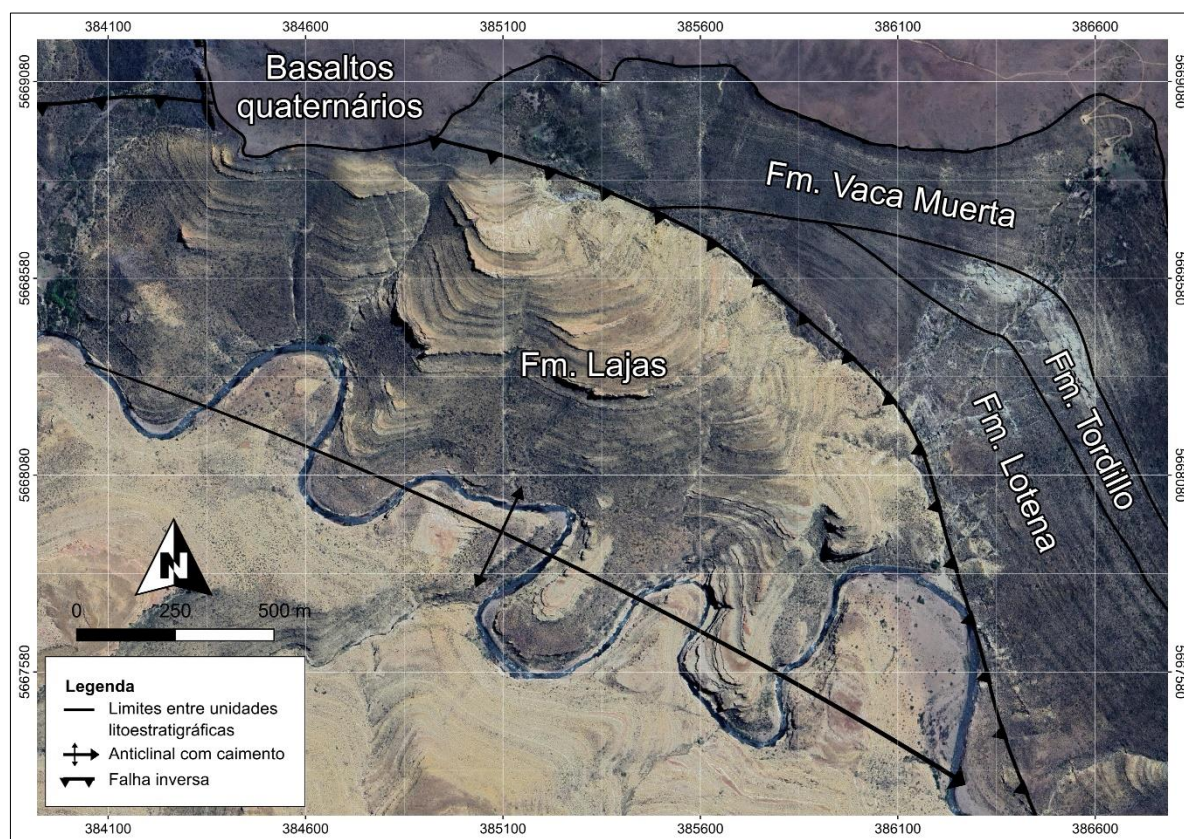
Internamente à Formação Lajas, ocorre uma discordância subaérea diacrônica – **discordância intrabajociana** ou **lohanmahuídica** – que separa, em geral, associações de fácies de canais fluviais, na base, de associações de fácies deltaicas, no topo. Pontualmente, tal discordância é marcada por superfícies erosivas atribuídas à incisão fluvial (Zavala, 1993; Leanza, 2009; Silveira, 2020).

5.1.3 A Formação Lajas no cânion do Arroio Picún Leufú

A sucessão estratigráfica da Formação Lajas no cânion do Arroio Picún Leufú atinge mais de 300 m de espessura, estabelecendo relação de discordância angular com um derrame basáltico sobrejacente de idade quaternária. O Arroio Picún Leufú, na região de estudo, flui ao longo da zona de charneira de uma dobra de cavalgamento que coloca a Formação Lajas em contato com as Formações Lotena e Vaca Muerta, pertencentes ao Jurássico Superior (Olivera *et al.*, 2010; **Fig. 6**).

Haja vista a dificuldade de acesso aos afloramentos do cânion do Arroio Picún Leufú, a Formação Lajas nessa zona é pouco referenciada na bibliografia. Zavala (1993), visando integrar dados por uma extensa área da Bacia de Neuquén, foi o primeiro autor a realizar um trabalho de detalhe, embora tenha levantado apenas uma seção estratigráfica na região. O perfil denominado “*Puesto Pichonleo*”, localizado cerca de 2 km a oeste da área analisada no presente estudo, apresenta espessas associações de fácies interpretadas como sistemas deltaicos de energia mista, com variável grau de influência fluvial, de marés e ondas (**Fig. 7**). O autor ainda definiu duas sequências de terceira ordem separadas por uma discordância bem definida (“*SB5*”), equivalente à discordância intrabajociana.

Figura 6 - Configuração estrutural e estratigráfica da área de estudo.



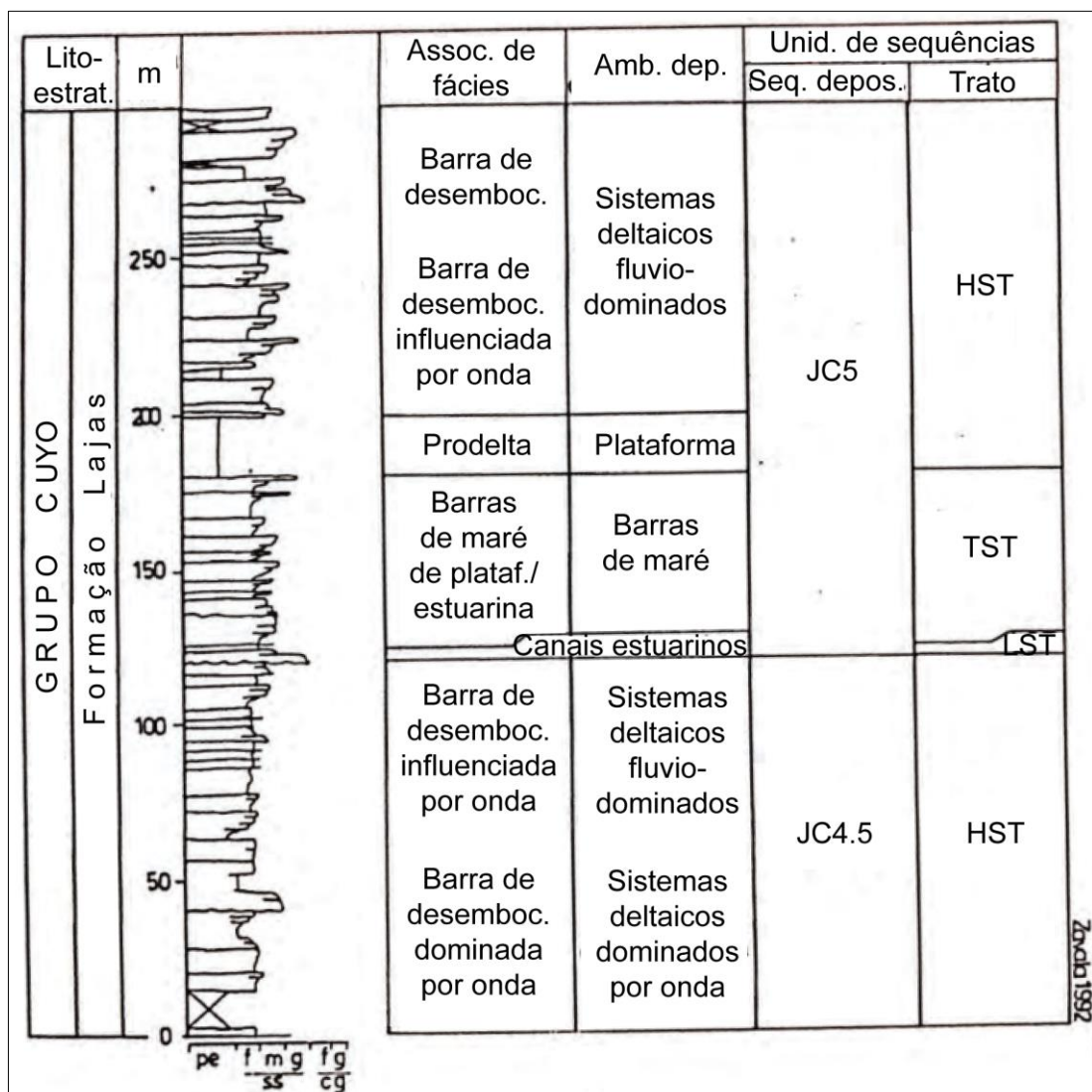
Fonte: modificado de Olivera *et al.* (2010).

A existência de depósitos deltaicos de energia mista na região também é reconhecida por Rossi e Steel (2015) e enfatizada por Steel *et al.* (2023), em trabalhos realizados aos arredores do Cerro Lohan Mahuida, cerca de 10 km a sudoeste da área analisada no presente estudo. Nessa zona, os autores interpretam sucessões majoritariamente progradacionais que definem 2 sequências de baixa frequência,

designadas “Formação Lajas Inferior” e “Formação Lajas Intermediária”. Tais sucessões refletem a transição de ambientes deltaicos distais, no setor basal das seções, para ambientes fluviais e deltaicos proximais, ao topo.

As sequências de baixa frequência reconhecidas por Rossi e Steel (2015) são separadas por uma superfície de extensões quilométricas que posiciona depósitos deltaicos distais/marinhos rasos sobre depósitos fluviais, a qual é vinculada pelos autores à discordância intrabajociana. Em média/alta frequência, os autores descrevem ciclos *T-R* com maior espessura da componente *regressiva*, os quais têm desenvolvimento atrelado a uma dinâmica sedimentar proximal. Nos estágios *transgressivos*, os autores interpretam a ocorrência de estuários dominados por marés.

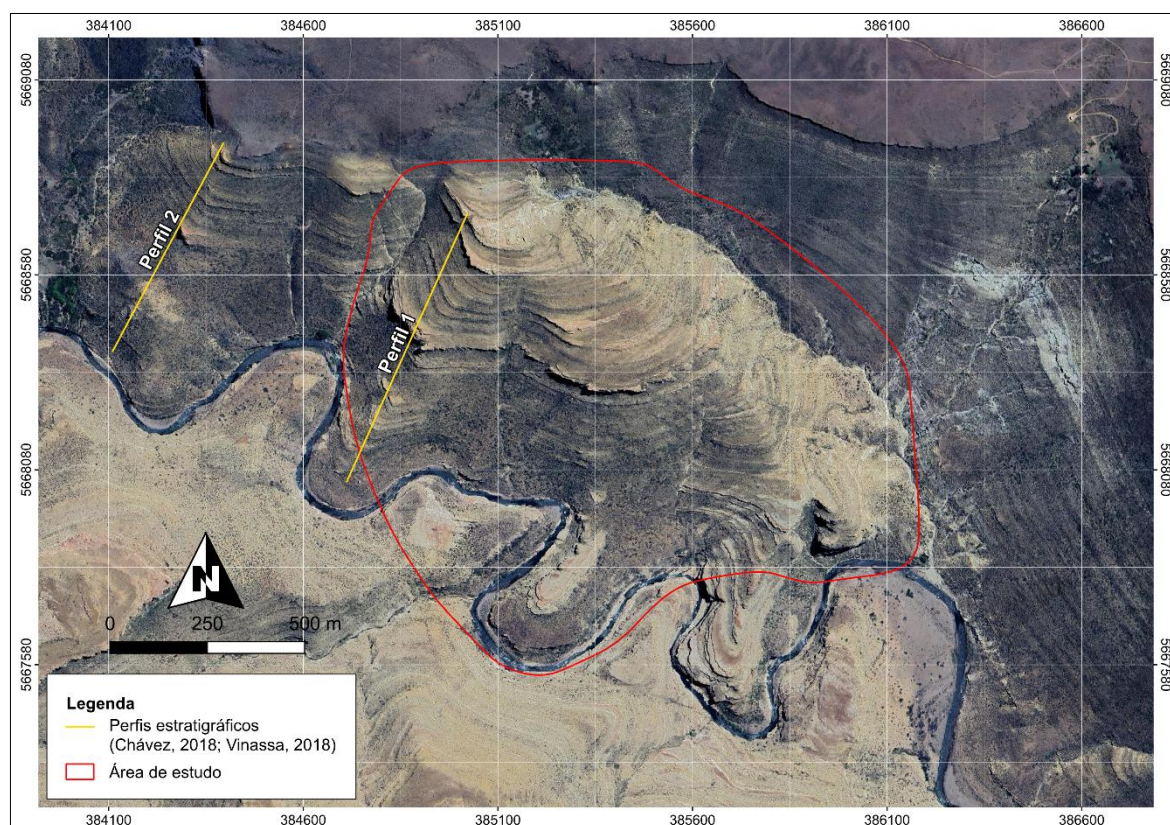
Figura 7 - Seção estratigráfica simplificada do perfil "Puesto Pichonleo".



Fonte: adaptado de Zavala (1993).

As associações de fácies na região do Cerro Lohan Mahuida indicam que as ações fluviais, de ondas e marés eram simultaneamente ativas e espacialmente intercaladas entre si. Os principais indícios da influência mareal são observados em associações de frente deltaica e plataforma subaquosa, subambientes intermediários entre os extremos distais e proximais. A dominância da ação de ondas é verificada especialmente nas associações de *shoreface* e *prodelta*. A assinatura fluvial, por sua vez, é sempre mesclada com as demais dinâmicas em maior ou menor grau, caracterizando as associações de fácies de ambientes proximais (Rossi; Steel, 2015).

Figura 8 - Posição dos perfis estratigráficos anteriormente levantados na área de estudo.



Fonte: modificado de Vinassa (2018).

Até o presente momento, os únicos trabalhos voltados à sedimentologia e à estratigrafia de sequências realizados na área deste estudo foram produzidos por Chávez (2018) e Vinassa (2018), que levantaram dois perfis colunares da base ao topo do cânion e correlacionaram superfícies estratigráficas e associações de fácies em ambos. Apenas a localização do “Perfil 1”, no entanto, foi abrangida pelo modelo 3D produzido neste estudo (**Fig. 8**).

Para os referidos autores, no setor analisado pelo presente trabalho as exposições da Formação Lajas constituem três ciclos progradacionais de terceira ordem – nomeados “Sequência A, B e C” –, os quais abarcam discretas associações de fácies lamosas de prodelta que gradam para associações de fácies arenosas progressivamente mais proximais, culminando em associações indicativas de planície deltaica e canais distributários (**Fig. 9; Fig. 10**). Os depósitos formados em ambiente de prodelta ocorrem restritamente em uma faixa próxima à base da seção, definindo o maior contraste de associações de fácies observado na área. Os autores sugerem que tal contraste possivelmente materializa a discordância intrabajociana no cânion.

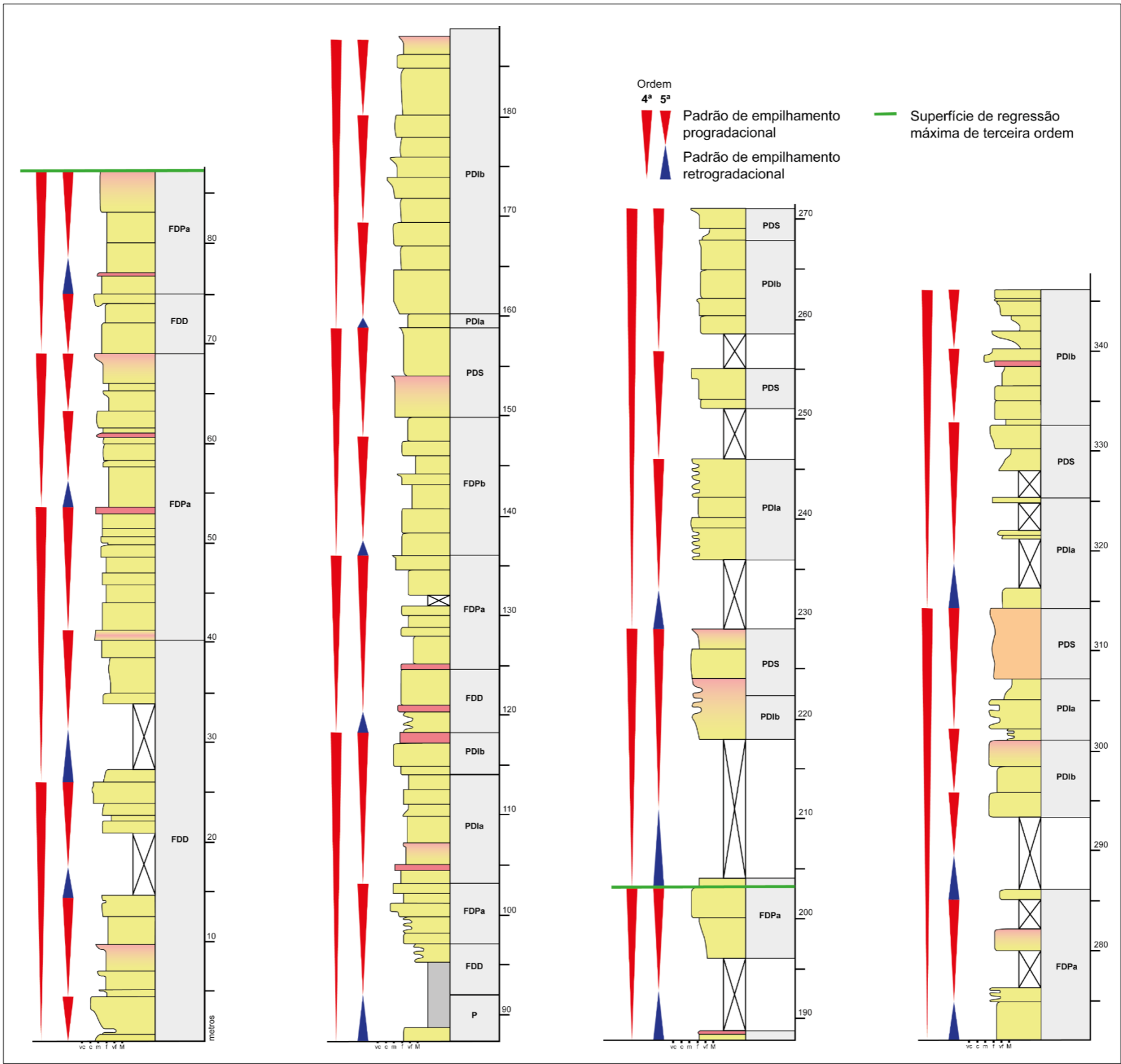
A interpretação dada por Chávez (2018) e Vinassa (2018) à sucessão estratigráfica do cânion indica um sistema deltaico desenvolvido durante um *highstand* de segunda ordem, sendo dominado pela ação fluvial (delta do tipo *bird-foot*), com intervalos influenciados por marés e ondas. Tanto na região do Cerro Lohan Mahuida quanto na zona de estudo, as paleocorrentes aferidas indicam migração do delta para NW-NNW (Rossi; Steel, 2015; Vinassa, 2018).

Figura 9 - Relação de associações de fácies e respectivas interpretações paleoambientais para a área de estudo.

Associação de fácies	Interpretação
P	Prodelta
FDD	Frente deltaica distal (barras de desembocadura)
FDPa	Frente deltaica proximal (barras de desembocadura e canais distributários terminais)
FDPb	Frente deltaica proximal (barras de desembocadura com influência de ondas)
PDla	Planície deltaica inferior (baía interdistributária)
PDlb	Planície deltaica inferior (preenchimento de canais distributários)
PDS	Planície deltaica superior

Fonte: modificado de Chávez (2018).

Figura 10 - Seção estratigráfica anteriormente levantada no cânion.



Fonte: modificado de Chávez (2018).

6 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

6.1 Estratigrafia de sequências

A estratigrafia de sequências consiste em uma metodologia voltada à análise de sistemas deposicionais considerando a influência da variação do espaço de acomodação e do aporte sedimentar sobre padrões de empilhamento. O entendimento de tais atributos permite a determinação das características geométricas, espaciais, temporais e arquiteturais dos depósitos sedimentares, facilitando reconstruções paleogeográficas e a predição de fácies e litologias em uma bacia (Catuneanu *et al.*, 2011).

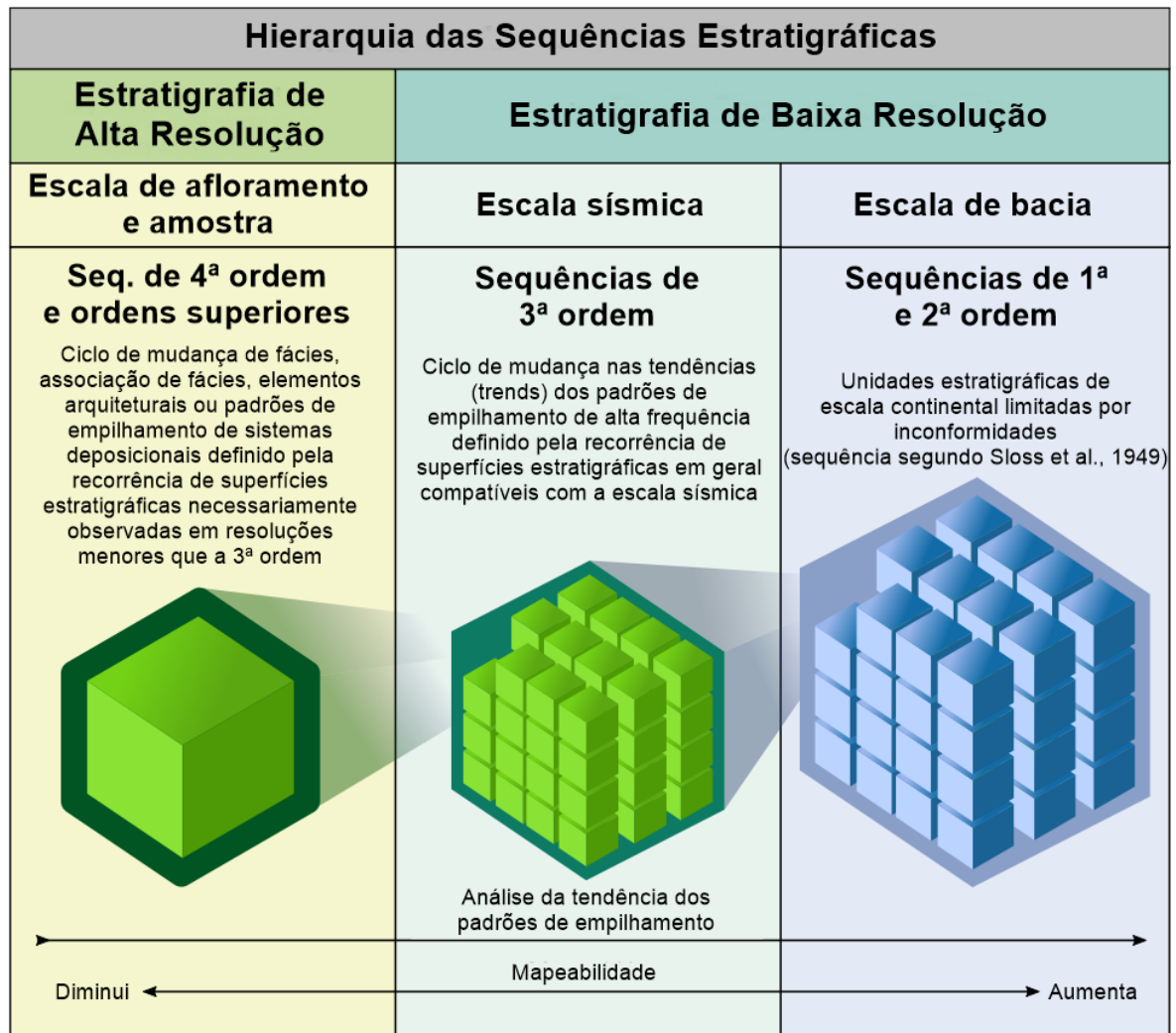
As sequências são subdivisões do registro sedimentar limitadas por descontinuidades, as quais tendem a surgir nos estágios iniciais e finais de ciclos de elevação e queda do nível de base e são expressas em múltiplas escalas de tempo e espaço. A completa assembleia de litofácies contida numa sequência configura um sistema deposicional, cujas subunidades consistem nos tratos de sistemas (Boggs Jr., 2014).

As superfícies limítrofes dos tratos de sistemas constituem os elementos-chave da estratigrafia de sequências (Catuneanu, 2017).

A ciclicidade estratigráfica observável em distintas escalas pode ser compreendida como um arranjo hierárquico de sequências, no qual um padrão de empilhamento de baixa resolução – com maior abrangência espacial e temporal – é composto por um conjunto organizado de sequências amalgamadas menos abrangentes (Fragoso *et al.*, 2021; **Fig. 11**).

Diversos processos autogênicos e alogênicos interagem para gerar a arquitetura estratigráfica do registro sedimentar. A natureza, a intensidade e a relevância de tais controles são aspectos vinculados ao contexto tectônico e à idade deposicional do registro. A ação destes processos, no entanto, é sempre associada à acumulação e à sedimentação, variáveis fundamentais que indicam a origem dos padrões de empilhamento independentemente dos controles dominantes (Catuneanu, 2017).

Figura 11 - Hierarquia de seqüências baseada em ciclos observados em diferentes escalas.



Fonte: adaptado de Fragoso *et al.* (2021).

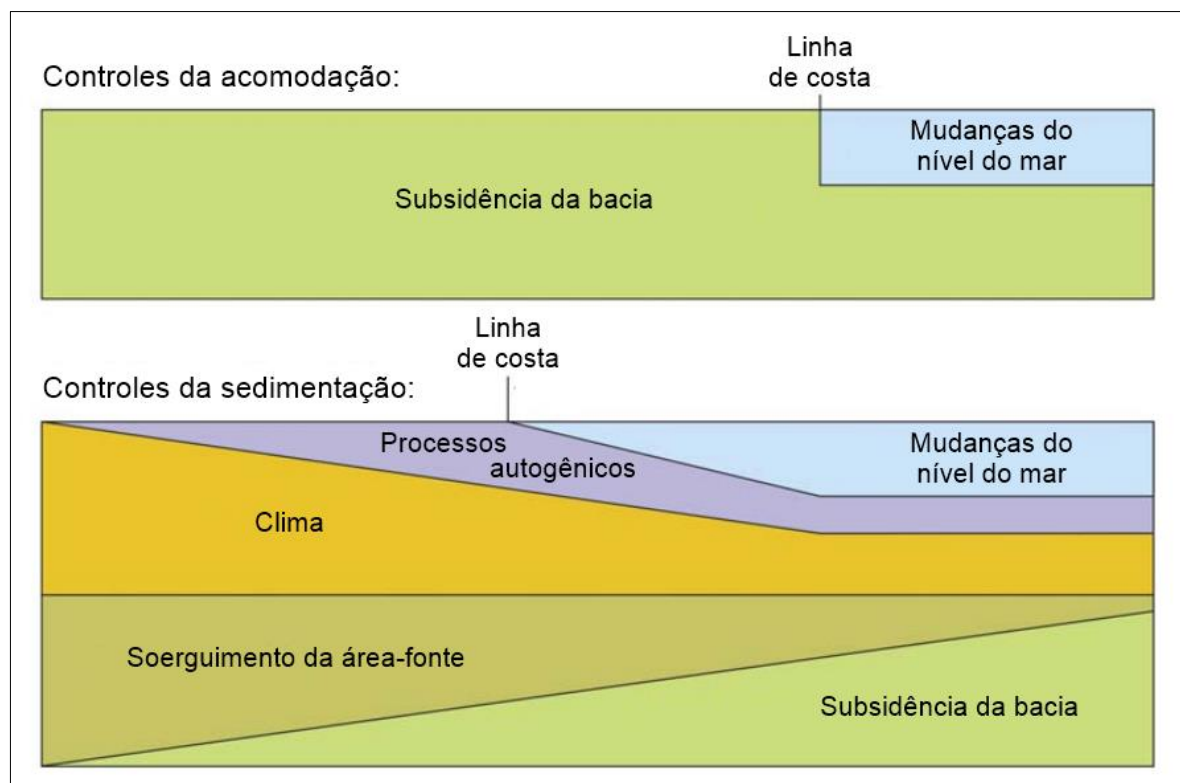
6.1.1 Controles autogênicos e alogênicos

Processos autogênicos são vinculados à distribuição natural de quantidades fixas de energia e de sedimentos provocada pela dinâmica intrínseca aos ambientes deposicionais. Tais processos podem ser periódicos, como a migração de formas de leito e a movimentação lateral de canais fluviais, ou episódicos, como eventos sedimentares catastróficos. Mudanças autogênicas nos padrões de dispersão sedimentar tendem a gerar ciclicidade em escalas abarcadas pela estratigrafia de seqüências de alta resolução (Catuneanu; Zecchin, 2013; Fragoso *et al.* 2021; Catuneanu, 2022).

Processos alogênicos – habitualmente sumarizados em eustasia, tectônica e clima – abrangem fenômenos capazes de modificar a energia total, o aporte

sedimentar e a taxa de sedimentação de um sistema deposicional. A importância relativa de tais controles sobre a sedimentação e a arquitetura estratigráfica varia conforme o contexto geológico das bacias sedimentares. Eventos tectônicos marcam a arquitetura interna de bacias tectonicamente ativas, dominadas por sedimentação siliciclástica extrabacinal. Bacias passivas, por outro lado, são mais diversas em termos de preenchimento sedimentar e mais suscetíveis à influência do clima e da eustasia. Dificilmente, no entanto, o controle estratigráfico recai apenas sobre um dos elementos mencionados, sendo, antes, um produto da interação de todos os controles alogênicos, com eventual contribuição de processos autogênicos (Catuneanu, 2022; Fig. 12).

Figura 12 - Controles da acomodação e da sedimentação em bacias conectadas ao oceano.



Fonte: adaptado de Catuneanu (2022).

A eustasia é compreendida como um processo de variação do nível global do oceano, medido a partir de um *datum* fixo (comumente o centro da Terra). As variações no volume total das bacias oceânicas correspondem a fenômenos atuantes durante períodos de milhões de anos, vinculados às dinâmicas internas da Terra responsáveis por alterar a geometria, as dimensões e a natureza do preenchimento

(vulcânico e/ou sedimentar). O volume da água dos oceanos, por outro lado, é sujeito a controles termais (termo-eustasia) e a eventuais acúmulos de água nos continentes, especialmente em forma de gelo (glacio-eustasia). Tais processos, em geral, abrangem períodos relativamente curtos, de centenas de milhares a poucos milhões de anos (Fragoso *et al.* 2021).

A eustasia é estreitamente vinculada à tectônica, sobretudo durante ciclos de larga escala como aqueles atrelados à formação e ao colapso de supercontinentes. Os movimentos verticais – de subsidência ou soerguimento – e horizontais – de compressão ou distensão – da crosta são refletidos em múltiplas características de depósitos sedimentares, incluindo i) sequências estratigráficas de geometria em cunha, associada à subsidência diferencial, ii) acumulações de fácies com granulometria grossa ao longo da borda da bacia, ligadas ao soerguimento da área-fonte, e iii) variabilidade lateral de tratos de sistemas em função de subsidência e soerguimento simultaneamente dominantes sobre distintas porções da bacia (Fragoso *et al.*, 2021; Catuneanu, 2022).

Alterações climáticas globais tendem a ocorrer obedecendo uma dinâmica regular relacionada aos ciclos astronômicos de precessão, obliquidade e excentricidade (ciclos de Milanković), os quais desenvolvem-se em escalas temporais de dezenas a centenas de milhares de anos. A interação entre o clima e os demais controles estratigráficos é dada pelos notáveis períodos de *icehouse* e *greenhouse*, que representam, respectivamente, o predomínio da acumulação de gelo nos polos, implicando em rebaixamento do nível eustático, e o predomínio da ablação do gelo dos polos, resultando na elevação do nível eustático. Tais fenômenos exercem considerável influência principalmente sobre o registro sedimentar de plataformas marinhas proximais e de ambientes continentais costeiros, oferecendo robusto arcabouço para análises de ciclicidade estratigráfica (Fragoso *et al.*, 2021; Catuneanu, 2022).

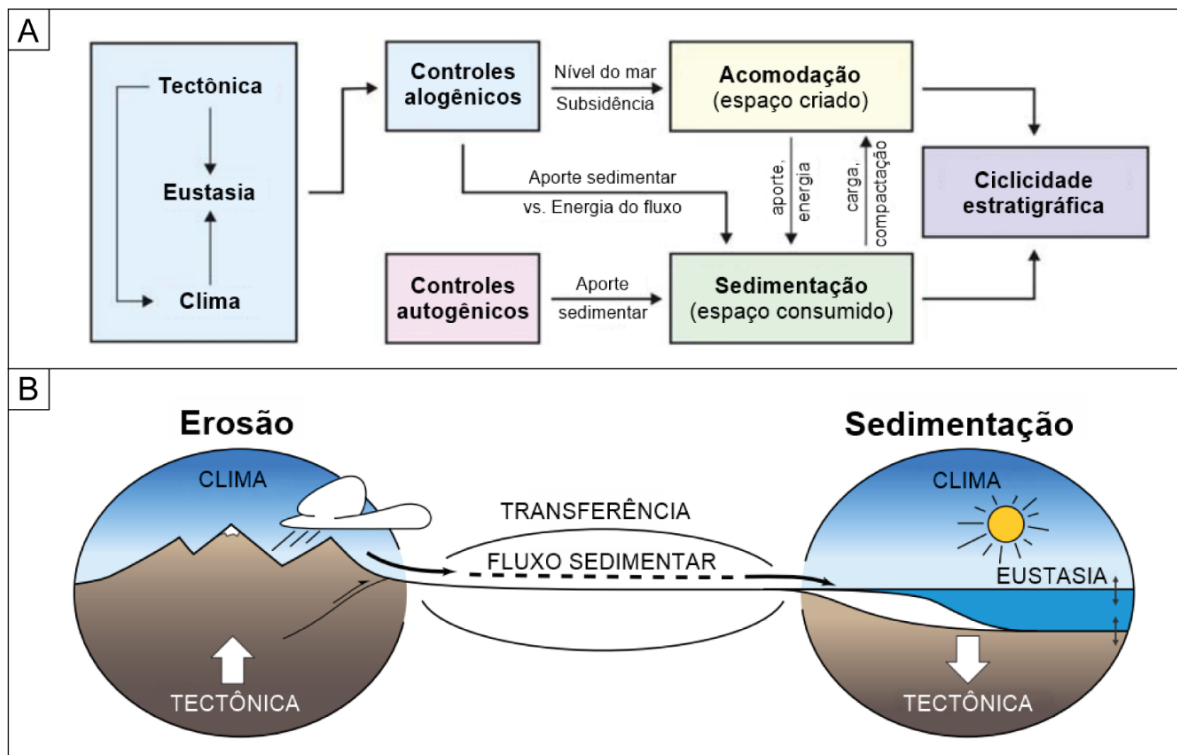
6.1.2 Acomodação e sedimentação

Em um sítio deposicional, a acomodação é o espaço disponível para potencial acúmulo de sedimentos. A dinâmica entre nível de base e taxa de subsidência tectônica constitui o principal controle da variação de tal espaço. Controles adicionais são representados pela isostasia glacial e pela carga e compactação de sedimentos (Nichols, 2009; Catuneanu, 2017; 2019; **Fig. 13A-B e Fig. 14**).

O “nível de base” – também denominado “perfil de equilíbrio” –, é entendido como uma superfície de equilíbrio teórica ao longo da qual não há predominância nem de erosão, nem de deposição. Distintos níveis de base são reconhecidos em função do posicionamento da bacia sedimentar. Em bacias continentais, perfis de equilíbrio são representados pelo talvegue de canais fluviais ou pela superfície interdunas de ambientes eólicos, por exemplo. O perfil de equilíbrio global, que exerce a principal influência sobre a acomodação, é materializado pela superfície do oceano ou nível eustático (Catuneanu, 2022).

As taxas de acomodação e sedimentação variam no tempo e no espaço ao longo tanto da direção do fluxo quanto da faixa marginal de uma bacia sedimentar. Considerando um contexto transicional entre continente e oceano, apenas as taxas ao longo da margem (costa) são relevantes para a formação de unidades estratigráficas e suas superfícies limítrofes, uma vez que a separação entre acomodação e aporte sedimentar se torna mais difícil e menos importante em áreas distantes da costa, seja em direção à área-fonte ou ao depocentro (Catuneanu, 2019).

Figura 13 - Controles da acomodação e da sedimentação e suas inter-relações.

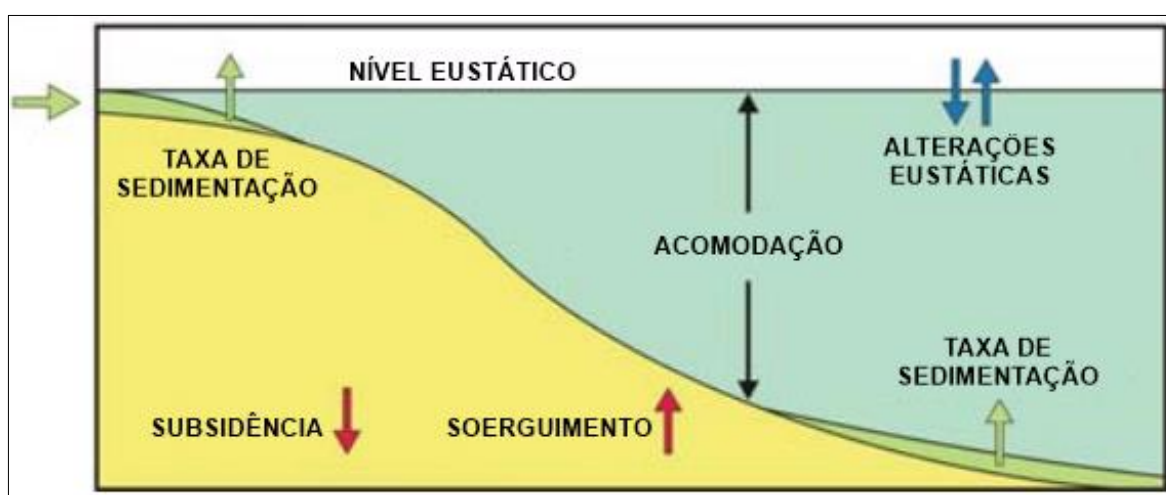


Fonte: A. adaptado de Catuneanu (2022); B. adaptado de Magalhães *et al.* (2021).

A taxa de sedimentação é controlada por todos os processos que modificam o equilíbrio entre o aporte sedimentar e a energia do fluxo, incluindo acomodação, clima,

tectônica e fatores autogênicos. A combinação destes componentes determina a distribuição dos elementos deposicionais em um sistema e os padrões de empilhamento dos sistemas em uma bacia. Processos autogênicos são particularmente importantes em escalas de detalhe, possibilitando sua compreensão através da análise sedimentológica convencional. Controles alogênicos, em contrapartida, são relevantes especialmente para a compreensão da arquitetura deposicional dos sistemas em escala de bacia (Catuneanu, 2017; 2022).

Figura 14 - Principais controles alogênicos da acomodação.



Fonte: adaptado de Miall, 2010.

Aporte sedimentar e taxa de sedimentação são parâmetros sutilmente distintos que descrevem aspectos de transporte, deposição e acúmulo de sedimentos. Enquanto o primeiro relaciona-se essencialmente ao volume total da carga transportada, o segundo é vinculado ao volume de sedimentos que permanece no sítio deposicional. A relação entre ambos, portanto, é mediada pela energia dos agentes de transporte que distribuem a carga sedimentar pela bacia. Assim, um elevado aporte sedimentar não implica, necessariamente, em uma alta taxa de sedimentação, visto que a energia do fluxo tende a variar e, dessa forma, altera a competência e a capacidade do agente de transporte (Catuneanu, 2019; **Fig. 13A**).

A distinção entre acomodação e taxa de sedimentação como controles individuais da arquitetura estratigráfica é pertinente sobretudo em sistemas nos quais os padrões de empilhamento são correlacionáveis à trajetória da linha de costa (Catuneanu, 2019).

6.1.3 Padrões de empilhamento e trajetórias da linha de costa

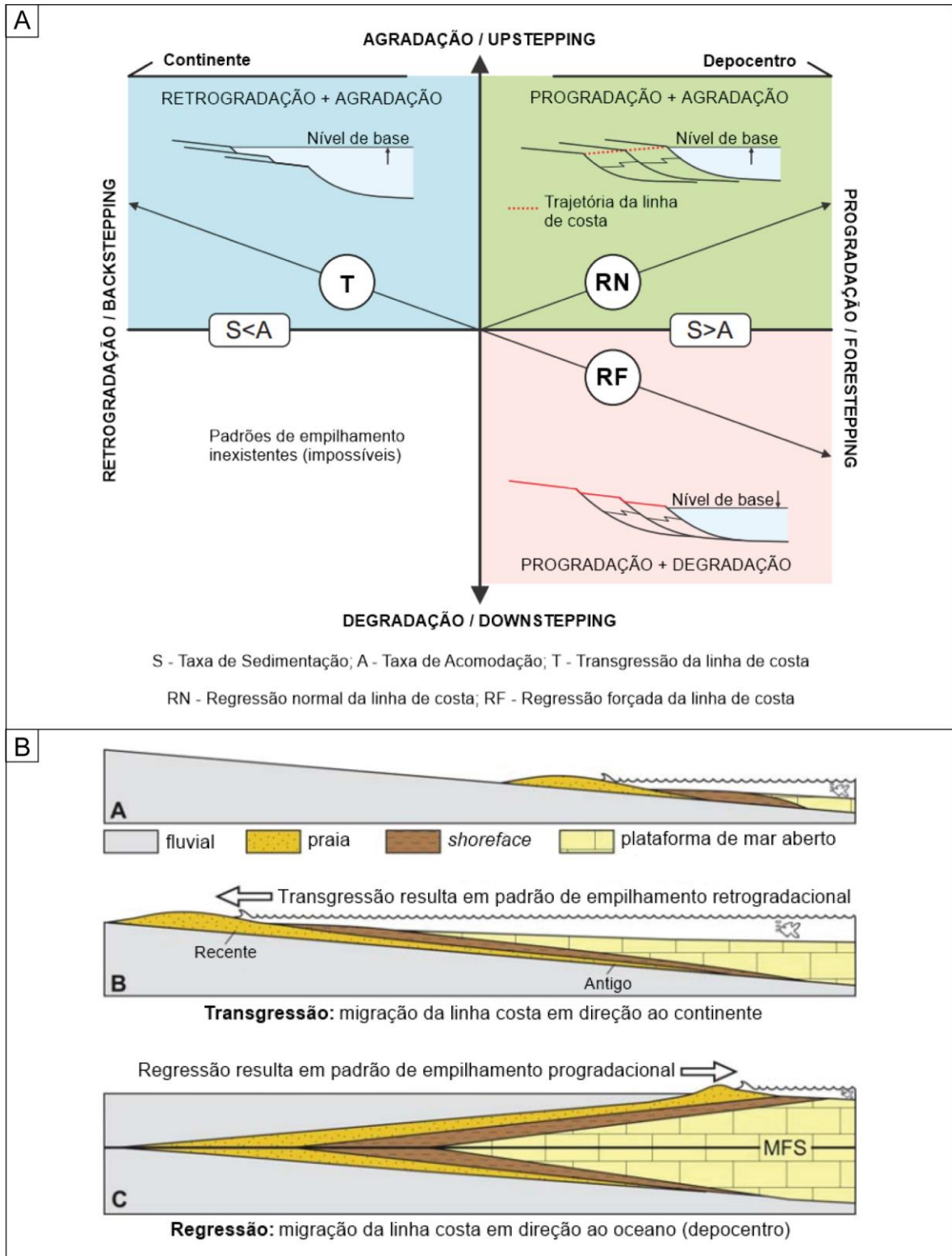
Os padrões de empilhamento dos estratos descrevem a arquitetura do registro sedimentar e oferecem a base para a definição de todas as unidades e superfícies da estratigrafia de seqüências. Tais padrões podem ser determinados com base na observação de tendências deposicionais – progradação, retrogradação, agradação e degradação – e/ou de alterações na geometria das clinofomas e no sentido de movimento da linha costeira – *forestepping*, *backstepping*, *upstepping* e *downstepping* (Catuneanu, 2019).

Indissociáveis do conceito de padrão de empilhamento e movimento da linha de costa são as ideias de acomodação e taxa de sedimentação anteriormente mencionadas. Quando há aumento simultâneo na taxa de sedimentação e de criação de espaço, porém a primeira é maior que a última, ocorre progradação e agradação. Eventualmente, caso o espaço de acomodação seja destruído enquanto a taxa de sedimentação se mantém ou aumenta, ocorre progradação e degradação. A retrogradação sempre é acompanhada por agradação, ocorrendo quando a taxa de criação de espaço é maior que a de sedimentação (Neal; Abreu, 2009; Fragoso *et al.*, 2021; **Fig. 10A**).

As distintas trajetórias da linha de costa implicam na formação de grupos de estratos vinculados a tendências deposicionais específicas, caracterizadas por padrões de empilhamento que definem tratos de sistemas. Por excelência, padrões progradacionais posicionam associações de fácies de ambientes proximais sobre associações de fácies de ambientes distais, enquanto o comportamento inverso é observado em padrões retrogradacionais (Catuneanu, 2022; **Fig. 15B**).

A combinação entre duas tendências deposicionais (ou, alternativamente, entre dois sentidos de movimento das clinofomas) determina ou a regressão ou a transgressão da linha de costa. A primeira, caracterizada por padrão de empilhamento progradacional e movimento da linha de costa em direção ao depocentro, é subdividida em normal – quando há agradação associada – e forçada – caso a degradação seja predominante. A transgressão, por sua vez, ocorre apenas em contextos retrogradacionais, nos quais a linha de costa migra em direção ao continente (Catuneanu, 2019; Magalhães *et al.*, 2021; **Fig. 15A**).

Figura 15 - Padrões de empilhamento e trajetórias da linha de costa associados à relação entre espaço de acomodação e taxa de sedimentação.



Fonte: A. adaptado de Magalhães *et al.* (2021); B. adaptado de Catuneanu (2022).

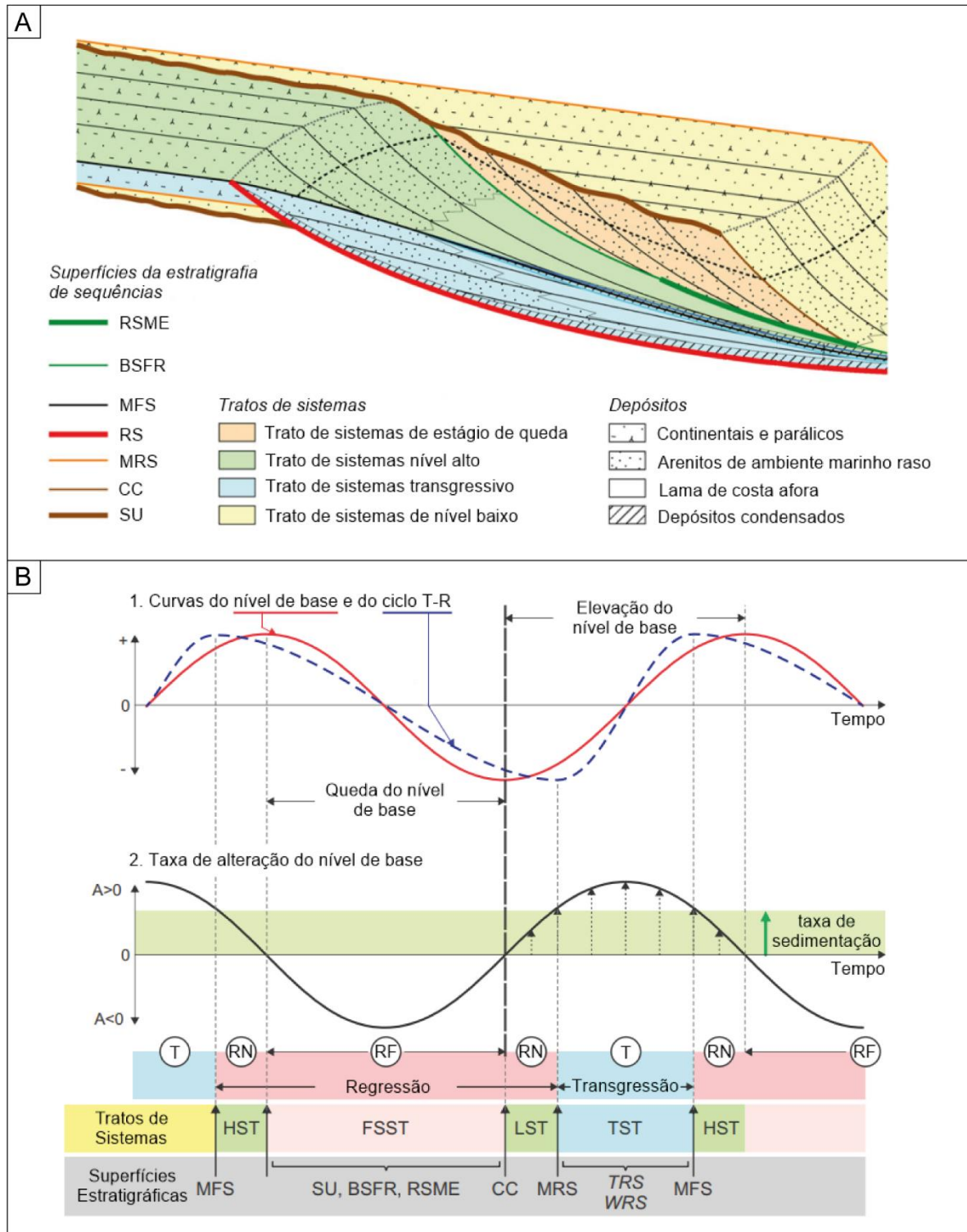
6.1.4 Superfícies estratigráficas e tratos de sistema

As superfícies estratigráficas marcam mudanças nos regimes deposicionais, sendo geradas pela dinâmica entre taxa de sedimentação e variação do nível de base e representando, em última instância, lacunas temporais no registro sedimentar. Constituem, em conjunto com as trajetórias da linha de costa, os elementos fundamentais da estratigrafia de sequências independentemente do modelo considerado (Fragoso *et al.*, 2021; Catuneanu, 2022).

A análise estratigráfica de sequências em alta resolução é realizada considerando fundamentalmente as superfícies limítrofes das sequências e dos tratos de sistemas. Assim, um conjunto de sete superfícies é amplamente utilizado (Catuneanu *et al.*, 2011; Zecchin; Catuneanu, 2013; **Fig. 16A-B**):

- **Inconformidade Subaérea (*Subaereal Unconformity* - SU) e Conformidade Correlativa (*Correlative Conformity* - CC):** A formação da SU é associada à erosão, não deposição ou pedogênese, configurando um hiato temporal. As fácies sedimentares abaixo da SU podem ser de qualquer origem, enquanto aquelas sobrepostas indicam comumente ambientes continentais e/ou transicionais. A CC, por sua vez, é a superfície equivalente à SU em ambiente marinho, representando a base do talude continental ao final da regressão forçada.
- **Superfície de Regressão Máxima (*Maximum Regressive Surface* - MRS):** A MRS separa padrões de empilhamento progradacionais de padrões retrogradacionais, sendo formada ao final do estágio regressivo. Tal superfície apresenta uma componente proximal, não marinha, e uma componente distal, marinha. A porção distal da SRM é tipicamente retrabalhada pela superfície transgressiva de ravinamento.
- **Superfície de Ravinamento (*Ravinement Surface* - RS):** A RS é uma superfície erosiva originada durante a transgressão pela ação das ondas ou de correntes de maré em ambientes marinhos rasos. Tal superfície apresenta caráter diacrônico, sendo mais jovem em direção à margem da bacia. Nas áreas distais é sutilmente truncada pela SRM, ao passo que na região proximal encontra terminação na superfície de inundação máxima.

Figura 16 - Superfícies estratigráficas e tratos de sistemas esquematizados em perfil de cliniformas (A) e em gráfico de acomodação e alteração do nível de base (B).



Fonte: A. adaptado de Zecchin; Catuneanu (2013); B. adaptado de Magalhães *et al.* (2021).

- **Superfície de Inundação Máxima (Maximum Flooding Surface - MFS):** A MFS corresponde ao fundo marinho no estágio de máxima transgressão da costa, marcando o início da regressão normal. Em escala sísmica, a MFS e a base da

primeira clinofórmula da regressão normal usualmente são tratadas como superfícies coincidentes. Em alta resolução, no entanto, tal correspondência frequentemente não é verificada em função da existência de uma seção condensada entre ambas. Assim, a MFS pode consistir em um horizonte conceitual contido nos depósitos acumulados durante o estágio final da transgressão, sem, necessariamente, ser expressa fisicamente.

- **Superfície Basal de Regressão Forçada (*Basal Surface of Forced Regression - BSFR*):** A BSFR coincide com o fundo marinho no início da regressão forçada e marca a base de todos os depósitos marinhos desse estágio. A consolidação dessa superfície, contudo, só é dada caso a cunha de regressão forçada esteja acima do nível de ação de ondas e o gradiente das clinofórmulas não supere o perfil de equilíbrio das ondas.
- **Superfície Regressiva de Erosão Marinha (*Regressive Surface of Marine Erosion - RSME*):** A RSME é uma superfície erosiva formada em ambientes marinhos rasos tipicamente pela ação de ondas durante a regressão forçada. Tal superfície é diacrônica, sendo mais jovem em direção ao depocentro.

O volume de sedimentos depositados e preservados entre duas superfícies da estratigrafia de sequências representa um trato de sistemas. Um conjunto de tratos de sistemas constitui, por sua vez, uma sequência estratigráfica. Todos os tipos de sequências exibem tratos de sistemas transgressivos e regressivos (T-R). Os últimos podem ser, ainda, subdivididos em função da natureza da regressão – normal ou forçada – e da posição relativa do perfil de equilíbrio – nível alto ou nível baixo (Zecchin; Catuneanu, 2013; Fragoso *et al.*, 2021; **Fig 16A**).

- **Tratos de Sistemas Transgressivos (*Transgressive Systems Tracts - TST*):** São limitados pela MRS ou RS, na base, e pela MFS, no topo. Caracterizam-se por arquitetura retrogradacional proveniente de taxas de acomodação superiores às taxas de sedimentação ao longo da linha de costa, tipicamente acompanhada por tendência estratocrescente e granodecrescente ascendente em ambientes marinhos rasos.
- **Tratos de Sistemas de Nível Baixo (*Lowstand Systems Tracts - LST*):** São vinculados à regressão normal, apresentando a SU/CC como limite inferior e a

MRS ou RS como limite superior. Tal nomenclatura advém do período no qual o nível de base encontra seu mínimo e, portanto, a bacia atinge a menor profundidade.

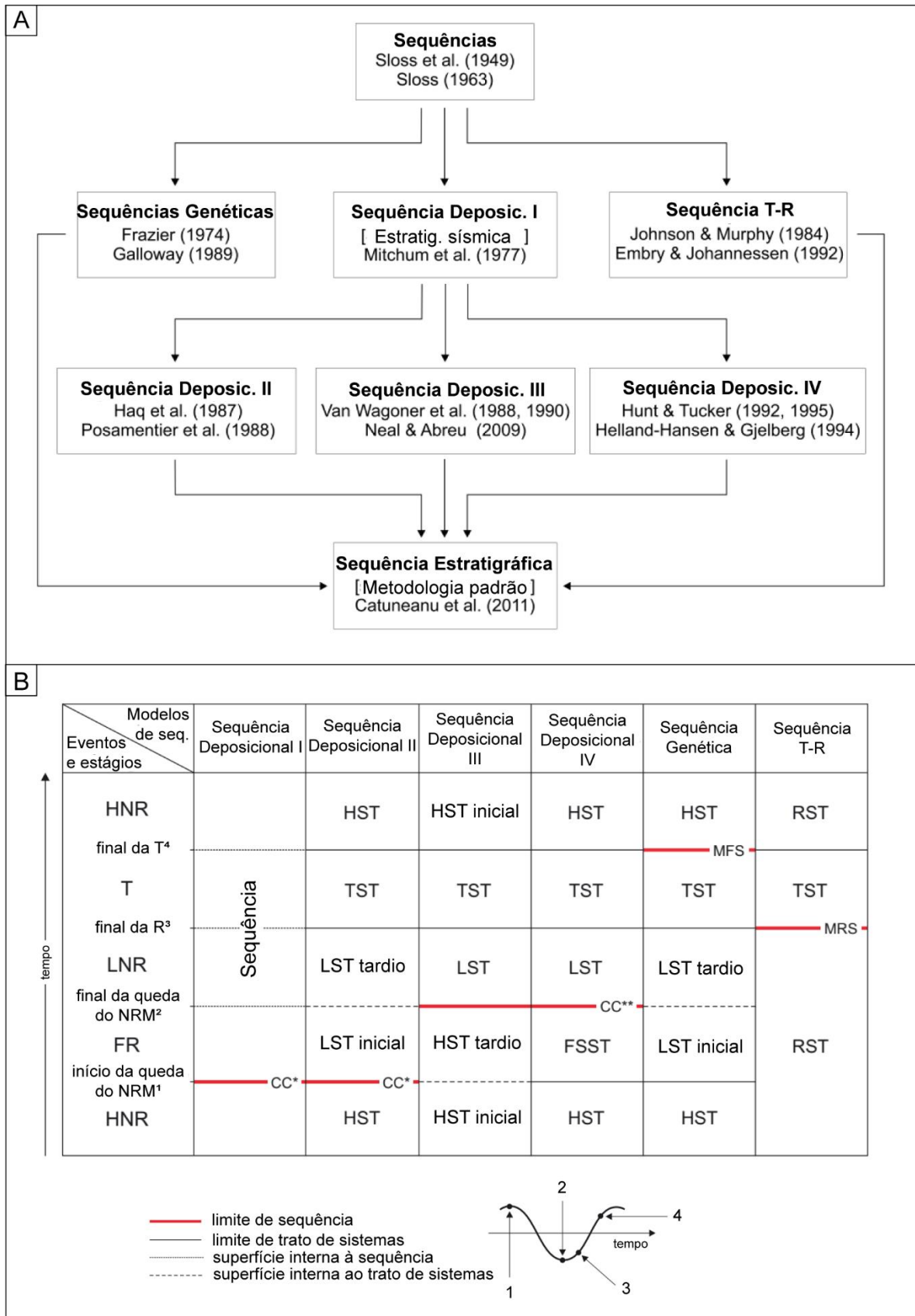
- **Tratos de Sistemas de Nível Alto (Highstand Systems Tracts - HST):** Relacionam-se à regressão normal, apresentando a MFS como limite inferior e a SU/BSFR ou RSME como limite superior. Aqui, o nível de base encontra seu máximo e a bacia atinge a maior profundidade.
- **Tratos de Sistemas de Estágio de Queda (*Falling Stage Systems Tracts - FSST*):** Consistem em depósitos associados à regressão forçada. São limitados na base pela BSFR ou RSME e no topo, pela SU/CC.

6.1.5 Sequências estratigráficas

Sequências estratigráficas representam ciclos de mudança nos padrões de empilhamento de uma bacia provocados pela dinâmica entre acomodação e sedimentação. O aspecto fundamental para a definição de uma sequência é a recorrência do mesmo tipo de superfície estratigráfica no registro sedimentar. Os estratos compreendidos entre duas superfícies de mesma natureza, portanto, são geneticamente relacionados e pertencem ao mesmo ciclo estratigráfico numa dada escala de observação (Catuneanu; Zecchin, 2013; Catuneanu, 2017).

Distintos modelos consideram superfícies específicas como limites de sequências (**Fig. 17A-B**). Um ponto em comum entre todos, no entanto, é a pressuposição de que há registro de eventos progracionais (regressivos) e retrogradacionais (transgressivos), aspecto que pode não ser verificado em situações nas quais os respectivos depósitos são erodidos pela própria dinâmica da bacia sedimentar, originando ciclos T-R assimétricos e/ou incompletos (Catuneanu, 2017; Magalhães *et al.*, 2020; Fragoso *et al.*, 2021). Assim, como linha de trabalho inicial, é conveniente a aplicação da análise estratigráfica independente do modelo, uma vez que tal metodologia foca no reconhecimento de fácies, padrões de empilhamento, tratos de sistemas e superfícies limítrofes, evitando possíveis avaliações tendenciosas advindas da escolha prévia de um modelo específico (Catuneanu, 2019).

Figura 17 - Modelos de seqüências e respectivas superfícies limítrofes adotadas.



Fonte: A-B. adaptado de Catuneanu, 2019.

6.1.6 Análise de fácies e fotoestratigrafia

A análise de fácies compreende o estudo de texturas, estruturas sedimentares primárias, fósseis e associações de rochas em escala de afloramento e amostra, visando a interpretação da origem das sucessões sedimentares. Tal ferramenta auxilia sobremaneira o desenvolvimento de estudos estratigráficos, visto que leva à compreensão dos ambientes deposicionais e da paleogeografia no tempo da formação de uma unidade litológica, favorecendo a predição de variações composicionais e geométricas das rochas em uma bacia. O entendimento das associações de fácies, bem como de suas sucessões, é vinculado à litoestratigrafia, ramo da geologia sedimentar fundamental para a estratigrafia de sequências (Dalrymple, 2010; Miall, 2016).

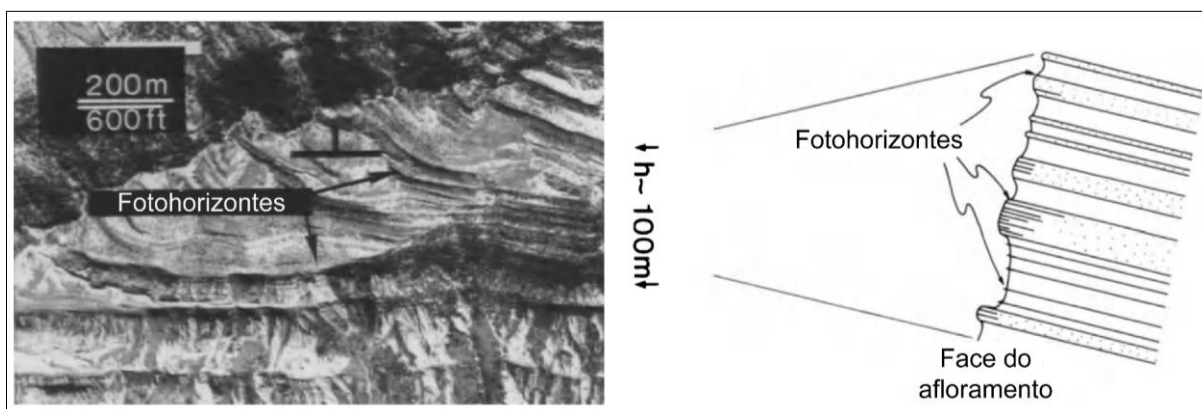
O termo “fácies” se refere a um corpo de rocha sedimentar com características distintas daquelas de corpos adjacentes. Tais características são produtos da deposição, podendo ser inerentes a um ambiente e/ou a um processo deposicional (Tucker, 2001). Em geral, os atributos utilizados para a definição de fácies são aqueles que detêm implicações genéticas: granulometria, textura dos grãos, estruturas sedimentares primárias e conteúdo fóssilífero (Tucker, 2001; Dalrymple, 2010).

A distinção das características acima mencionadas nem sempre é óbvia, uma vez que depende do grau de alteração e exposição da rocha, da intensidade da diagênese, da (in)existência de deformação tectônica e do próprio método de observação. Estudos sedimentológicos e estratigráficos baseados na análise de imagens e de modelos 3D – como é o caso do presente trabalho – utilizam-se principalmente dos atributos de cor, de textura, de estruturas sedimentares e de superfícies de contato para individualizar fácies, considerando que a granulometria e o conteúdo fóssilífero, em geral, não são facilmente identificáveis mesmo em imagens e modelos de alta resolução. Nesse cenário, os conceitos de **fotohorizontes**, **fotofácies** e **fotoestratigrafia** são fundamentais (e.g. Sgavetti, 1991).

Fotohorizontes referem-se às superfícies de contato entre unidades contrastantes (**Fig. 18**). Tais superfícies são paralelas e estreitamente relacionadas a planos deposicionais. Corpos rochosos limitados por fotohorizontes exibem variados atributos (cor, textura, geometria, intervalo dos planos de acamamento) que configuram a assinatura fotográfica de propriedades litológicas. Os distintos padrões de fotohorizontes e de atributos dos estratos definem uma fotofácies. Assembleias de

fotofácies constituem unidades análogas a tratos de sistemas e sequências deposicionais, permitindo sua utilização em análises (foto-)estratigráficas (Sgavetti, 1991).

Figura 18 - Materialização de fotohorizontes em afloramentos.



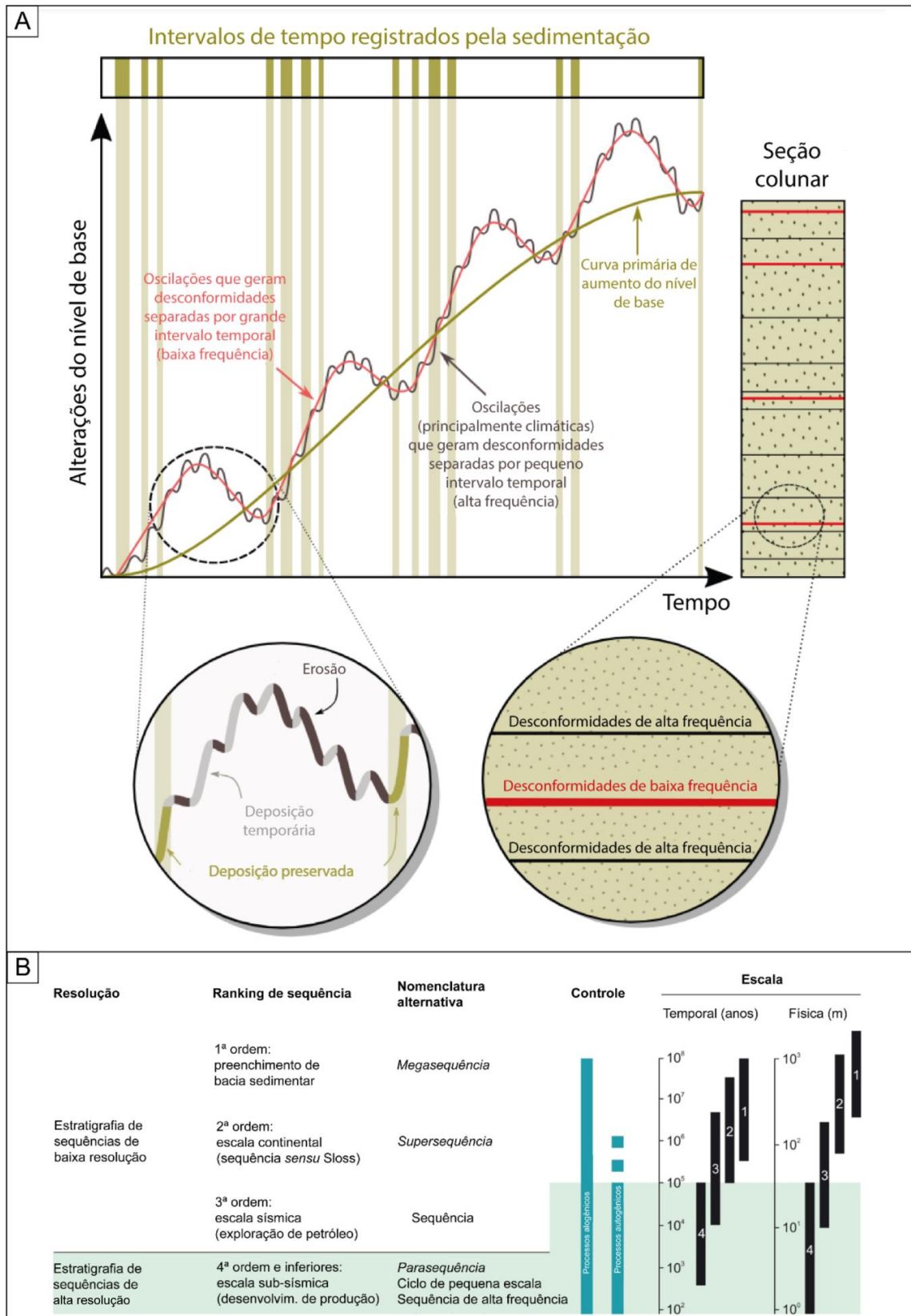
Fonte: adaptado de Sgavetti (1991).

Fácies (e, por extensão, fotofácies) sedimentares podem ser definidas em múltiplas escalas, variando desde camadas individuais ou agrupamentos de camadas similares até corpos de grandes dimensões comparáveis a unidades litoestratigráficas (Dalrymple, 2010). A escala de análise é estabelecida pelos objetivos de um trabalho e pelo tempo à disposição para o seu desenvolvimento. Levantamentos de sequências estratigráficas em alta resolução, por exemplo, devem, idealmente, oferecer dados em escala de detalhe, provenientes de minuciosa avaliação da litoestratigrafia do alvo. No entanto, a quantificação dessa minúcia eventualmente é desafiadora, considerando que o tempo disponível para o trabalho, a acessibilidade e/ou a qualidade da exposição rochosa pode(m) desfavorecer a observação detalhada (e.g. Coe, 2010).

Visando dar sentido à variabilidade litológica de uma bacia – em geral, tão grande quanto maior for a escala de observação –, é conveniente o uso de generalizações, categorizações e simplificações. Tais recursos são justificados pela ideia de que sutis variações observadas em uma sucessão tendem a disfarçar um conjunto limitado de litofácies e/ou fácies biogênicas e, ademais, podem estar vinculadas a flutuações aleatórias no ambiente deposicional (Miall, 2016).

6.1.7 Hierarquias de seqüências

Figura 19 - Vínculo entre os mecanismos de geração de seqüências e as hierarquias de superfícies/seqüências estratigráficas.



Fonte: A. adaptado de FRAGOSO *et al.* (2021); B. adaptado de CATUNEANU (2019).

A classificação hierárquica de sequências estratigráficas toma como referência o completo preenchimento de uma bacia durante o domínio de uma configuração tectônica específica. Tal preenchimento constitui uma sequência dita de primeira ordem, com larga abrangência espacial e temporal. A partir daí, subdivisões de menor ordem (segunda, terceira, quarta etc.) podem ser definidas. Em geral, o grau de correlação e a mapeabilidade de sequências em distintas regiões de uma bacia decresce quanto menor for a ordem estratigráfica. Em contrapartida, nas mesmas condições, a recorrência – ou frequência – de superfícies limítrofes de sequências tende a aumentar (Magalhães *et al.*, 2016; 2020; Fragoso *et al.*, 2021; **Fig. 19A**).

As expressões “menor/menor ordem” são atreladas à ideia de ranking e de hierarquia, associada à abrangência espacial e temporal das unidades estratigráficas. Assim, sequências de primeira ordem definidas em escala de bacia detêm o maior ranking e a maior hierarquia (**Fig. 19B**).

A alta resolução estratigráfica, portanto, refere-se à identificação de superfícies de alta frequência que delimitam sequências de baixa ordem (ou baixo ranking, alternativamente), visando a definição de padrões oscilatórios dos sistemas deposicionais em intervalos de tempo relativamente curtos.

6.2 Modelos 3D de afloramentos

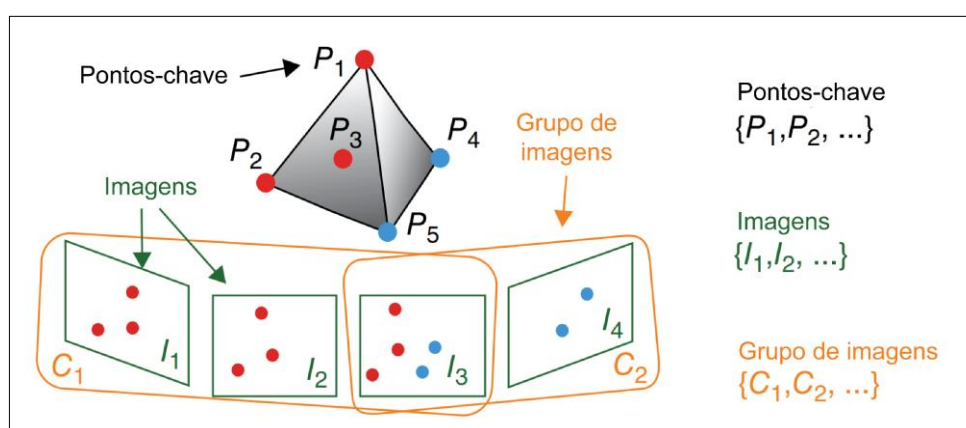
6.2.1 Conceitos principais

Modelos 3D de afloramentos são representações digitais tridimensionais georreferenciadas que retratam exposições rochosas obedecendo seus aspectos geométricos e texturais. Tal característica é intrínseca a duas metodologias existentes para aquisição de dados, as quais, embora instrumentalmente distintas, compartilham premissas fundamentais. Nas geociências, técnicas de fotogrametria digital e de varredura a laser (*Light Detection and Ranging - LiDAR*) são difundidas em múltiplas frentes (e.g. Westoby *et al.*, 2012; Kaiser; Erhardt; Eltner, 2018; James *et al.*, 2019; Pellicani *et al.*, 2019), recebendo especial destaque em pesquisas voltadas à extração de dados estruturais e/ou estratigráficos de extensas áreas (e.g. Rarity *et al.*, 2013; Tavani *et al.*, 2014; Casini *et al.*, 2016; Triantafyllou *et al.*, 2019; Magalhães *et al.*, 2023).

A construção de modelos virtuais de afloramentos por meio da fotogrametria digital é realizada através de um fluxo de trabalho computacional que envolve essencialmente **i)** a captura de imagens com sobreposição de pelo menos 60%; **ii)** a

detecção de pontos-chave em cada imagem; **iii**) a identificação de correspondências entre pontos-chave em imagens adjacentes (**Fig. 20**); e **iv**) a obtenção de uma nuvem esparsa de pontos, a partir da qual é gerada uma nuvem densa e, opcionalmente, uma malha triangulada texturizada e um ortofotomosaico. Essa última etapa é viabilizada pela aplicação de dois algoritmos de visão computacional, denominados *Structure from Motion* - SfM e *Multi-View Stereo* - MVS, os quais sumarizam convenientemente as etapas anteriores (Carrivick; Smith; Quincey, 2016; Guadagnin *et al.*, 2019; **Fig. 21**).

Figura 20 - Princípios de operação dos algoritmos de visão computacional.



Fonte: adaptado de Carrivick; Smith; Quincey (2016).

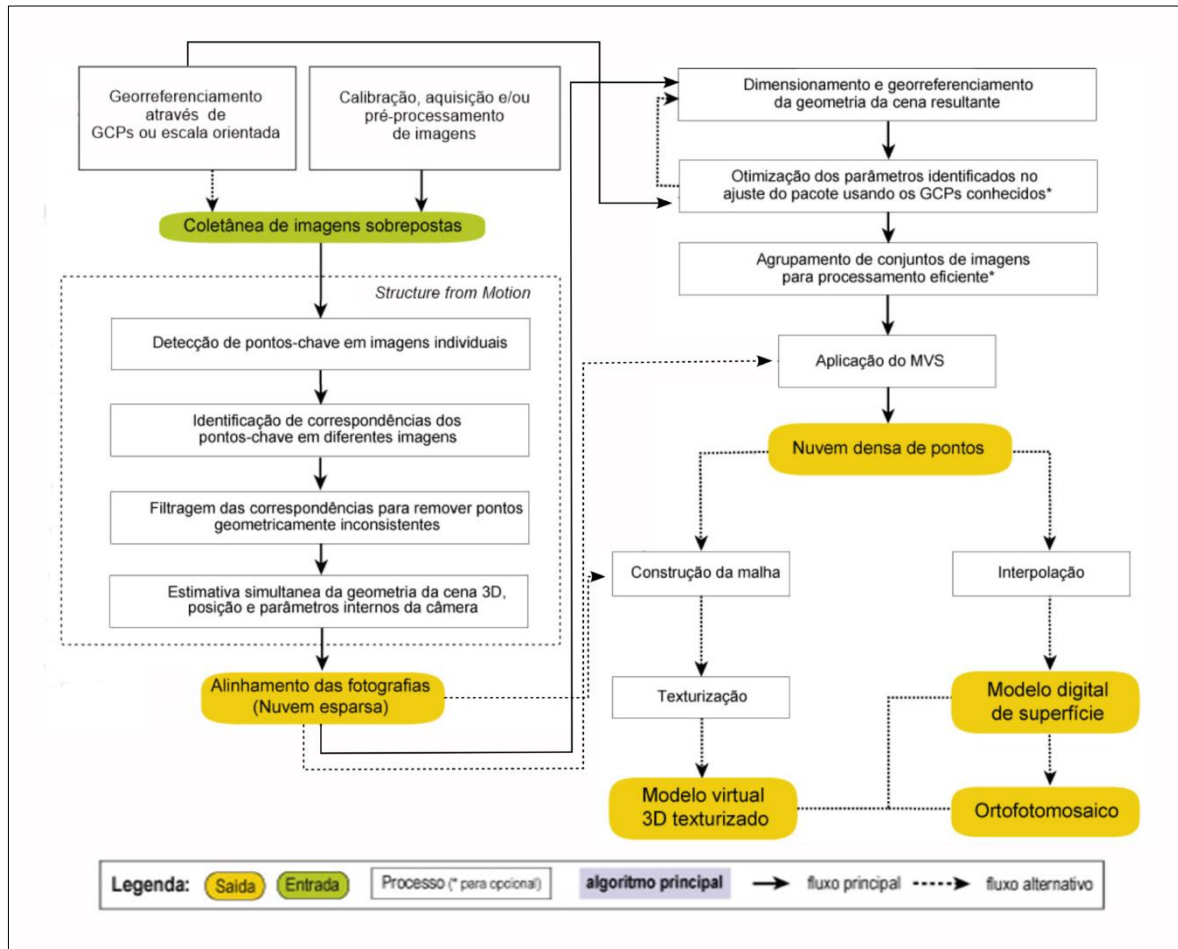
Desta forma, o fluxo de trabalho SfM-MVS visa reconstruir simultaneamente a estrutura tridimensional do afloramento, as posições e orientações das imagens e os parâmetros de calibração da câmera utilizada, baseando-se no princípio físico da paralaxe – a mudança relativa da forma de um objeto em função do ponto de observação (Carrivick; Smith; Quincey, 2016; Iglhaut *et al.*, 2019).

A qualidade do modelo final é dependente tanto das configurações do equipamento quanto das condições de levantamento em campo. Os principais parâmetros da câmera a serem considerados são **i**) a resolução da imagem, dada em megapixels; **ii**) as dimensões do sensor (largura e altura); **iii**) a velocidade (*shutter speed*) e o espaçamento (*aperture*) da abertura do obturador; **iv**) a quantidade de luz que atravessa a lente (*ISO*); e **v**) a distância focal.

Fundamentalmente, os aspectos relevantes para um bom levantamento fotogramétrico em campo são **i**) a distância da câmera ao alvo (*Average Ground Level* - *AGL*); **ii**) a resolução espacial (*Ground Sampling Distance* - *GSD*), dada em milímetros por pixel e vinculada à relação entre o *AGL*, a resolução da imagem, a

largura do sensor e a distância focal; e **iii**) o grau de sobreposição das imagens. Em levantamentos aéreos, usualmente realizados por meio de veículos aéreos não tripulados (VANTs ou, popularmente, drones), a velocidade de voo e o intervalo de abertura do obturador são fatores adicionais à qualidade do trabalho (Vollgger; Cruden, 2016).

Figura 21 - Fluxo de trabalho SfM-MVS.



Fonte: adaptado de Guadagnin *et al.* (2019).

Em levantamentos nos quais são empregados VANTs sem sistema de posicionamento embutido, o georreferenciamento dos produtos pode ser dado por meio de barras de escala orientadas ou de pontos de controle (*Ground Control Points* - GCPs) com latitude, longitude e elevação conhecidas, habitualmente coletadas por sistema de posicionamento via satélite (*Global Navigation Satellite System* - GNSS) de alta precisão (em geral, do tipo *Real Time Kinematics* - RTK). A utilização de VANTs com RTK embutido, por outro lado, elimina a necessidade de uso de barras de escala ou GCPs (e.g. DJI Enterprise, 2020).

A técnica de *laser scanning*, pilar do método de modelagem via LiDAR, é baseada em quatro componentes: **i)** um dispositivo emissor e receptor de ondas eletromagnéticas; **ii)** um sistema de posicionamento global de alta precisão; **iii)** uma unidade inerte de geoposicionamento com alta sensibilidade; e **iv)** um dispositivo para armazenar os dados obtidos (Reutebuch; Andersen; McGaughey, 2005).

O scanner empregado pelo método emite ondas na faixa do infravermelho próximo em direção ao alvo, as quais são refletidas e retornam ao dispositivo. O tempo de trajeto da onda é computado e unido ao dado de posicionamento gerado pelo DGPS para recriar profundidades e atribuir tridimensionalidade ao modelo (Reutebuch; Andersen; McGaughey, 2005).

O produto do levantamento via LiDAR é uma nuvem de pontos com coordenadas espaciais (x , y , z) e dados de reflectância, os quais fornecem as cores ao modelo (Buckley *et al.*, 2008). Esse produto é análogo à nuvem densa de pontos obtida por meio do fluxo de trabalho SfM-MVS.

A acurácia dos dados adquiridos via LiDAR tende a ser maior que aquela obtida com o fluxo SfM-MVS. Por outro lado, o tempo de aquisição e processamento é, em geral, mais bem otimizado na fotogrametria digital (Buckley *et al.*, 2010; Cawood *et al.*, 2017; Roisenberg *et al.*, 2022). Considerando as características técnicas dos equipamentos disponíveis no mercado atualmente, entretanto, tais diferenças tornam-se mínimas, atribuindo caráter empírico à escolha do método de trabalho.

6.2.2 Aquisição de dados a partir de modelos 3D

Descontinuidades estruturais – fraturas, falhas, planos de acamamento e superfícies estratigráficas – podem mostrar-se de duas maneiras em afloramentos: por meio de planos individuais ou de traços que representam a intersecção entre a face do afloramento e a superfície geológica. Os primeiros ocorrem, em geral, representando estruturas paralelas ou subparalelas à face rochosa exposta, enquanto os traços advêm de estruturas exatamente ou aproximadamente perpendiculares (Viana *et al.*, 2016).

O caráter fotorrealista e a acurácia espacial dos modelos virtuais de afloramento permitem a identificação, o mapeamento e a extração da atitude estrutural de feições planares e lineares. Em sucessões sedimentares, além de tais atributos, as geometrias de fácies, elementos arquiteturais e superfícies estratigráficas podem ser individualizadas em unidades geocelulares, as quais são notoriamente úteis na

modelagem de análogos de reservatórios (e.g. Kroth, 2018). Ademais, paleocorrentes – importantes elementos de reconstruções paleogeográficas – também são extraíveis de modelos virtuais. Em qualquer estudo, porém, a integração de dados de campo à análise virtual é imprescindível (Nieminski; Graham, 2017; Nesbit *et al.*, 2018; Freitas *et al.*, 2021; Rahman; Howell; MacDonald, 2022; Roisenberg *et al.*, 2022).

Interpretações e medições de elementos geológicos em modelos virtuais são possíveis por meio de recursos manuais ou semiautomáticos atrelados a diversos *softwares* (e.g. *CloudCompare*, *LIME*, *MOVE*). As ferramentas computacionais manuais baseiam-se na identificação visual e digitalização de feições de interesse, utilizando habitualmente a malha texturizada para tal. Os recursos semiautomáticos, em contrapartida, são aplicados comumente sobre nuvens densas, as quais detêm planos de tamanho infinitesimal (“pontos”) com parâmetros numéricos de localização, cor e orientação, permitindo a aplicação de algoritmos guiados por preferências do usuário.

O objetivo da interpretação de modelos virtuais, seja manual ou semiautomática, é obter linhas e planos de melhor ajuste às feições geológicas. Tais elementos têm as características geométricas (mergulho, direção do mergulho, forma e extensão) passíveis de serem calculadas automaticamente. O melhor ajuste de uma linha ou plano, no entanto, é relativo e depende do método de interpretação. Na análise manual, tal parâmetro é definido empiricamente pelo usuário, com base em critérios visuais e, frequentemente, em informações de campo. A aplicação de algoritmos busca eliminar parte da influência humana no processo, visando reduzir o erro. Os fundamentos matemáticos de tais algoritmos não serão mencionados no presente trabalho, porém notáveis contribuições advêm de Tavani *et al.* (2014), Viana *et al.* (2016) e Thiele *et al.* (2017).

7 MATERIAIS E MÉTODOS

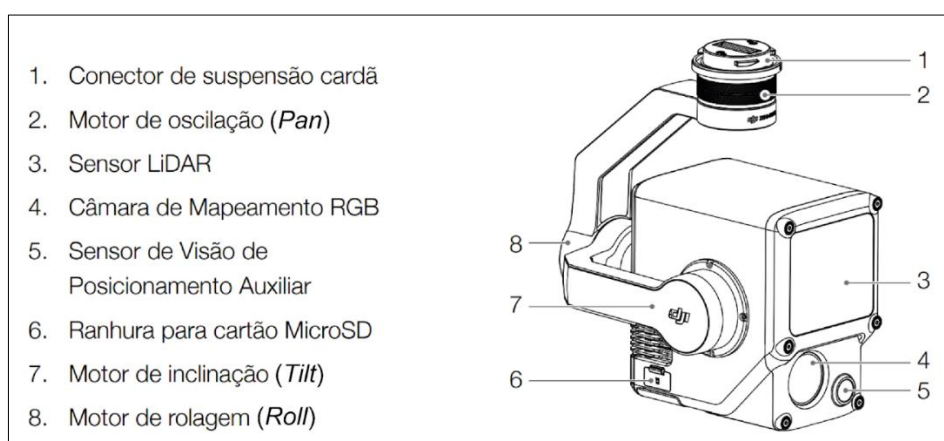
7.1 Revisão bibliográfica

A revisão bibliográfica acompanhou todas as etapas do trabalho e foi direcionada especialmente aos seguintes tópicos: i) estratigrafia da Formação Lajas; ii) estratigrafia de sequências de alta resolução; iii) processamento de imagens e construção de modelos 3D; e iv) extração de informações estratigráficas a partir da análise de fotofácies e fotohorizontes em modelos 3D.

7.2 Aquisição e processamento de dados

Foram capturadas 1.125 imagens aéreas por meio da câmera RGB atrelada a um sensor LiDAR *DJI Zenmuse* modelo *L1*, o qual foi embarcado em um drone *DJI* modelo *Matrice 300 RTK*. Tal sensor é atrelado a um *gimbal* que garante a estabilidade do equipamento em três eixos de movimento possíveis. A câmera RGB detém sensor de 1 polegada, com 20 Megapixels efetivos (DJI Enterprise, 2021; **Fig. 22**). A área coberta pelo imageamento foi de 1,46 km².

Figura 22 - Componentes do sensor LiDAR utilizado.



Fonte: DJI Enterprise (2021).

A rota e os parâmetros de voo foram definidos por meio do software UgCS (**Fig. 23**). A altura de voo foi fixada em 110 m. O modo de altitude foi definido como *Smart AGL* (SPH Engineering, 2023), visando manter constante a distância vertical e oblíqua entre o drone e o terreno e, assim, assegurar a consistência do GSD. A sobreposição lateral entre as linhas de voo foi de 50%, ao passo que a sobreposição frontal entre as imagens foi de 80%. A orientação da câmera foi definida com *tilt* de 90°, para que as imagens fossem capturadas em nadir. Haja vista a considerável diferença entre a cota topográfica do topo e da base do cânion, as linhas de voo foram orientadas na direção E-W, visando otimizar o consumo de bateria do drone. A velocidade de voo, por sua vez, foi de 6 m/s. Tais parâmetros de voo permitiram retratar a face do afloramento com resolução espacial (GSD) de 3 centímetros por pixel.

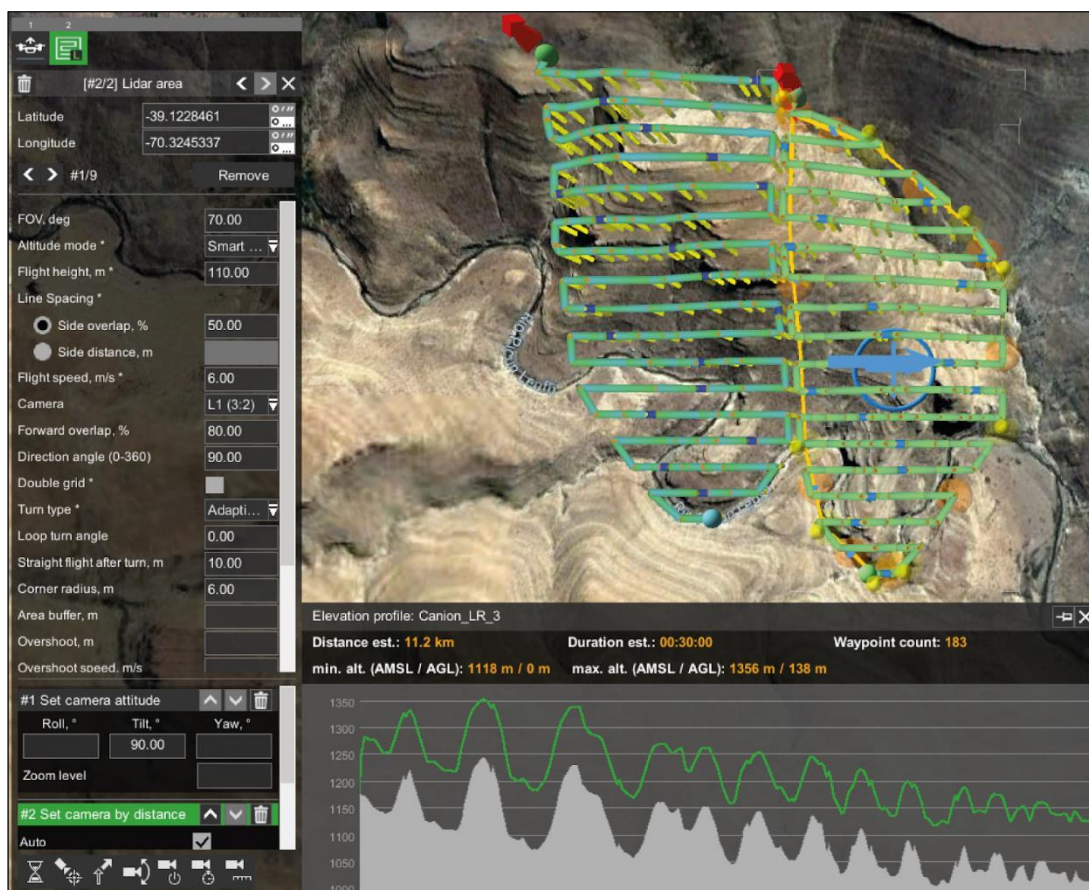
O georreferenciamento das imagens foi realizado por meio de uma estação base de posicionamento via satélite (GNSS) modelo *DJI D-RTK 2*, a qual detém precisão de posicionamento horizontal e vertical de ordem centimétrica (1 cm e 2 cm, respectivamente). Durante o voo, tal dispositivo comunica-se com o sistema RTK

embarcado no drone DJI Matrice 300, corrigindo constantemente os dados de posicionamento do veículo. Em laboratório, os dados de posicionamento gerados pela estação GNSS foram corrigidos por meio do serviço online para pós-processamento de dados GNSS (IBGE-PPP) do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE, 2024).

O processamento das imagens para a obtenção do modelo 3D texturizado foi realizado por meio do software *Agisoft Metashape*, especializado no fluxo de trabalho SfM-MVS (**Fig. 24**). Esta etapa, assim como a análise e interpretação dos modelos, foi realizada no Laboratório de Modelagem Geológica da Unipampa.

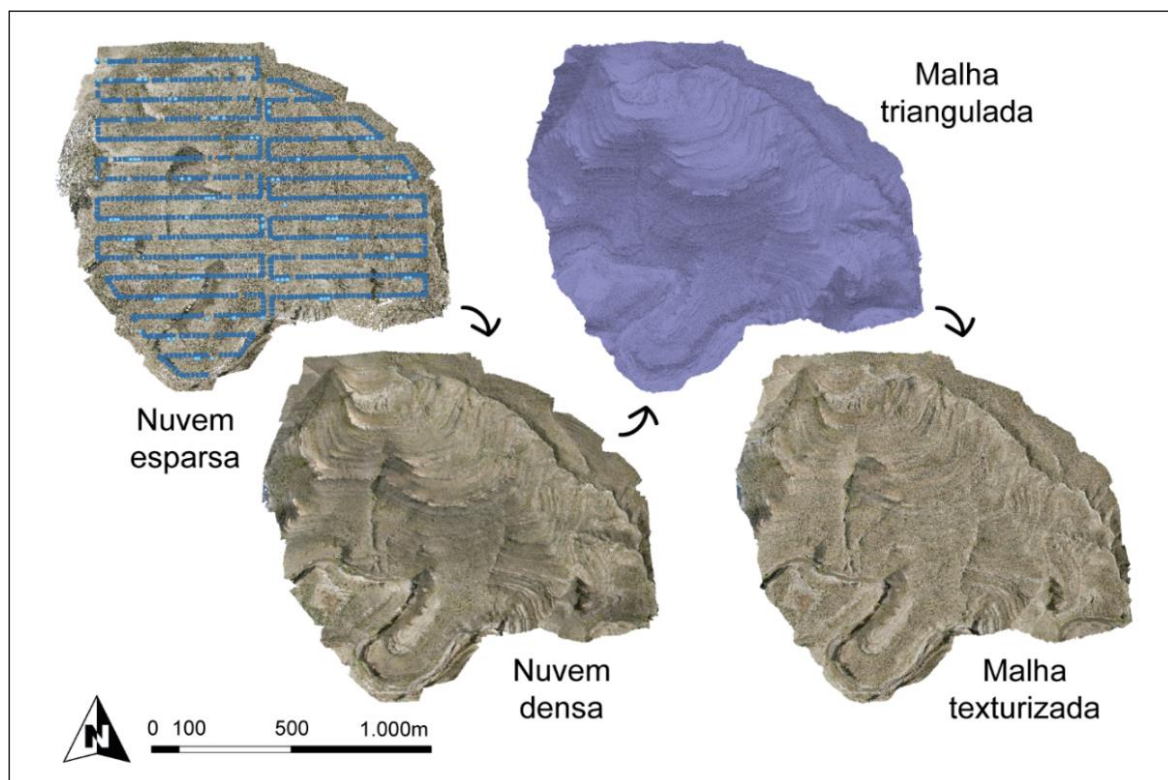
O primeiro produto do fluxo de trabalho SfM-MVS foi uma nuvem esparsa de pontos, gerada por meio do alinhamento das 1.125 imagens. A partir da nuvem esparsa, foi gerada a nuvem densa de pontos com leve filtro de profundidade. O passo seguinte foi produzir a malha triangulada a partir da nuvem densa, para, então, obter a malha texturizada. Foram produzidos 15 mapas de textura com tamanho de 8192 x 8192 pixels.

Figura 23 - Plano de voo elaborado para a aquisição das imagens aéreas.



Fonte: Autor.

Figura 24 - Produtos do fluxo de trabalho SfM-MVS.



Fonte: Autor.

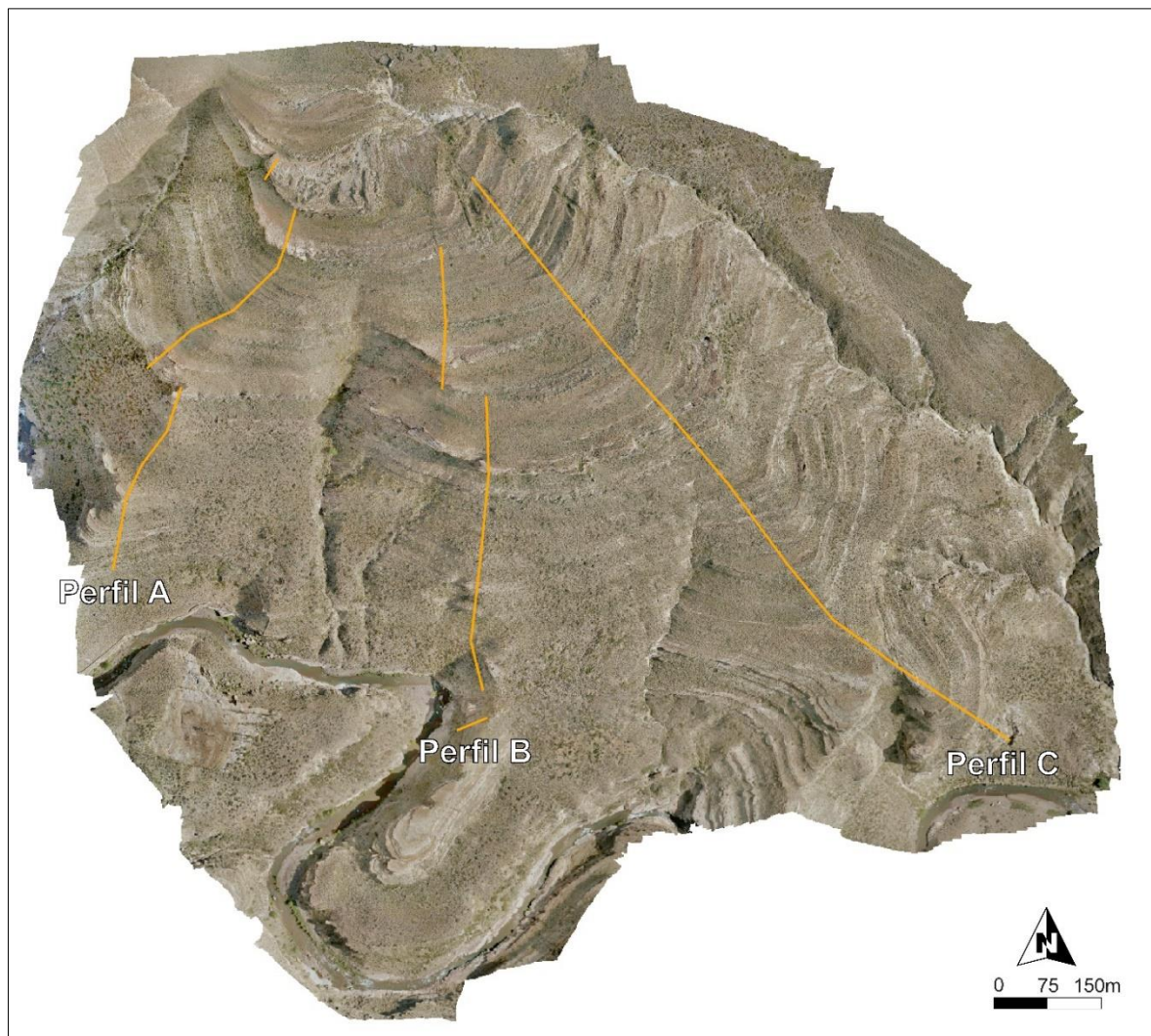
7.3 Análise do modelo 3D e obtenção de resultados

A análise e a interpretação das sequências estratigráficas no modelo foram realizadas com base nos critérios/elementos de observação estabelecidos por Magalhães *et al.* (2020) para identificação de sequências em distintas hierarquias, os quais são listados a seguir:

- i) Um típico padrão Transgressivo-Regressivo (T-R) interno, o qual não necessariamente deve ser simétrico ou completo;
- ii) A recorrência de padrões de empilhamento com assinaturas semelhantes, dentro de cada hierarquia considerada;
- iii) Tendências (distribuição não randômica) no arranjo vertical de padrões de empilhamento de alta frequência, as quais devem servir como base para a definição e construção de tratos de sistemas de ordem imediatamente superior;
- iv) Mapeabilidade dos padrões de empilhamento e de suas respectivas superfícies limítrofes dentro de cada hierarquia considerada, mesmo com mudanças laterais de fácies.

A análise dos padrões de empilhamento foi realizada ao longo de três perfis simulados no modelo 3D (**Fig. 25**), por meio do rastreamento visual de fotohorizontes e da avaliação da sobreposição de fotofácies partindo da mais alta resolução observável. As fotofácies foram individualizadas apenas por meio da textura da imagem e da cor, considerando que a resolução espacial do modelo dificultou a observação de estruturas sedimentares primárias. Como importante critério adicional, assumiu-se que os horizontes rochosos expostos são sustentados por granulometria mais grossa que os horizontes cobertos por detritos e vegetação, constituindo “resistatos” na topografia (e.g. Tucker, 2003).

Figura 25 - Posicionamento dos perfis estratigráficos simulados no modelo 3D.

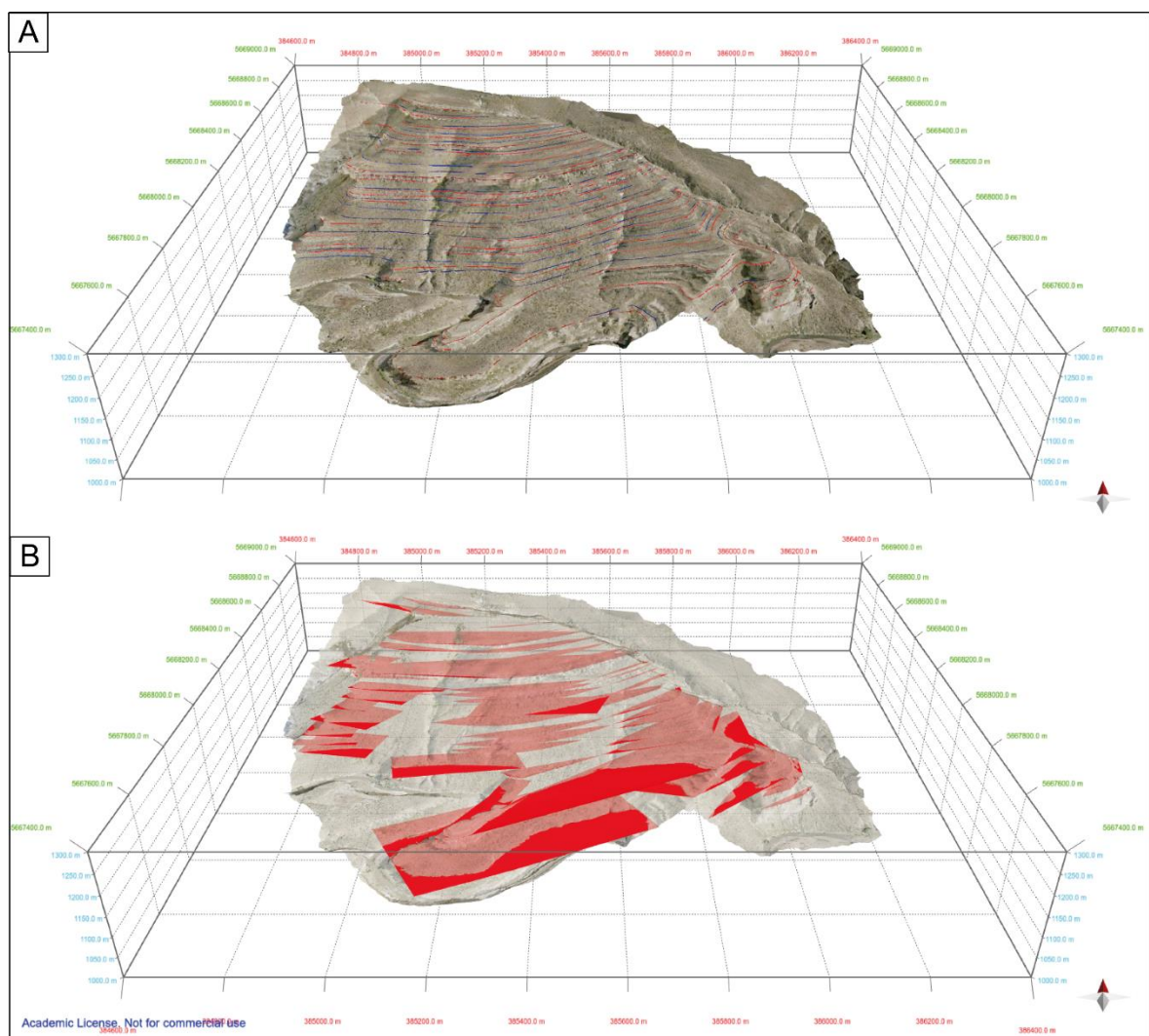


Fonte: Autor.

Haja vista os padrões de empilhamento definidos por meio de fotoestratigrafia e a configuração estratigráfica obtida por Chávez (2018) e Vinassa (2018), verificou-

se a recorrência de fotohorizontes interpretados como superfícies de regressão máxima, os quais passaram a ser considerados limites de sequências. Os tratos de sistemas, portanto, foram classificados em transgressivos e regressivos, levando a identificação das sequências a seguir o modelo T-R de Embry e Johannessen (1992). A delimitação das superfícies da estratigrafia de sequências foi realizada manualmente por meio do software Agisoft Metashape, sendo baseada nos padrões de empilhamento e tratos de sistemas identificados.

Figura 26 - Exemplo de planos obtidos a partir das superfícies estratigráficas (SRM). Superfícies rastreadas no modelo (A) e planos obtidos a partir das SRM (B).



Fonte: Autor.

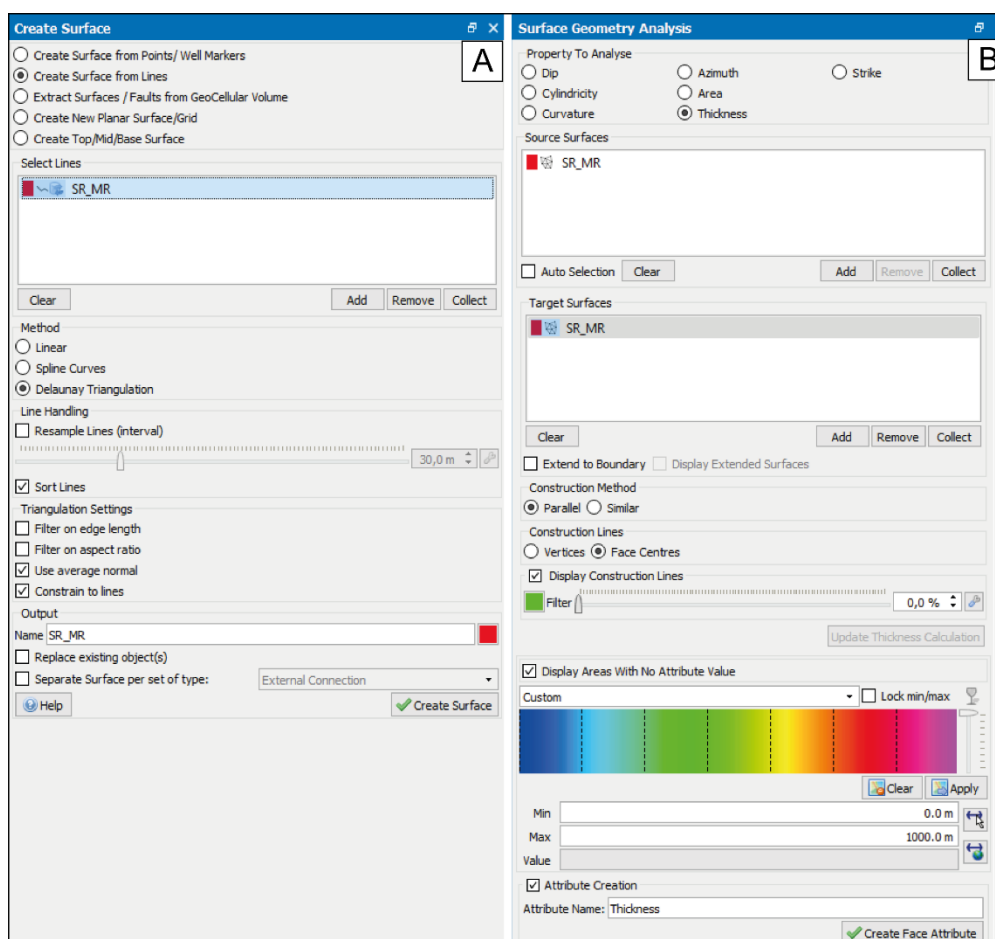
Considerando a ausência de informações que permitissem refinar o critério acerca da posição das superfícies de inundação no modelo, como níveis de acumulação de conchas ou de intensa bioturbação (e.g. Carter; Fulthorpe; Naish,

1998; Cattaneo; Steel, 2003; Zecchin; Caffau; Catuneanu, 2021), tais superfícies foram fixadas na porção intermediária das fotofácies de granulometria inferida como fina, representando, assim, zonas de máxima inundação (sem expressão física). As superfícies de regressão máxima, por sua vez, foram fixadas no topo das mais espessas fotofácies de granulometria inferida como grossa, segundo os níveis hierárquicos considerados.

A espessura dos tratos de sistemas e das sequências estratigráficas, por sua vez, foi quantificada por meio de ferramentas incluídas no software *Petroleum Experts Move*, de acordo com as seguintes etapas:

- i) Obtenção de planos a partir da triangulação (Delaunay) entre os vértices das linhas correspondentes às superfícies estratigráficas (**Fig. 26A; 27A**);
- ii) Cálculo da distância média entre os triângulos constituintes das superfícies (**Fig. 26B; 27B**).

Figura 27 - Ferramentas destinadas à criação de planos e à obtenção de espessuras.



Fonte: Autor.

8 RESULTADOS E DISCUSSÃO

8.1 Fotofácies

A individualização das fotofácies foi dada pelo rastreamento visual dos fotohorizontes que as limitam (Fig. 28A-B). Uma vez que tal processo não foi baseado em estruturas sedimentares primárias, foi possível reconhecer apenas padrões estratocrescentes e estratodecrescentes e inferir padrões granocrescentes e granodecrescentes. As associações de fácies consideradas neste trabalho são, portanto, aquelas interpretadas por Chávez (2018) e Vinassa (2018).

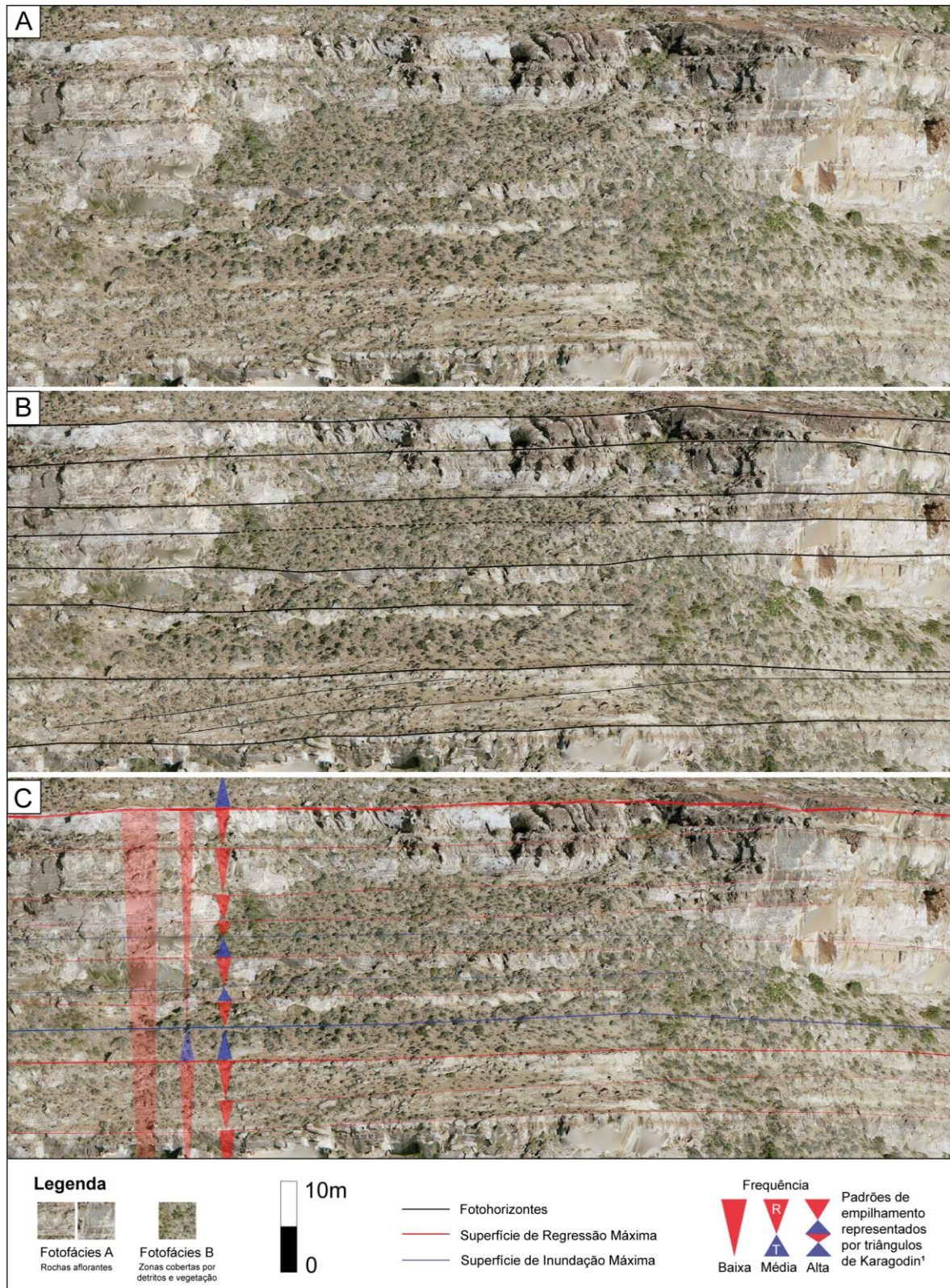
A não utilização de estruturas sedimentares primárias como critério para a definição das fotofácies simplificou a classificação, permitindo generalizações. Dessa maneira, a **Fotofácies A** foi atribuída aos estratos aflorantes, interpretados como “resistatos” topográficos em função de granulometria relativamente grossa. A **Fotofácies B**, por sua vez, foi designada para contemplar os estratos cobertos por detritos e vegetação (Fig. 28). Considerando tais generalizações, além das litofácies descritas por Chávez (2018) e Vinassa (2018), foi verificada frequente correspondência entre as fotofácies observadas nesse estudo e associações de fácies definidas em campo (Fig. 29).

8.2 Padrões de empilhamento

Por meio do rastreamento de fotohorizontes, da observação de tendências verticais de aumento ou diminuição da espessura dos estratos e da inferência de tendências de aumento ou diminuição do tamanho de grãos, foi possível identificar padrões de empilhamento de alta, média e baixa resolução.

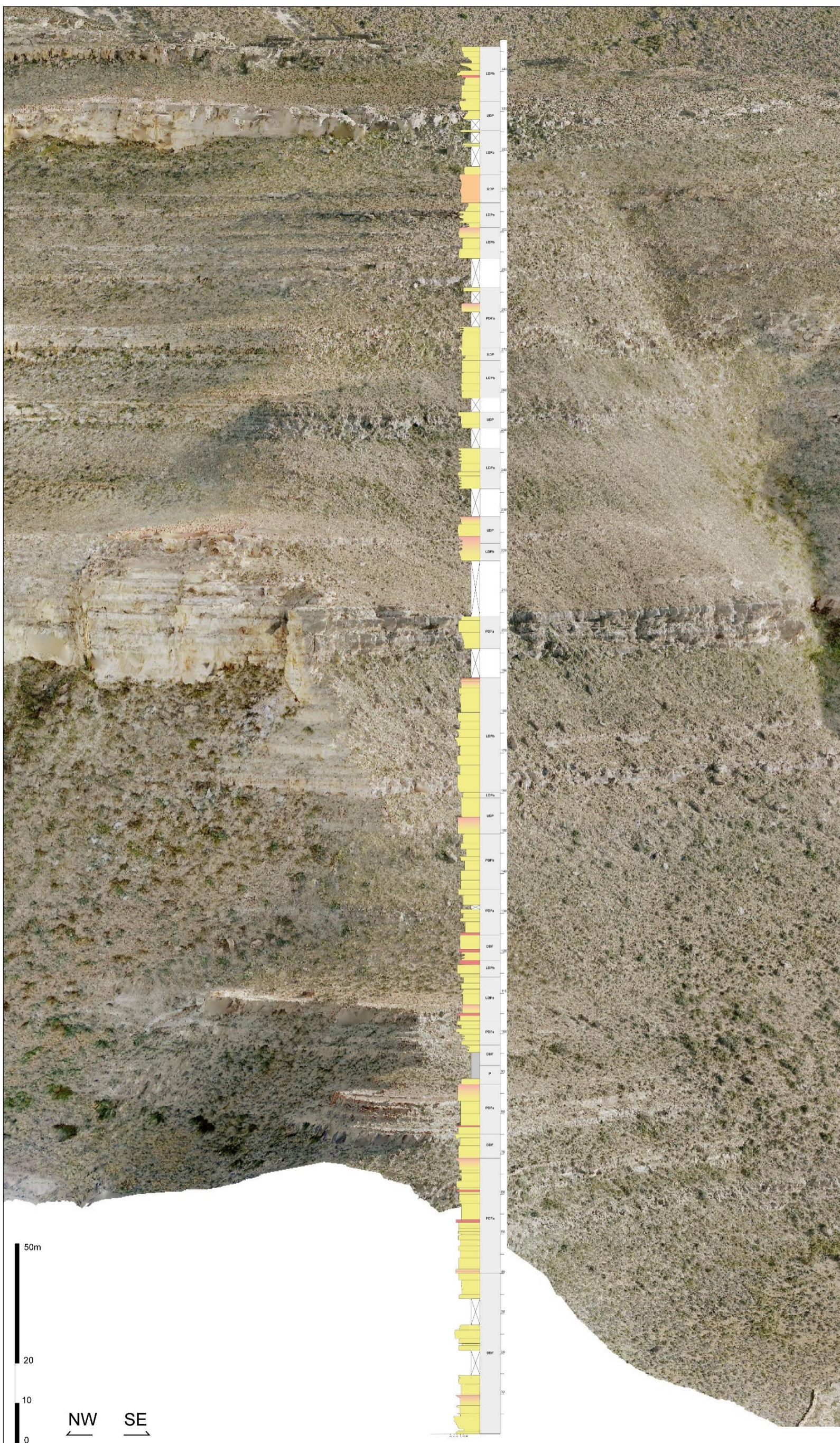
A definição da hierarquia dos padrões de empilhamento – e, por extensão, de tratos de sistemas e sequências – foi dada pela observação em múltiplas escalas de contrastes entre fotofácies sobrepostas, sem a preocupação inicial em inferir os controles dominantes na formação de tais elementos. Considerando o conjunto de dados à disposição para o desenvolvimento do presente estudo (modelo 3D + log estratigráfico), os contrastes de fotofácies de “alta”, “média” e “baixa” resolução/frequência foram observados recorrentemente em escala vertical e lateral de 10^0 m, 10^1 m e 10^2 m, respectivamente. Os padrões de empilhamento de alta e média resolução foram mais bem observados nos setores onde espessas camadas arenosas afloram na forma de escarpas (Fig. 30).

Figura 28 - Fotohorizontes e fotofácies de baixa, média e alta resolução. Afloramento escarpado que denota intercalação de fotofácies (A); Representação dos fotohorizontes considerados para o referido afloramento (B); Padrões de empilhamento e tratos de sistema interpretados (C).



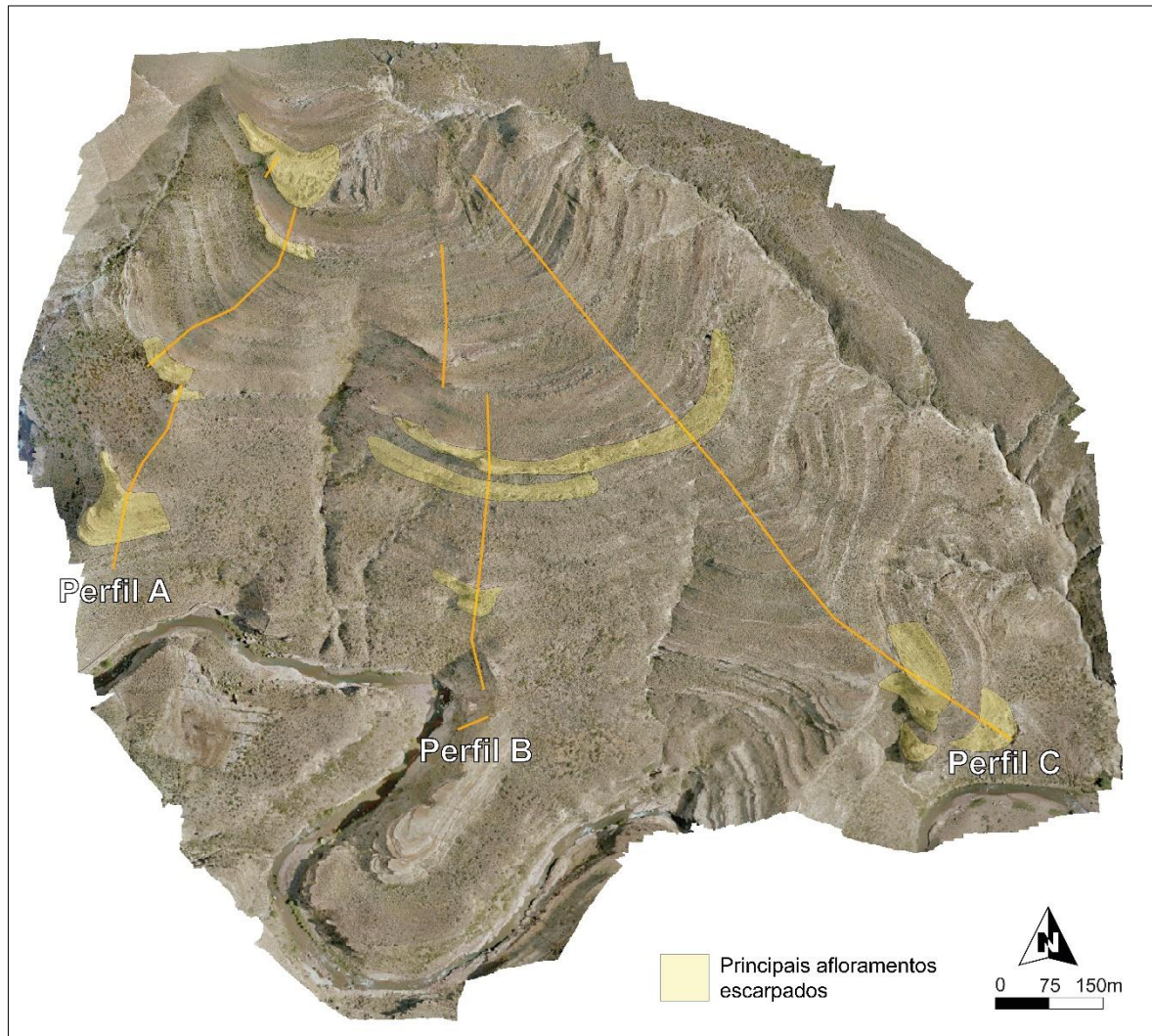
Fonte: ¹Karagodin (1975) *apud*. Della Fávera (2001); Autor.

Figura 29 - Perfil estratigráfico sobreposto ao modelo 3D.



Fonte: modificado de Chávez (2018); Autor.

Figura 30 - Zonas escarpadas da área de estudo.



Fonte: Autor.

8.2.1 Padrões de empilhamento de alta resolução

Nas zonas escarpadas da área de estudo, é comum a superposição de tendências progradacionais de espessura métrica, limitadas por fotohorizontes interpretados como superfícies de regressão máxima de alta frequência. Considerando o pouco conteúdo de camadas lamosas atestado por Chávez (2018) e Vinassa (2018) e assumindo certa continuidade lateral das associações de fácies definidas por tais autores, sugere-se que a eventual ausência de assinatura retrogradacional em alta frequência pode ser explicada por uma relativa estabilidade na relação entre taxa de sedimentação e acomodação, com a primeira ainda dominante sobre a segunda. Tal comportamento tornaria brandas as mudanças na

trajetória da costa e na disposição espacial dos subambientes deposicionais, atribuindo caráter predominantemente autogênico às sequências (Einsele, 2000).

Em contextos nos quais há relativa estabilidade entre acomodação e sedimentação (e, portanto, não há considerável contraste granulométrico entre litofácies superpostas), o reconhecimento de padrões progracionais e a interpretação de superfícies regressivas em escala de alta resolução depende da correta distinção entre tais horizontes e superfícies que demarcam ciclos sedimentológicos, os quais não detêm significado quanto a mudanças na trajetória da costa (Zecchin; Catuneanu; Caffau, 2017).

No modelo 3D, tal distinção tomou como base i) a extensão lateral dos fotohorizontes, que tende a ser maior em superfícies com significado estratigráfico do que em superfícies puramente sedimentológicas e ii) a transição entre estratos superpostos, que tende a ser abrupta em superfícies com significado estratigráfico, ao passo que superfícies puramente sedimentológicas tendem a ser materializadas de forma sutil (e.g. Zecchin; Catuneanu; Caffau, 2017; **Fig. 28B-C; Fig. 31**).

A superposição de tendências progracionais de alta frequência – em geral, diagnósticas de padrões regressivos de média frequência (e.g. Zecchin, 2007) – foi verificada nos 3 perfis principalmente em fotofácies referentes a associações de fácies de frente deltaica proximal (barras de desembocadura e canais distributários terminais – **FDPa**), de planície deltaica inferior (preenchimento de canais distributários – **PDlb**). Tal comportamento provavelmente é vinculado à amalgamação lateral e vertical de corpos arenosos lenticulares reconhecida por Vinassa (2018).

Os afloramentos escarpados da porção inferior do Perfil C, no extremo leste da área de estudo, situam-se estratigraficamente abaixo do “Perfil 1” levantado por Chávez (2018) e Vinassa (2018). Considerando a sucessão de fotofácies exposta por tais afloramentos, bem como a interpretação de Rossi e Steel (2015) e Steel *et al.* (2023) para o nível estratigráfico correspondente na região do Cerro Lohan Mahuida, assume-se que a superposição de tendências progracionais de alta frequência seja atrelada à amalgamação vertical e lateral de barras de desembocadura.

A eventual ocorrência de tendências retrogradacionais de alta frequência inclusas em padrões regressivos de média frequência (formando, portanto, ciclos T-R de alta frequência completos) foi verificada nos perfis A, C e nas porções inferior e superior do Perfil B. Tais zonas correspondem a fotofácies indicativas de associações de fácies de frente deltaica proximal (barras de desembocadura e canais distributários

terminais – **FDPa**), planície deltaica inferior (baía interdistributária – **PDla**) e de planície deltaica superior (**PDS**). Esse comportamento indica suficiente desequilíbrio entre acomodação e taxa de sedimentação para provocar contrastes granulométricos – e, dados os critérios aqui considerados, contrastes de erodibilidade – significativos nas litofácies. A natureza de tal desequilíbrio, nessa escala, provavelmente detém importante componente autogênica vinculada a sutis padrões transgressivos atuantes durante uma tendência regressiva de maior hierarquia (e.g. *autoretreat*; Muto; Steel, 1997; Cattaneo; Steel, 2003; Catuneanu; Zecchin, 2013).

Figura 31 - Exemplo de contraste entre superfícies estratigráficas e superfícies sedimentológicas. Linhas vermelhas indicam superfícies regressivas de alta frequência, ao passo que linhas pretas indicam superfícies sedimentológicas (provavelmente atreladas à migração de pequenas barras arenosas).



Fonte: Autor.

O reconhecimento de tendências retrogradacionais de alta frequência inclusas em padrões transgressivos de média frequência, por sua vez, foi necessariamente dependente do reconhecimento de tendências progradacionais de alta frequência no mesmo intervalo (formando, portanto, ciclos T-R de alta frequência completos). Esse comportamento foi verificado na zona intermediária e superior do Perfil A e na zona superior dos perfis B e C, sendo atrelado a fotofácies indicativas de associações de

fácies de planície deltaica inferior (baía interdistributária – **PDla**; preenchimento de canais distributários – **PDlb**) e de planície deltaica superior (**PDS**). Tais ciclos de alta frequência, nesse cenário, podem indicar relativa proximidade entre o subambiente deposicional e canais distributários do delta, de maneira que variações periódicas de energia possibilitariam a deposição de horizontes arenosos relativamente grossos.

8.2.2 Padrões de empilhamento de média e baixa resolução

Os padrões de empilhamento de média resolução inclusos em tendências progracionais de baixa resolução, em geral, evidenciam ciclos T-R completos que mostram tendências regressivas frequentemente mais espessas que seus pares transgressivos. Como esperado, tal comportamento foi invertido somente durante as tendências retrogradacionais de baixa resolução.

A eventual superposição de padrões progracionais de média frequência foi notada sobretudo nas zonas escarpadas da área de estudo, sendo incluída em tendências regressivas de baixa frequência que abarcam fotofácies indicativas de associações de fácies de frente deltaica proximal (barras de desembocadura e canais distributários terminais – **FDPa**) e planície deltaica inferior (baía interdistributária – **PDla**; preenchimento de canais distributários – **PDlb**). A ausência da assinatura retrogradacional possivelmente é atrelada ou à erosão, ou a rápidos períodos de queda na taxa de sedimentação causadores de movimentos transgressivos de curta duração. A queda na taxa de sedimentação, nesse cenário, diminui e até mesmo impede a acumulação de sedimentos (e.g. “ciclo R”; Zecchin, 2007). Sugere-se, assim, importante controle do aporte sedimentar e da taxa de sedimentação sobre a progradação do delta, considerando a ininterrupta (porém inconstante) subsidência da BN e consequente criação de espaço de acomodação indicadas por Steel *et al.* (2023).

A superposição de padrões retrogradacionais de média frequência foi verificada apenas em um delgado intervalo na porção superior do Perfil C, sendo incluída em tendência transgressiva de baixa frequência que abarca fotofácies correspondentes à associação de fácies de planície deltaica inferior (preenchimento de canais distributários – **PDlb**). Tal comportamento possivelmente advém de uma discreta ação erosiva de ondas ou marés sobre depósitos progracionais de média frequência durante a transgressão, produzindo uma superfície de ravinamento (e.g. “ciclo T”; Zecchin, 2007a; Zecchin; Catuneanu, 2013). Tal ação, no entanto, não foi reconhecida

por Chávez (2018) e Vinassa (2018) para este nível estratigráfico. A natureza da superposição de padrões retrogradacionais e a própria ação de ondas na região do cânion, portanto, são elementos para abordagem em futuras investigações.

O desenvolvimento de ciclos T-R de média e baixa frequência completos, ainda que assimétricos, provavelmente indica elevada – e relativamente constante – taxa de sedimentação durante todo o intervalo estratigráfico aflorante na área de estudo. Assim, eventuais variações eustáticas seriam menos importantes que variações na taxa de sedimentação como controles da formação dos padrões de empilhamento observados. A evolução do sistema deltaico registrado no cânion, portanto, ter-se-ia dado em cenário de dominância do aporte sedimentar e da taxa de sedimentação (*supply-driven delta*; Porebski; Steel, 2006).

A dominância do aporte sedimentar e da taxa de sedimentação sobre a arquitetura estratigráfica exposta na área de estudo, ademais, é reforçada pelo período climático de *greenhouse* global reconhecido para grande parte do Mesozoico, incluindo o Jurássico (Veevers, 1990). Durante tais períodos, eventuais variações (glacio-)eustáticas tendem a ser pouco abrangentes no tempo e no espaço e, assim, detêm menor influência sobre padrões de empilhamento e trajetórias da linha de costa (Burgess; Zhang; Steel, 2022).

A existência de padrões retrogradacionais de baixa frequência, nesse cenário, possivelmente está vinculada a sutis janelas de redução na taxa de sedimentação, as quais permitiram a transgressão marinha. Considerando a paleo-topografia costeira de inclinação relativamente alta inferida por Steel *et al.* (2023), é provável que os padrões transgressivos de baixa frequência não tenham se estendido por longas distâncias na direção do continente, criando, antes, depósitos relativamente espessos e estreitos ao longo do *strike* deposicional (*e.g.* Zecchin, 2007).

8.2.3 Mapeabilidade lateral dos padrões de empilhamento

Na área de estudo, o cânion do Arroio Picún Leufú detém orientação aproximadamente E-W. Considerando as paleocorrentes aferidas por Vinassa (2018), indicativas de fluxo em direção NW-NNW, as exposições rochosas analisadas no presente trabalho registram a configuração estratigráfica da Formação Lajas predominantemente ao longo do *strike* deposicional (quase em paralelo à linha de costa durante o Jurássico Médio). Os cortes que se aproximam do *dip* deposicional

(semiparalelos à paleocorrente) se resumem às ravinas dos extremos leste e oeste da área de estudo. Tal aspecto, inclusive, limitou sobremaneira o reconhecimento de terminações estratais passíveis de indicarem sentidos de movimento da linha de costa (*downlap; toplap; onlap; e.g. Neal; Abreu, 2009*).

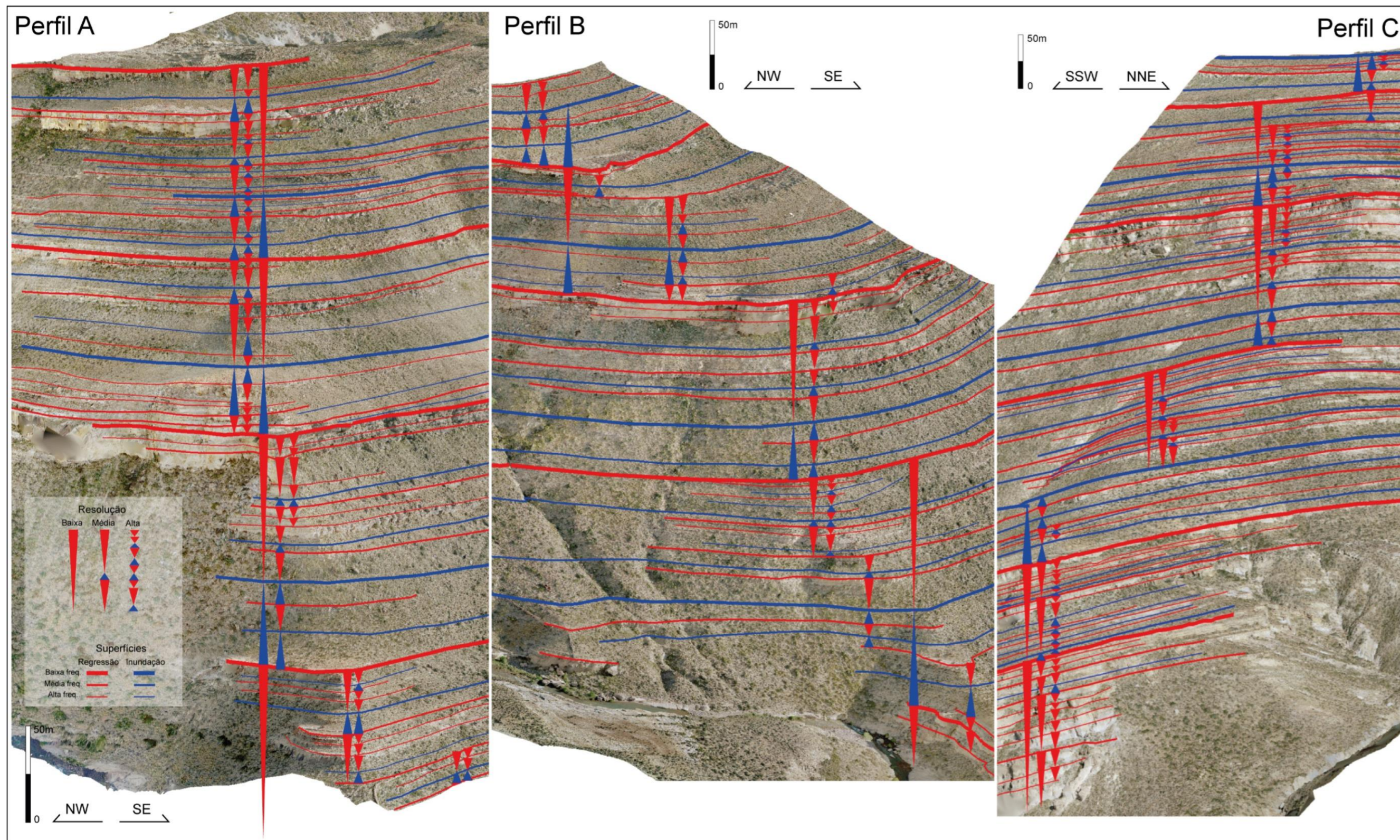
As superfícies de inundação e regressão máxima, em geral, detêm caráter marcadamente sincrônico ao longo do dip deposicional, representando, portanto, horizontes formados de maneira quase simultânea, especialmente em ambientes costeiros e marinhos rasos (Embry; Johannessen, 2017). Tal caráter sincrônico, no entanto, tende a não ser unânime ao longo do strike deposicional, uma vez que a formação das referidas superfícies está mais sujeita a eventuais contrastes de acomodação e taxa de sedimentação causados, por exemplo, por subsidência diferencial ou pela variação lateral dos pontos de entrada de sedimentos na bacia (Zecchin; Catuneanu, 2020).

Admite-se na literatura que em contextos de marcante ciclicidade alogênica de alta frequência – atrelados, por exemplo, à glacio-eustasia durante um icehouse –, padrões de empilhamento, tratos de sistemas e sequências de baixo ranking tendem a se amalgamar lateralmente, conferindo às superfícies estratigráficas de maior hierarquia caráter diacrônico e segmentado (*stepped pattern; Zecchin; Catuneanu, 2020*). Tal aspecto dificulta a correlação lateral de superfícies de alto ranking (baixa frequência), uma vez que a referida segmentação pode posicionar horizontes equivalentes em níveis estratigráficos distantes.

Os padrões de empilhamento de alta frequência identificados nos perfis A, B e C, como esperado, raramente mostraram-se rastreáveis por longas distâncias, mesmo nas zonas escarpadas do cânion. Os fotohorizontes limítrofes de tais padrões frequentemente indicavam truncamento por fotohorizontes atribuídos a superfícies de maior hierarquia (**Fig. 32**) ou simplesmente desapareciam em meio a detritos.

Considerando, portanto, i) a ininterrupta subsidência tectônica anteriormente referenciada, ii) a elevada e relativamente constante taxa de sedimentação inferida para o sistema deltaico e iii) o período climático de greenhouse sob o qual a Formação Lajas se desenvolveu, sugere-se que a ciclicidade de alta frequência – pelo menos na área do presente estudo – desaparece lateralmente, reforçando o caráter autogênico anteriormente assumido. Dessa maneira, a continuidade/conectividade lateral das superfícies estratigráficas de média e baixa resolução é tomada como verdadeira.

Figura 32 - Ortoimagens abrangendo a extensão dos perfis estratigráficos simulados no modelo 3D. Os estratos da Formação Lajas na área de estudo apresentam ângulo de mergulho não uniforme. Assim, diante da impossibilidade de capturar visadas amplas em planos exatamente ortogonais ao mergulho, as barras de escala oferecem medidas aproximadas (não exatas).



Fonte: Autor.

Haja vista o desaparecimento lateral da ciclicidade de alta resolução, bem como a conseqüente conectividade lateral das superfícies estratigráficas de maior hierarquia, apenas os padrões de empilhamento de média e baixa resolução, além dos respectivos tratos de sistemas e sequências, foram quantificados quanto à espessura. Espera-se, contudo, que os elementos estratigráficos de alta frequência apresentem comportamentos semelhantes quanto a tendências verticais de aumento ou diminuição da espessura (e.g. Silveira, 2020).

8.3 Tratos de sistemas e sequências estratigráficas de média e baixa resolução

Por meio dos padrões de empilhamento observados, foram individualizadas 27 sequências de média frequência, com espessura entre 6 e 45 m, e 6 sequências de baixa frequência, com espessura entre 59 e 110 metros (**Fig. 33**).

Os tratos de sistemas de média e baixa resolução, bem como as sequências de respectiva hierarquia, foram avaliados quanto à espessura média exposta em cada perfil levantado. Em geral, dentro das sequências de média e baixa frequência, os tratos de sistemas regressivos mostraram-se mais espessos que seus pares transgressivos em ambas as hierarquias, aspecto já esperado haja vista o comportamento progracional dos sistemas deposicionais denotado por Zavala (1993), Chávez (2018) e Vinassa (2018).

A espessura das sequências estratigráficas de média frequência mostrou variação ascendente aparentemente cíclica (**Fig. 33-35**). Em geral, o padrão notado foi de diminuição ou aumento da espessura, com modestos intervalos de constância. Haja vista o controle predominante do aporte sedimentar e da taxa de sedimentação inferido para a arquitetura estratigráfica exposta no cânion, possivelmente tais tendências de aumento e diminuição da espessura das sequências estejam vinculadas, respectivamente, ao aumento e à diminuição da agração em conseqüência de variações positivas ou negativas na carga de sedimentos do sistema deltaico.

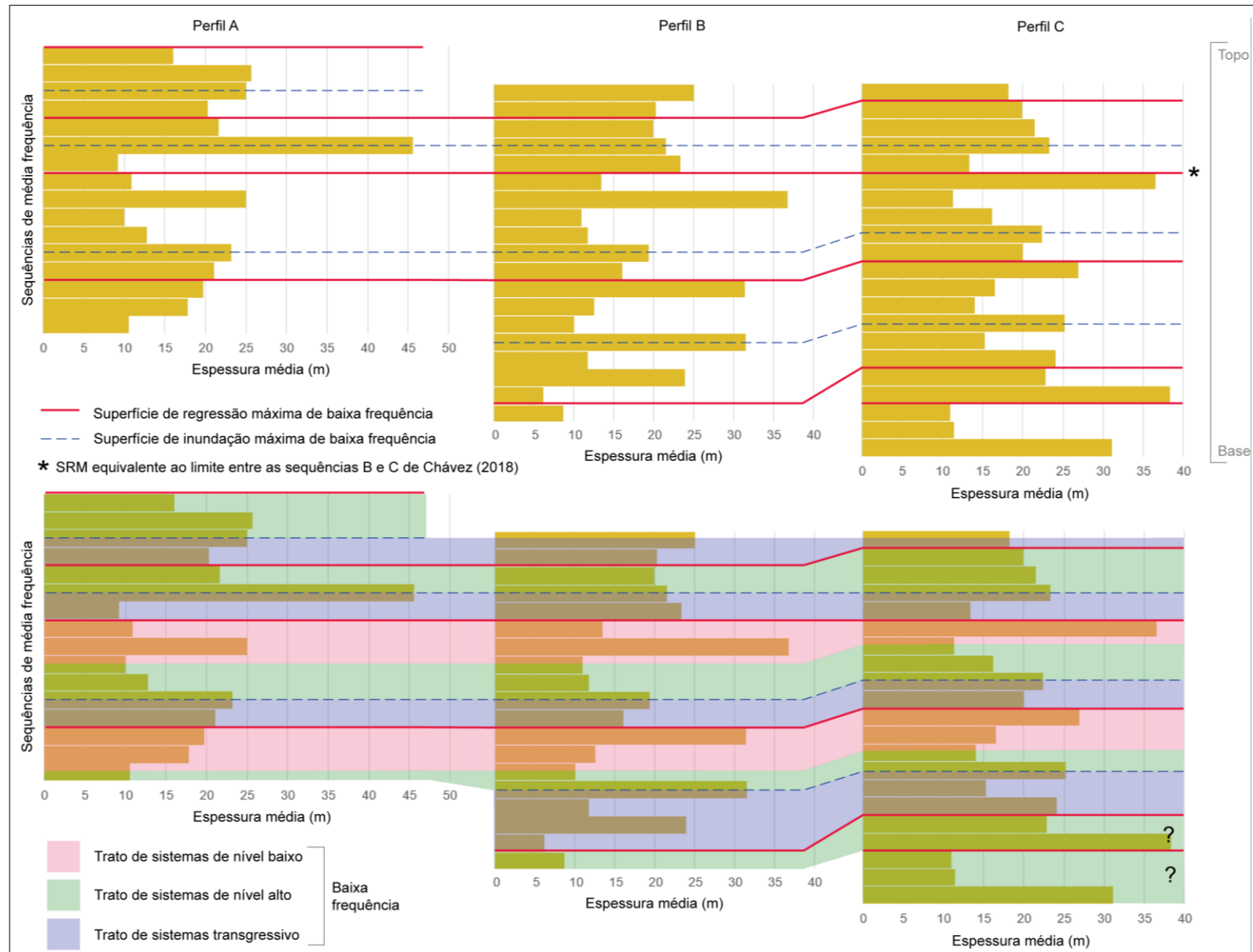
A relação entre as taxas de agração, de acomodação e de sedimentação em sistemas costeiros e plataformais, especialmente ao longo de seus *topsets*, é uma linha de estudo que recebeu importantes contribuições na última década, principalmente direcionadas a análises estatísticas (e.g. Ainsworth *et al.*, 2018; 2020; Colombera; Mountney, 2020). Os principais parâmetros a serem quantificados, nesse

sentido, são a espessura de *parasequências* – que, no escopo do presente trabalho, seriam equivalentes às sequências de alta e média frequência –, a proporção de areia dentro de cada parasequência e o gradiente da plataforma quando da deposição. As conclusões de tais estudos indicam, dentre outros aspectos, razoável correlação positiva entre acomodação e agradação e entre aporte sedimentar e proporção de areia, sugerindo a possibilidade de inferir movimentos da linha de costa e tratos de sistemas a partir desses parâmetros.

Catuneanu (2019), entretanto, sugere que a utilização de tendências deposicionais verticais (agradação e degradação; **Fig. 15A**) como critérios para a inferência da trajetória da costa e de tratos de sistemas pode levar a conclusões equivocadas, uma vez que existem raras exceções à “regra” indicada pela **Fig. 15A** (transgressão acompanhada de degradação; regressão forçada acompanhada de agradação). O autor indica, portanto, que a utilização de tendências geométricas verticais (upstepping e downstepping; **Fig. 15A**) é mais prudente e assertiva. As referidas tendências geométricas, contudo, são melhor observadas em seções sísmicas ou afloramentos de orientação paralela ao dip deposicional. Haja vista que as exposições do cânion são predominantemente paralelas ao strike deposicional, a aplicabilidade do referido critério geométrico é limitada.

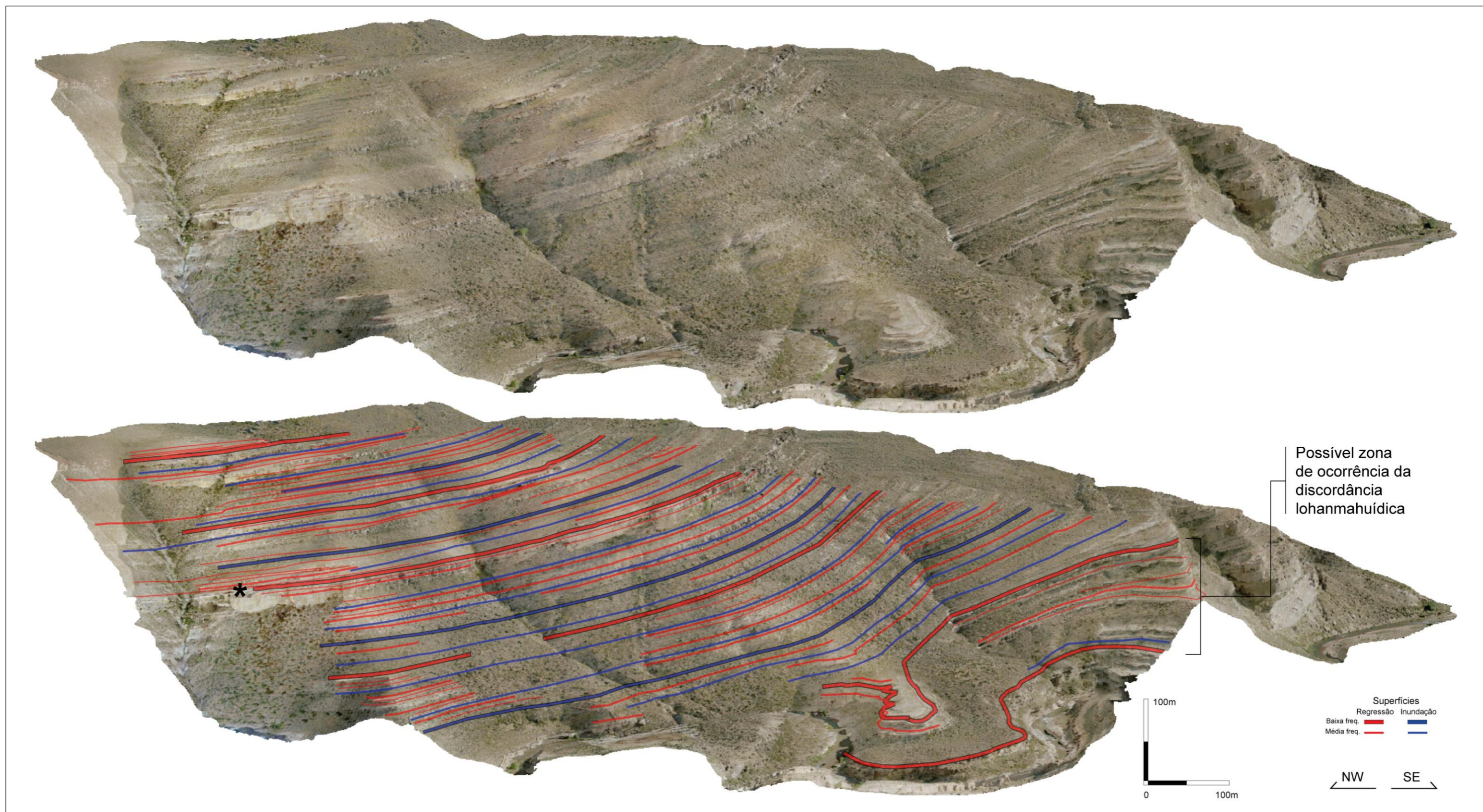
A classificação dos tratos de sistemas com base na trajetória da linha de costa – transgressivos ou regressivos – provavelmente é mais apropriada para a área de estudo em função do forte controle da taxa de sedimentação sobre o desenvolvimento das sequências. Entretanto, a subdivisão do trato de sistemas regressivo em nível alto e nível baixo (que confere maior importância às variações de nível de base e acomodação) pode ser pertinente, sobretudo para rastrear heterogeneidades de reservatórios na área da bacia (*e.g.* Nwaezeapu *et al.*, 2018; Leila *et al.*, 2022). Assim, com base na variação vertical da espessura das sequências de média frequência, o presente trabalho também propõe a hipótese de subdividir o trato de sistemas regressivo em nível alto e nível baixo (**Fig. 33-35**), seguindo o modelo de Van Wagoner *et al.* (1988; **Fig. 17**) e Neal e Abreu (2009). Ressalta-se, no entanto, a necessidade de testar em campo a hipótese aqui apresentada, principalmente porque não foram identificadas no afloramento 3D as superfícies limítrofes de sequências do referido modelo (conformidades correlativas).

Figura 33 - Gráficos das espessuras médias das seqüências de média frequência nos perfis estratigráficos simulados no modelo 3D.



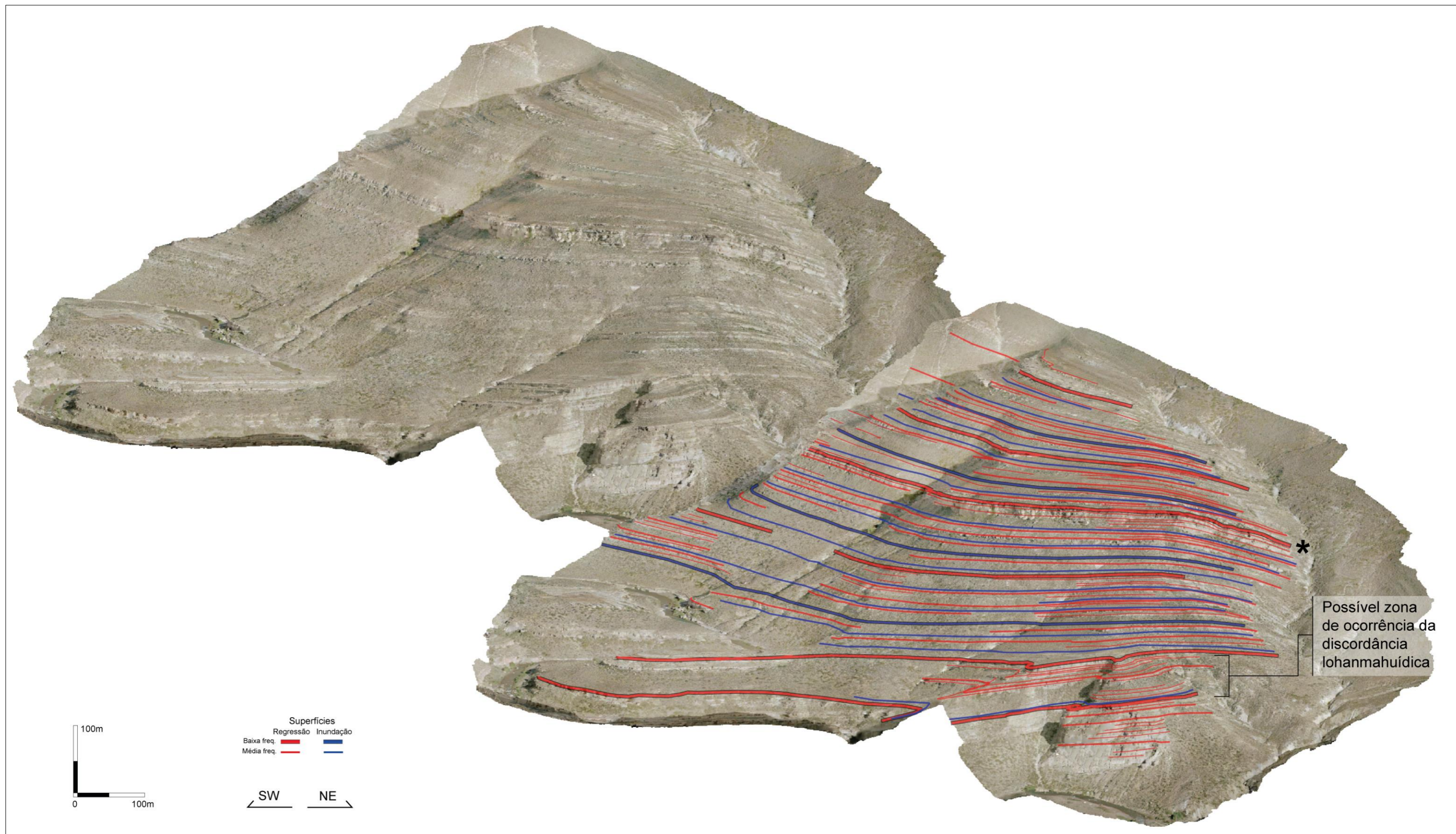
Fonte: Autor.

Figura 34 - Ortoimagem da área de estudo em seção paralela ao dip deposicional.



Fonte: Autor.

Figura 35 - Ortoimagem da área de estudo em seção paralela ao strike deposicional.

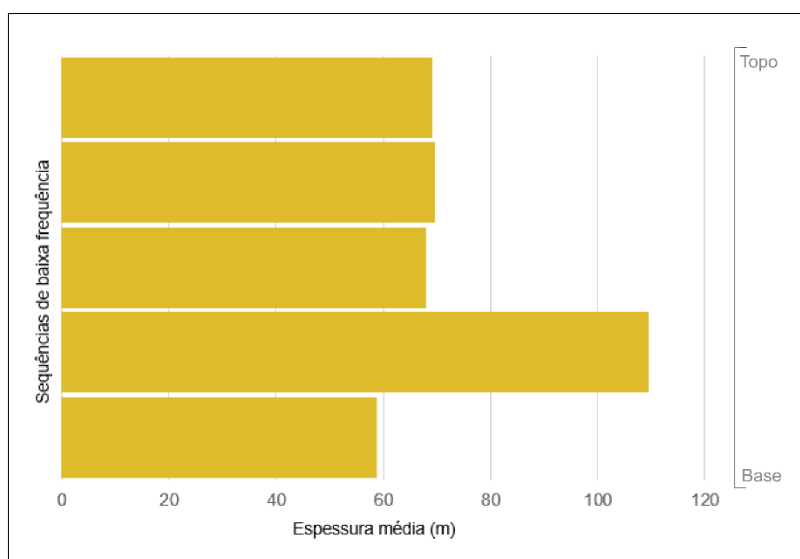


Fonte: Autor.

A inferência de tratos de sistemas de nível alto e de nível baixo a partir da espessura das sequências, portanto, foi dada considerando as seguintes premissas: i) a taxa de criação de espaço de acomodação é progressivamente menor durante o trato de sistemas de nível alto (**Fig. 16B**), implicando em padrões decrescentes de espessura; e ii) a taxa de criação de espaço de acomodação é progressivamente maior durante o trato de sistemas de nível baixo (**Fig. 16B**), resultando em padrões crescentes de espessura.

Uma exceção a tais premissas, contudo, foi interpretada na zona abaixo da superfície de regressão máxima de baixa frequência demarcada com um asterisco nas **Fig. 33-35**, onde há uma abrupta interrupção do padrão crescente de espessuras. A inferência de um trato de sistemas de nível alto para a referida zona, embora coerente com os critérios supracitados, provavelmente seria errônea, uma vez que colocaria em sobreposição dois tratos de sistemas que representam tendências contrastantes de variação do nível de base e acomodação, implicando em uma descontinuidade de larga abrangência temporal. Uma explicação plausível para a origem dessa exceção vincula-se a uma eventual diminuição do aporte sedimentar e da taxa de sedimentação nessa zona da bacia.

Figura 36 - Espessura média das sequências estratigráficas de baixa frequência.



Fonte: Autor.

Na porção basal do Perfil C, não abarcada pelo “Perfil 1” de Chávez (2018) e Vinassa (2018), foram interpretadas duas sequências assimétricas de baixa frequência com espessuras contrastantes (**Fig. 36**), as quais são constituídas por

ciclos de média frequência com padrão de espessura decrescente. Nessa escala, é possível que o desenvolvimento das sequências tenha tido importante participação tectônica, considerando que a área de estudo se situa na zona de influência da Dorsal de Huincul. Dessa forma, variações no gradiente da plataforma ao longo do dip, mesmo que sutis, poderiam favorecer a agração ou a degradação dos tratos de sistemas e das sequências.

O padrão de espessuras notado na base do Perfil C, portanto, condicionou a interpretação de dois tratos de sistemas de nível alto sobrepostos (**Fig. 33**), de maneira que uma descontinuidade de considerável abrangência temporal entre ambos é inferida. Haja vista as descontinuidades estratigráficas reconhecidas na região de estudo (e.g. Zavala, 1993; Leanza, 2009; Steel, 2023), é razoável assumir que a superfície de contato entre os dois tratos de sistemas de nível alto se trate da discordância intrabajociana/lohanmahuídica. Tal proposta, no entanto, deve ser testada com dados mais detalhados da área de estudo, uma vez que difere substancialmente (~140 m) da inferência de Chávez (2018) e Vinassa (2018). Ainda na porção basal do Perfil C, a transição do trato de sistemas de nível alto para o trato de sistemas transgressivo pode ser explicada ou por uma discordância de larga abrangência temporal ou, de maneira mais provável, por uma eventual perturbação no aporte sedimentar e na taxa de sedimentação que permitiu a transgressão marinha.

Considerando as premissas para a inferência de tratos de sistemas anteriormente mencionadas, ademais, o padrão decrescente de espessuras das sequências de baixa frequência (**Fig. 36**) é compatível com o trato de sistemas de nível alto de baixíssima frequência descrito por variados autores para a Formação Lajas (e.g. Silveira, 2020; Steel *et al.*, 2023).

CONSIDERAÇÕES FINAIS

- As fotofácies do modelo 3D foram identificadas com base no rastreamento de fotohorizontes, processo que foi facilitado por padrões erosivos (atribuídos à granulometria dos estratos), pela cor da rocha e pela textura das imagens;
- A impossibilidade de reconhecimento de estruturas sedimentares primárias não permitiu o ordenamento dos tratos de sistemas e das sequências, uma vez que associações de fácies não puderam ser definidas. A nomenclatura utilizada,

portanto, foi atrelada puramente à escala de observação (“resolução”) e à recorrência de contrastes entre fotofácies no registro (“frequência”);

- Os padrões de empilhamento de alta frequência, bem como as respectivas sequências, mostraram pouca rastreabilidade lateral, sugerindo perda da ciclicidade de alta resolução na área do cânion. Tal comportamento possivelmente é vinculado a uma dinâmica estável entre elevadas taxas de sedimentação e uma ininterrupta criação de espaço de acomodação, em consonância com o período de greenhouse reconhecido para o Jurássico Médio;
- Os padrões de empilhamento de média e baixa frequência, assim como as respectivas sequências, exibiram boa mapeabilidade lateral. A considerável espessura mostrada por tais sequências, ademais, sugere abundante e constante taxa de sedimentação mesmo durante tendências transgressivas. A arquitetura estratigráfica registrada no cânion, portanto, provavelmente é dominada pelo aporte e pela taxa de sedimentação.
- Eventuais superposições de padrões de empilhamento progradacionais de média frequência, as quais, em geral, mostraram boa rastreabilidade lateral, possivelmente são vinculadas a rápidos períodos de queda na taxa de sedimentação que condicionaram sutis movimentos transgressivos, cujo os depósitos provavelmente foram erodidos ou sequer existiram.
- A única sobreposição registrada de padrões de empilhamento progradacionais de baixa frequência provavelmente detém caráter tectônico. Sugere-se, assim, que a discordância lohanmahuídica seja materializada nessa zona do cânion. Tal hipótese, contudo, deve ser confrontada com informações advindas de futuros trabalhos de campo.
- Haja vista a correlação positiva indicada na literatura entre agração e espessura de sequências, sugere-se a possibilidade de dividir os tratos de sistemas regressivos de baixa frequência em nível alto e nível baixo. Tal hipótese, no entanto, necessita de futuras investigações e de dados mais detalhados para ser desenvolvida.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AINSWORTH, R. B.; MCARTHUR, J. B.; LANG, S. C.; VONK, A. J. **Parameterizing parasequences: importance of shelf gradient, shoreline trajectory, sediment supply, and autoretreat**. AAPG Bulletin v. 104, p. 53-82, 2020.
- AINSWORTH, R. B.; MCARTHUR, J. B.; LANG, S. C.; VONK, A. J. **Quantitative sequence stratigraphy**. AAPG Bulletin v. 102, p. 1913-1939, 2018.
- AL-SUWAIDI, A. H.; HESSELBO, S. P.; DAMBORENEA, S. E.; MANCEÑIDO, M. O.; JENKYN, H. C.; RICCARDI, A. C.; ANGELOZZI, G. N.; BAUDIN, F. **The Toarcian Oceanic Anoxic Event (Early Jurassic) in the Neuquén Basin, Argentina: A Reassessment of Age and Carbon Isotope Stratigraphy**. Journal of Geology, v. 124, n. 2, p. 171–193, 2016.
- ALMEIDA JUNIOR, F. N.; STEEL, R. J.; OLARIU, C.; GAN, Y.; PAIM, P. S. G. **River-dominated and tide-influenced shelf-edge delta systems: Coarse-grained deltas straddling the Early–Middle Jurassic shelf–slope break and transforming downslope, Lajas–Los Molles formations, Neuquén Basin, Argentina**. Sedimentology, v. 67, n. 6, p. 2883–2916, 2020.
- ARREGUI, C.; CARBONE, O.; LEANZA, H. A. Contexto tectosedimentario. In: LEANZA, H. A.; ARREGUI, C.; CARBONE, O.; DANIELI, J. C.; VALLÉS, J. M. (Eds.) **Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentino: Geología y recursos naturales da la Provincia del Neuquén: Geología y recursos naturales da la Provincia del Neuquén**. Asociación Geológica Argentina, 2011.
- ARREGUI, C.; CARBONE, O.; MARTÍNEZ, R. El Grupo Cuyo (Jurásico Temprano-Medio) en la Cuenca Neuquina. In: LEANZA, H. A.; ARREGUI, C.; CARBONE, O.; DANIELI, J. C.; VALLÉS, J. M. (Eds.) **Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentino: Geología y recursos naturales da la Provincia del Neuquén**. Asociación Geológica Argentina, 2011.
- BOGGS, S. **Principles of Sedimentology and Stratigraphy**. 5th Ed. Pearson, 2014.
- BUCKLEY, S. J.; ENGE, H. D.; CARLSSON, C.; HOWELL, J. A. **Terrestrial laser scanning for use in virtual outcrop geology**. Photogrammetric Record, v. 25, n. 131, p. 225–239, 2010.
- BUCKLEY, S. J.; HOWELL, J. A.; ENGE, H. D.; KURZ, T. H. **Terrestrial laser scanning in geology: data acquisition, processing and accuracy considerations**. Journal of the Geological Society, v. 165, n. 3, p. 625–638, 2008.
- BURGESS, P. M.; ZHANG, J.; STEEL, R. J. **Narrow is normal: Exploring the extent and significance of flooded marine shelves in icehouse, transitional, and greenhouse climate settings**. Geology v. 50, p. 496-499, 2022.

CARRIVICK, J.; SMITH, M. W.; QUINCEY, D. J. **Structure from Motion in the Geosciences**. New Analytical Methods in Earth and Environmental Science. Wiley-Blackwell, 2016.

CARTER, R. M.; FULTHORPE, C. S.; NAISH, T. R. **Sequence concepts at seismic and outcrop scale: the distinction between physical and conceptual stratigraphic surfaces**. *Sedimentary Geology* v. 122, p. 165-179, 1998.

CASINI, G.; HUNT, D. W.; MONSEN, E.; BOUNAIM, A. **Fracture characterization and modeling from virtual outcrops**. *AAPG Bulletin*, v. 100, n. 1, p. 41–61, 2016.

CATTANEO, A.; STEEL, R. J. **Transgressive deposits: a review of their variability**. *Earth-Science Reviews* v. 62, p. 187-228, 2003.

CATUNEANU, O.; ABREU, V.; BHATTACHARYA, J. P.; BLUM, M. D.; DALRYMPLE, R. W.; ERIKSSON, P. G.; FIELDING, C. R.; FISHER, W. L.; GALLOWAY, W. E.; GIBLING, M. R.; GILES, K. A.; HOLBROOK, J. M.; JORDAN, R.; KENDALL, C. G. St. C.; MACURDA, B.; MARTINSEN, O. J.; MIAL, A. D.; NEAL, J. E.; NUMMEDAL, D.; POMAR, L.; POSAMENTIER, H. W.; PRATT, B. R.; SARG, J. F.; SHANLEY, K. W.; STEEL, R. J.; STRASSER, A.; TUCKER, M. E.; WINKER, C. **Towards the standardization of sequence stratigraphy**. *Earth-Science Reviews*, v. 92, p. 1–33, 2009.

CATUNEANU, O.; GALLOWAY, W. E.; KENDALL, C. G. St. C.; MIAL, A. D.; POSAMENTIER, H. W.; STRASSER, A.; TUCKER, M. E. **Sequence Stratigraphy: Methodology and Nomenclature**. *Newsletters on Stratigraphy*, v. 44, n. 3, p. 173–245, 2011.

CATUNEANU, O. **Principles of Sequence Stratigraphy**. 2nd Ed. Elsevier, 2022.

CATUNEANU, O. **Sequence Stratigraphy: Guidelines for a Standard Methodology**. *Stratigraphy and Timescales*, v. 2, p. 1–57, 2017.

CATUNEANU, O. **Model-independent sequence stratigraphy**. *Earth-Science Reviews*, v. 188, p. 312–388, 2019.

CATUNEANU, O.; ZECCHIN, M. **High-resolution sequence stratigraphy of clastic shelves II: Controls on sequence development**. *Marine and Petroleum Geology*, v. 39, p. 26–38, 2013.

CAWOOD, A. J.; BOND, C. E.; HOWELL, J. A.; BUTLER, R. W. H.; TOTAKE, Y. **LiDAR, UAV or compass-clinomometer? Accuracy, coverage and the effects on structural models**. *Journal of Structural Geology*, v. 98, p. 67–82, 2017.

CHÁVEZ, S. A. **Análisis estratigráfico de secuencias de alta resolución de la Fm. Lajas (Jurásico Medio) en el sector suroccidental de la Cuenca Neuquina (Cañón**

del Arroyo Picún Leufú), Provincia de Neuquén. Trabalho de Conclusão de Curso. Orientador: Carlos Arregui. Universidad Nacional del Comahue – Neuquén, Argentina, 2018.

CLIMATE-DATA. **Clima no município de Zapala, Argentina.** Disponível em <https://pt.climate-data.org/americas-do-sul/argentina/neuquen/zapala-19792/> - Último acesso em 22/06/2023.

COE, A. L. (Ed.) **Geological Field Techniques.** Wiley-Blackwell, 2010.

COLOMBERA, L.; MOUNTNEY, N. P. **Accommodation and sediment-supply controls on clastic parasequences: A meta-analysis.** *Sedimentology* v. 67, p. 1667-1709, 2020.

DALRYMPLE, R. W. Interpreting Sedimentary Successions: Facies, Facies Analysis and Facies Models. In: JAMES, N. P.; DALRYMPLE, R. W. (Eds.). **Facies Models.** Geological Association of Canada, 2010.

D'ANGELO, G.; MARIN, N; TERRÉ, E. **La producción de petróleo y gas em Argentina sigue creciendo em 2022.** Informativo Semanal da Bolsa de Comercio de Rosário. Ano XL - Ed. 2077 - 18 de novembro de 2022. Disponível em <https://www.bcr.com.ar/es/mercados/investigacion-y-desarrollo/informativo-semanal/noticias-informativo-semanal/la-56> - Último acesso em 22/06/2023.

D'ELIA, L.; BILMES, A.; NAIPAUER, M.; VERGANI, G. D.; MURAVCHIK, M.; FRANZESE, J. R. **The Syn-Rift of the Neuquén Basin (Precuyano and Lower Cuyano Cycle): Review of Structure, Volcanism, Tectono-Stratigraphy and Depositional Scenarios.** In KIETZMANN, D.; FOLGUERA, A. (Eds.). Opening and Closure of the Neuquén Basin in the Southern Andes. Springer Earth System Sciences, 2020.

DELLA FÁVERA, J. C. **Fundamentos de Estratigrafia Moderna.** EdUERJ, 2001.

DJI ENTERPRISE. **Manual de instruções do Matrice 300 RTK** v. 1.4. 2020.

DJI ENTERPRISE. **Manual de instruções do sensor Zenmuse L1** v. 1.2. 2021.

EINSELE, G. **Sedimentary Basins; Evolution, Facies, and Sediment Budget.** 2 Ed. Springer, 2000.

EMBRY, A. F.; JOHANNESSEN, E. P. T-R sequence stratigraphy, facies analysis and reservoir distribution in the uppermost Triassic-Lower Jurassic succession, western Sverdrup Basin, Arctic Canada. In: VORREN, T. O.; BERGSAGER, E.; DAHLSTAMNES, O. A.; HOLTER, E.; JOHANSEN, B.; LIE, E.; LUND, T. B. (Eds.) **Arctic Geology and Petroleum Potential.** Norwegian Petroleum Society Special Publication 2. Elsevier, 1992.

EMBRY, A. F.; JOHANNESSEN, E. P. Two Approaches to Sequence Stratigraphy. In: MONTENARI, M. (Ed.) **Advances in Sequence Stratigraphy**. Stratigraphy and Timescales book series v. 2. Elsevier, 2017.

FRAGOSO, D. G. C.; RAJA GABAGLIA, G. P.; MAGALHÃES, A. J. C.; SCHERER, C. M. S. **Cyclicality and hierarchy in sequence stratigraphy: An integrated approach**. Brazilian Journal of Geology, v. 51, n. 2, 2021.

FRAGOSO, D. G. C.; KUCHENBECKER, M.; MAGALHÃES, A. J. C.; SCHERER, C. M. S.; RAJA GABAGLIA, G. P.; STRASSER, A. **Cyclicality in Earth sciences, quo vadis? Essay on cycle concepts in geological thinking and their historical influence on stratigraphic practices**. History of Geo- and Space Sciences v. 13, p 39-69, 2022.

FRANZESE, J.; SPALLETTI, L. **Late Triassic-early Jurassic continental extension in southwestern Gondwana: tectonic segmentation and pre-break-up rifting**. Journal of South American Earth Sciences, v. 14, 257–270, 2001.

FRANZESE, J.; SPALLETTI, L.; PÉREZ, I. G.; MACDONALD, D. **Tectonic and paleoenvironmental evolution of Mesozoic sedimentary basins along the Andean foothills of Argentina (32°-54°S)**. Journal of South American Earth Sciences, v. 16, n. 1, p. 81–90, 2003.

FREITAS, B. T.; SILVA, L. H. G.; ALMEIDA, R. P.; GALEAZZI, C. P.; FIGUEIREDO, H. G.; TAMURA, L. N.; JANIKIAN, L.; FIGUEIREDO, F. T.; ASSINE, M. L. **Cross-strata palaeocurrent analysis using virtual outcrops**. Sedimentology, v. 68, n. 6, p. 2397–2421, 2021.

FUENTES, F.; HORTON, B. K. The Andean Foreland Evolution of the Neuquén Basin: A Discussion. In KIETZMANN, D.; FOLGUERA, A. (Eds.). **Opening and Closure of the Neuquén Basin in the Southern Andes**. Springer Earth System Sciences, 2020.

GRIMALDI, G. O.; DOROBK, S. L. **Fault framework and kinematic evolution of inversion structures: Natural examples from the Neuquén Basin, Argentina**. AAPG Bulletin, v. 95, n. 1, p. 27–60, 2011.

GUADAGNIN, F.; CHEMALE JR., F.; FONTANA, E.; GREGORY, T. R.; GOMES, C. H.; BORBA, A. W.; CARON, F.; MATTÉ, V.; GONÇALVES, I. G.; HANSEN, M. A. F.; KUMAIRA, S.; PEDROSO, E. B.; SOARES, D. M.; SOUZA, E. G.; ROSA, A. A. S.; CLEMENTE, I. M.; TAGLIEBER, J. C. H.; OLIVEIRA, A. G. M. **BRGeo.org – Biblioteca Virtual de Geologia do Brasil**. Projeto de Pesquisa. Disponível em <https://www.brgeo.org/> - Último acesso em 02/07/2023.

HODGETTS, D. **Laser scanning and digital outcrop geology in the petroleum industry: A review**. Marine and Petroleum Geology, v. 46, p. 335–354, 2013.

HOWELL, J. A.; CHMIELEWSKA, M.; LEWIS, C.; BUCKLEY, S. J.; NAUMANN, N.; PUGSLEY, J. **Acquisition of Data for Building Photogrammetric Virtual Outcrop Models for the Geosciences using Remotely Piloted Vehicles (RPVs)**. Pre-Print. Earth ArXiv, University of California. 2021. Disponível em <https://eartharxiv.org/repository/view/2688/#:~:text=Data%20for%20these%20models%20is%20commonly%20acquired%20using,over%20500%20virtual%20outcrops%20over%20the%20last%20decade> - Último acesso em 28/06/2023

HOWELL, J. A.; SCHWARZ, E.; SPALLETTI, L. A.; VEIGA, G. D. The Neuquén Basin: an overview. In VEIGA, G. D.; SPALLETTI, L. A.; HOWELL, J. A.; SCHWARZ, E. (eds.). **The Neuquén Basin, Argentina: A Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics**. Geological Society Special Publications, 252, 1–14. The Geological Society of London. Londres, 2005.

HOWELL, J. A.; MARTINIUS, A. W.; GOOD, T. R. **The application of outcrop analogues in geological modelling: a review, present status and future outlook**. Geological Society, London, Special Publications, v. 387, n. 1, p. 1–25, 2014.

IGLHAUT, J.; CABO, C.; PULITI, S.; PIERMATTEI, L.; O'CONNOR, J.; ROSETTE, J. **Structure from Motion Photogrammetry in Forestry: a Review**. Current Forestry Reports, v. 5, p. 155–168, 2019.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA – IBGE. **Serviço online para pós-processamento de dados GNSS (IBGE-PPP)**. Disponível em <https://www.ibge.gov.br/geociencias/informacoes-sobre-posicionamento-geodesico/servicos-para-posicionamento-geodesico/16334-servico-online-para-pos-processamento-de-dados-gnss-ibge-ppp.html?=&t=processar-os-dados> – Último acesso em 01/07/2024.

INSTITUTO NACIONAL GEOGRÁFICO DE ARGENTINA - IGN. **Capas SIG. Catálogo de Objetos Geográficos v.2**. Argentina, 2017. Disponível em <https://www.ign.gob.ar/NuestrasActividades/InformacionGeoespacial/CapasSIG> - Último acesso em 22/06/2023.

JAMES, M. R.; CHANDLER, J. H.; ELTNER, A.; FRASER, C.; MILLER, P. E.; MILLS, J. P.; NOBLE, T.; ROBSON, S.; LANE, S. N. **Guidelines on the use of structure-from-motion photogrammetry in geomorphic research**. Earth Surface Processes and Landforms, v. 44, n. 10, p. 2081–2084, 2019.

JONES, R. R.; MCCAFFREY, K. J. W.; CLEGG, P.; WILSON, R. W.; HOLLIMAN, N. S.; HOLDSWORTH, R. E.; IMBER, J. WAGGOTT, S. **Integration of regional to outcrop digital data: 3D visualisation of multi-scale geological models**. Computers and Geosciences 35, p. 4–18, 2009.

KAISER, A.; ERHARDT, A.; ELTNER, A. **Addressing uncertainties in interpreting soil surface changes by multitemporal high-resolution topography data across scales.** Land Degradation and Development, v. 29, n. 8, p. 2264–2277, 2018.

KROTH, M. **Modelos virtuais de afloramento aplicados à estratigrafia de sequências e modelagem de análogos de reservatório fluvial na Bacia Lusitânica.** Trabalho de Conclusão de Curso. Orientador: Felipe Guadagnin. Universidade Federal do Pampa, 2018.

LEANZA, H. A. **Las principales discordancias del Mesozoico de la Cuenca Neuquina según observaciones de superficie.** Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales v. 11(2), p. 145-184, 2009.

LEANZA, H. A.; HUGO, C. A. Geología de la Hoja Geológica 3969–III (Picún Leufú). In: **Boletín Nº 218. Programa Nacional de Cartas Geológicas – Escala 1:250.000 – Provincias del Neuquén y Río Negro.** República Argentina. Servicio Geológico Minero Argentino, Buenos Aires, 1997.

LEGARRETA, L.; ULIANA, M. A. **The Jurassic succession in west-central Argentina: stratal patterns, sequences and paleogeographic Evolution.** Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 120, p. 303–330, 1996.

LEILA, M.; EL-SHEIKH, I.; ABDELMAKSoud, A.; RADWAN, A. A. **Seismic sequence stratigraphy and depositional evolution of the Cretaceous-Paleogene sedimentary successions in the offshore Taranaki Basin, New Zealand: implications for hydrocarbon exploration.** Marine Geophysical Research v. 43(23), 2022.

MAGALHÃES, A. J.; FRAGOSO, D. G. C.; RAJA GABAGLIA, G. P.; TERRA, G. J. S.; MELO, A. H.; ANDRADE, P. R. O.; GUADAGNIN, F.; LIMA-FILHO, F. P. **Sequence stratigraphy of clastic and carbonate successions: applications for exploration and production of natural resources.** Brazilian Journal of Geology, v. 51, n. 4, 2021.

MAGALHÃES, A. J. C.; RAJA GABAGLIA, G. P.; FRAGOSO, D. G. C.; BENTO FREIRE, E.; LYKAWKA, R.; ARREGUI, C. D.; SILVEIRA, M. M. L.; CARPIO, K. M. T.; DE GASPERI, A.; PEDRINHA, S.; ARTAGÃO, V. M.; TERRA, G. J. S.; BUNEVICH, R. B.; ROEMERS-OLIVEIRA, E.; GOMES, J. P.; HERNÁNDEZ, J. I.; HERNÁNDEZ, R. M.; BRUHN, C. H. L. **High-resolution sequence stratigraphy applied to reservoir zonation and characterisation, and its impact on production performance – shallow marine, fluvial downstream, and lacustrine carbonate settings.** Earth Science Reviews, v. 210, 2020.

MAGALHÃES, A. J. C.; RAJA GABAGLIA, G. P.; SCHERER, C. M. S.; BÁLLICO, M. B.; GUADAGNIN, F.; BENTO FREIRE, E.; SILVA BORN, L. R.; CATUNEANU, O. **Sequence hierarchy in a Mesoproterozoic interior sag basin: from basin fill to**

reservoir scale, the Tombador Formation, Chapada Diamantina Basin, Brazil. Basin Research v. 28, p. 393-432, 2016.

MAGALHÃES, A. J. C.; TERRA, G. J. S.; GUADAGNIN, F.; FRAGOSO, D. G. C.; MENEGAZZO, M. C.; PIMENTEL, N. L. A.; KUMAIRA, S.; FAUTH, G.; SANTOS, A.; WATKINS, D. K.; BRUNO, M. D. R.; CEOLIN, D.; BAECKER-FAUTH, S.; RAJA GABAGLIA, G. P.; TEIXEIRA, W. L. E.; LIMA FILHO, F. P. L. **Middle Jurassic multi-scale transgressive–regressive cycles: An example from the Lusitanian Basin.** Depositional Record, v. 9, p. 174–202, 2023.

MIALL, A. D. **Stratigraphy: A Modern Synthesis.** Springer, 2016.

MIALL, A. D. **The Geology of Stratigraphic Sequences.** 2nd Ed. Springer, 2010.

MUTO, T.; STEEL, R. J. **Principles of regression and transgression: The nature of the interplay between accommodation and sediment supply.** Journal of Sedimentary Research v. 67(6), p. 994-1000, 1997.

NEAL, J.; ABREU, V. **Sequence stratigraphy hierarchy and the accommodation succession method.** Geology, v. 37, n. 9, p. 779–782, 2009.

NESBIT, P. R.; DURKIN, P. R.; HUGENHOLTZ, C. H.; HUBBARD, S. M.; KUCHARCZYK, M. **3-D stratigraphic mapping using a digital outcrop model derived from UAV images and structure-from-motion photogrammetry.** Geosphere, v. 14, n. 6, p. 2469–2486, 2018.

NICHOLS, G. **Sedimentology and Stratigraphy.** 2nd Ed. Wiley-Blackwell, 2009.

NIEMINSKI, N. M.; GRAHAM, S. A. **Modeling stratigraphic architecture using small unmanned aerial vehicles and photogrammetry: Examples from the Miocene East Coast Basin, New Zealand.** Journal of Sedimentary Research, v. 87, n. 2, p. 126–132, 2017.

NWAEZEAPU, V. C.; OKORO, A. U.; AKPUNONU, E. O.; AJAEGWU, N. E.; EZENWAKA, K. C.; AHANEKU, C. V. **Sequence stratigraphic approach to hydrocarbon exploration: a case study of Chiadu field at eastern onshore Niger Delta Basin, Nigeria.** Journal of Petroleum Exploration and Production Technology v. 8, p. 399-415, 2018.

OLIVERA, D. E.; MARTÍNEZ, M. A.; ZAVALA, C.; BALLENT, S. C. **Los depósitos oxfordiano-kimmeridgianos de la Formación Lotena: nuevas perspectivas em la estratigrafía del Jurásico Tardío de la Cuenca Neuquina, Argentina.** Ameghiniana (Revista de la Asociación Paleontológica Argentina) v. 47(4), p. 479-499, 2010.

PALESE, C.; LASSIG, J. L.; COGLIATI, M. G.; BASTANSKI, M. A. **Wind Regime and Wind Power in North Patagonia, Argentina**. *Wind Engineering* v. 24, n. 5, p. 361-377, 2000.

PEDRO, G.; MATTIO, H.; PALESE, C.; WARCHOMICKA, N.; LASSIG, J. **Recurso eólico de la Provincia del Neuquén**. *Avances em Energías Renovables y Medio Ambiente* v. 10. Argentina, 2006.

PELLICANI, R.; ARGENTIERO, I.; MANZARI, P.; SPILOTRO, G.; MARZO, C.; ERMINI, R.; APOLLONIO, C. **UAV and Airborne LiDAR Data for Interpreting Kinematic Evolution of Landslide Movements: The Case Study of the Montescaglioso Landslide (Southern Italy)**. *Geosciences*, v. 9, n. 6, 2019.

POREBSKI, S. J.; STEEL, R. J. **Deltas and sea-level change**. *Journal of Sedimentary Research* v. 76, 2006.

PRINGLE, J. K.; CLARK, J. D.; WESTERMAN, A. R.; STANBROOK, D. A.; GARDINER, A. R.; MORGAN, B. E. F. **Virtual Outcrops: 3-D reservoir analogues**. *Journal of the Virtual Explorer*, v. 04, Paper 9. *The Virtual Explorer*. Australia, 2001.

RAHMAN, M. M.; HOWELL, J. A.; MACDONALD, D. I. M. **Virtual outcrop-based analysis of channel and crevasse splay sandstone body architecture in the Middle Jurassic Ravenscar Group, Yorkshire, NE England**. *Journal of the Geological Society*, v. 179, n. 3, 2022.

RAMOS, V. A.; KAY, S. M. **Overview of the tectonic evolution of the southern Central Andes of Mendoza and Neuquén (35°-39°S latitude)**. *Special Paper of the Geological Society of America*, v. 407, p. 1–17, 2006.

RARITY, F.; VAN LANEN, X. M. T.; HODGETTS, D.; GAWTHORPE, R. L.; WILSON, P.; FABUEL-PEREZ, I.; REDFERN, J. **LiDAR-based digital outcrops for sedimentological analysis: workflows and techniques**. In: MARTINIUS, A. W.; HOWELL, J. A.; GOOD, T. (Eds.). **Sediment-Body Geometry and Heterogeneity: Analogue Studies for Modelling the Subsurface**. *Geological Society Special Publication*, v. 387, n. 1, p. 153–183, 2013.

REUTEBUCH, S. E.; ANDERSEN, H.E.; MCGAUGHEY, R. J. **Light Detection and Ranging (LIDAR): An Emerging Tool for Multiple Resource Inventory**. *Journal of Forestry*, v. 103, n. 6, p. 286–292, 2005.

ROISENBERG, H. B.; BÁLLICO, M. B.; GUADAGNIN, F.; MANNA, M. O.; SOUZA, E. G. **Digital Outcrop Models applied to high-resolution stratigraphy in braided fluvial systems: A study case at Jaicós formation in Parnaíba Basin, NE Brazil**. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 119, 2022.

ROSSI, V. M.; STEEL, R. J. **The role of tidal, wave and river currents in the evolution of mixed-energy deltas: Example from the Lajas Formation (Argentina)**. *Sedimentology* v. 63(4), p. 824-864, 2015.

SCIVETTI, N.; FRANZESE, J. R. **Late Triassic - Late Jurassic subsidence analysis in Neuquén Basin central area**. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 94, 2019.

SERVICIO METEOROLÓGICO NACIONAL DE ARGENTINA. Ministerio de Defensa, Presidencia de la Nación. Disponible em <https://www.smn.gob.ar/estadisticas> - Último acceso em 28/06/2023.

SGAVETTI, M. Photostratigraphy of Ancient Turbidite Systems. In: WEIMER, P.; LINK, M. H. (Eds.). **Seismic Facies and Sedimentary Processes of Submarine Fans and Turbidite Systems**. *Frontiers in Sedimentary Geology*. Springer, 1991.

SILVEIRA, M. M. L. **Análisis estratigráfico secuencial de alta resolución y modelado geológico 3D em secciones sedimentarias transicionales y continentales del Jurásico Inferior a Medio del sector sur de la Cuenca Neuquina como análogo en la caracterización de reservorios de hidrocarburos**. Tese de doutorado. Orientadores: Gonzalo Veiga e Guilherme Pederneiras Raja Gabaglia. Facultad de Ciencias Naturales y Museo – Universidad Nacional de La Plata – La Plata, Argentina, 2020.

SPH ENGINEERING. **Inside the new terrain following algorithm in UgCS – Smart AGL**. Disponible em <https://www.sphengineering.com/news/inside-the-new-terrain-following-algorithm-in-ugcs-smart-agl> – Último acceso em 01/07/2024.

STEEL, R. J.; OLARIU, C.; ROSSI, V. M.; MINISINI, D.; BRINKWORTH, W.; LOSS, L. M.; GIUNTA, D.; VOCATURO, G. **Prograding early to middle Jurassic margin, Neuquén Basin: Topset process stratigraphy and morphodynamic sediment partitioning**. *Basin Research* v. 35, p. 978-1011, 2023.

TAVANI, S.; GRANADO, P.; CORRADETTI, A.; GIRUNDO, M.; IANNACE, A.; ARBUÉS, P.; MUÑOZ, J. A.; MAZZOLI, S. **Building a virtual outcrop, extracting geological information from it, and sharing the results in Google Earth via OpenPlot and Photoscan: An example from the Khaviz Anticline (Iran)**. *Computers and Geosciences*, v. 63, p. 44–53, 2014.

THIELE, S. T.; GROSE, L.; SAMSU, A.; MICKLETHWAITE, S.; VOLLGGER, S. A.; CRUDEN, A. R. **Rapid, semi-automatic fracture and contact mapping for point clouds, images and geophysical data**. *Solid Earth Discussions*. Copernicus, 2017.

TRIANAFYLLOU, A.; WATLET, A.; LA MOUÉLIC, S.; CAMELBEECK, T.; CIVET, F.; KAUFMANN, O.; QUINIF, Y.; VANDYCKE, S. **3-D digital outcrop model for analysis**

of brittle deformation and lithological mapping (Lorette cave, Belgium). *Journal of Structural Geology*, v. 120, p. 55–66, 2019.

TUCKER, M. E. **Sedimentary Petrology: An Introduction to the Origin of Sedimentary Rocks.** 3rd Ed. Blackwell Science, 2001.

TUCKER, M. E. **Sedimentary Rocks in the Field.** 3 Ed. The Geological Field Guide Series. Wiley, 2003.

VAI, G. B. **The scientific revolution and Nicholas Steno's twofold conversion.** The Geological Society of America Memoir n. 203. GSA, 2009.

VAN WAGONER, J. C.; POSAMENTIER, H. W.; MITCHUM, R. M.; VAIL, P. R.; SARG, J. F.; LOUTIT, T. S.; HARDENBOL, J. An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. In: WILGUS, C.; HASTINGS, B. S.; KENDALL, C. G.; POSAMENTIER, H. W.; ROSS, C. A.; VAN WAGONER, J. C. (Eds.) **Sea Level Changes: An Integrated Approach.** SEPM Special Publication v. 42, p. 39-46, 1988.

VEEVERS, J. J. **Tectonic-climatic supercycle in the billion-year plate-tectonic eon: Permian Pangean icehouse alternates with Cretaceous dispersed-continents greenhouse.** *Sedimentary Geology* v. 68, p. 1-16, 1990.

VIANA, C. D.; ENDLEIN, A.; CAMPANHA, G. A. C.; GROHMANN, C. H. **Algorithms for extraction of structural attitudes from 3D outcrop models.** *Computers and Geosciences*, v. 90, p. 112–122, 2016.

VINASSA, L. **Análisis paleoambiental de alta resolución de la Fm. Lajas (Jurásico Medio) en el sector suroccidental de la Cuenca Neuquina (Cañón del Arroyo Picún Leufú),** Provincia de Neuquén. Trabajo de Conclusión de Curso. Orientador: Carlos Arregui. Universidad Nacional del Comahue – Neuquén, Argentina, 2018.

VOLLGGER, S. A.; CRUDEN, A. R. **Mapping folds and fractures in basement and cover rocks using UAV photogrammetry, Cape Liptrap and Cape Paterson, Victoria, Australia.** *Journal of Structural Geology*, v. 85, p. 168–187, 2016.

WESTOBY, M. J.; BRASINGTON, J.; GLASSER, N. F.; HAMBREY, M. J.; REYNOLDS, J. M. **'Structure-from-Motion' photogrammetry: A low-cost, effective tool for geoscience applications.** *Geomorphology*, v. 179, p. 300–314, 2012.

ZAVALA, C. A. **Estratigrafía y análisis de facies de la Formación Lajas (Jurásico medio) en el sector suroccidental de la Cuenca Neuquina, Provincia del Neuquén, República Argentina.** Tese de Doutorado. Orientador: Carlos Alberto Gulisano. Departamento de Geología – Universidad Nacional del Sur. Bahía Blanca, Argentina. 1993.

ZAVALA, C.; ARCURI, M.; DI MEGLIO, M.; ZORZANO, A.; OTHARÁN, G. **Jurassic Uplift Along the Huincul Arch and Its Consequences in the Stratigraphy of the Cuyo and Lotena Groups. Neuquén Basin, Argentina.** In KIETZMANN, D.; FOLGUERA, A. (Eds.). *Opening and Closure of the Neuquén Basin in the Southern Andes.* Springer Earth System Sciences, 2020.

ZECCHIN, M. **The architectural variability of small-scale cycles in shelf and ramp clastic systems: The controlling factors.** *Earth-Science Reviews* v. 84, p. 21-55, 2007.

ZECCHIN, M.; CAFFAU, M.; CATUNEANU, O. **Recognizing maximum flooding surfaces in shallow-water deposits: An integrated sedimentological and micropaleontological approach (Crotone Basin, southern Italy).** *Marine and Petroleum Geology* v. 133, 2021.

ZECCHIN, M.; CATUNEANU, O. **High-resolution sequence stratigraphy of clastic shelves I: Units and bounding surfaces.** *Marine and Petroleum Geology*, v. 39, p. 1–25, 2013.

ZECCHIN, M.; CATUNEANU, O. **High-resolution sequence stratigraphy of clastic shelves III: Applications to reservoir geology.** *Marine and Petroleum Geology*, v. 62, p. 161–175, 2015.

ZECCHIN, M.; CATUNEANU, O. **High-resolution sequence stratigraphy of clastic shelves VII: 3D variability of stacking patterns.** *Marine and Petroleum Geology*, v. 121, 2020.

ZECCHIN, M.; CATUNEANU, O.; CAFFAU, M. **High-resolution sequence stratigraphy of clastic shelves V: Criteria to discriminate between stratigraphic sequences and sedimentological cycles.** *Marine and Petroleum Geology*, v. 85, p. 259–271, 2017.