

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

EXAME DE QUALIFICAÇÃO

MONOGRAFIA DE QUALIFICAÇÃO

SISTEMAS FLUVIAIS DISTRIBUTIVOS

PROJETO DE TESE DE DOUTORADO

**ARQUITETURA DE FÁCIES E ESTRATIGRAFIA DE ALTA
RESOLUÇÃO DE SISTEMAS FLUVIAIS DISTRIBUTIVOS DA
FORMAÇÃO RIO DO RASTO, PERMIANO SUPERIOR DA BACIA
DO PARANÁ, BRASIL**

MONICA OLIVEIRA MANNA

ORIENTADOR: Prof. Dr. Claiton Marlon dos Santos Scherer
COORIENTADORA: Profa. Dra. Manoela Bettarel Bállico

BANCA EXAMINADORA: Profa. Dra. Amanda Goulart Rodrigues
Prof. Dr. Ernesto Luiz Correa Lavina
Prof. Dr. Ezequiel Galvão de Souza

Porto Alegre, 2021

SUMÁRIO

MONOGRAFIA DE QUALIFICAÇÃO

1.	INTRODUÇÃO	7
2.	EVOLUÇÃO DA TERMINOLOGIA	7
3.	MODELO DE FÁCIES	20

PROJETO DE TESE DE DOUTORAMENTO

1.	INTRODUÇÃO	29
2.	CONTEXTO GEOLÓGICO	30
2.1	BACIA DO PARANÁ	30
2.2	FORMAÇÃO RIO DO RASTO	34
3.	LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	42
4.	OBJETIVOS	46
5.	JUSTIFICATIVAS	46
6.	HIPÓTESES	47
7.	MÉTODOS	47
7.1.	LEVANTAMENTO BIBLIOGRÁFICO	47
7.2.	LEVANTAMENTO ESTRATIGRÁFICO	48
7.3.	MEDIDAS DE PALEOCORRENTES	55
7.4	PETROGRAFIA	56
7.5	ÍNDICE DE ALTERAÇÃO QUÍMICA	56
7.6	ANÁLISES ISOTÓPICAS	57
8.	RESULTADOS ESPERADOS	58
9.	CRONOGRAMA DE EXECUÇÃO	58
10.	FINANCIAMENTO	60

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Modelo de um leque terminal proposto por Kelly & Olsen (1993), em um contexto sem interação com lagos ou mares (Modificado de Kelly & Olsen, 1993).	8
Figura 2. Fatores morfológicos e sedimentológicos que diferem leques aluviais e fluviais (Modificado de Moscariello, 2017).	10
Figura 3. Exemplos de megaleques observados no recente, inseridos nos mais variados contextos tectônicos e climáticos. (1) Megaleques situados na planície do Chaco, América do Sul: (A) Rio Grande; (B) Parapeti; (C) Pilcomayo; (D) Bermejo; (E) Juramento–Salado; (F) Dulce; e (G) Taquari. (2) Megaleque do Rio Okavango, Botswana. (3) Megaleque <i>Kosi</i> , situado nas planícies do Rio Ganges, Himalaias (Modificado de Latrubesse, 2015).	12
Figura 4. Conforme a definição geomorfológica tem-se em (A) a representação de canais distributários ativos simultaneamente, de forma que o gradiente de cores dos depósitos arenosos indica redução das dimensões dos canais (profundidade e espessura), principalmente por perdas por evaporação, infiltração e bifurcação. Em (B) se tem a situação de deslocamento do canal fluvial principal ao longo da planície aluvial em decorrência de sucessivos episódios de avulsão nodal. Nesta situação, um canal é ativo por vez: T1, seguido por T2, seguido por T3, sendo o T3 o mais recente. O caráter de bifurcação (ramificações), tão aparente nestes sistemas, nada mais seria do que o ponto de avulsão nodal (pontos X e Y), no qual os canais se sobrepõem e deslocam-se lateralmente (Modificado de North & Warwick, 2007).	14
Figura 5. Elementos geomórficos que cobrem vastas áreas das bacias sedimentares atuais. São apontadas também as principais diferenças entre sistemas fluviais distributivos e sistemas tributários (Modificado de Weissmann et al., 2010).	15
Figura 6. Principais critérios apresentados por Weissmann et al. (2010) para reconhecimento de Sistemas Fluviais Distributivos (Modificado de Fielding et al., 2012).	16
Figura 7. Elementos geomórficos analisados por Weissmann et al. (2015) em bacias sedimentares atuais (Modificado de DeCelles & Cavazza, 1999).	17
Figura 8. Modelo deposicional do sistema fluvial distributivo <i>Salt Wash</i> (Modificado de Owen et al., 2015).	18
Figura 9. (A) Localização da área de estudo com ênfase nas zonas que compõem o Sistema Distributivo da Formação Guará. (B) Modelo deposicional da Formação Guará, Jurássico Superior da Bacia do Paraná. (C) Distribuição das associações de fácies que compõem esta unidade, juntamente com os dados de paleocorrentes (Reis et al., 2021, em revisão).	19
Figura 10. Padrão de fácies que compõe o modelo de sistemas fluviais distributivos de Nichols & Fischer (2007), fragmentado nos setores proximal, intermediário e distal. Certas tendências podem ser observadas nestes sistemas, como a diminuição à jusante das dimensões dos canais, grau de confinamento dos canais e aumento da ocorrência de depósitos de finos de planície de inundação (Modificado de Nichols & Fischer, 2007).	21
Figura 11. Setores que perfazem um sistema fluvial distributivo, com as feições arquiteturais características de cada setor, A área deposicional do sistema pode atingir dezenas de quilômetros (Modificado de Nichols & Fischer, 2007).	23

Figura 12. Modelo de distribuição dos paleossolos em sistemas fluviais distributivos. A <i>spring line</i> representa o limite em que comumente o lençol freático intercepta a superfície (Modificado de Hartley et al. (2013))	28
Figura 13. Mapa da Bacia do Paraná, ou Bacia Chaco-Paraná, onde são assinaladas as principais feições estruturais e área de abrangência da bacia na América do Sul. Seção geológica NW-SE indicada no mapa (Pereira et al., 2012)	31
Figura 14. Mapa da Bacia do Paraná em que se destaca a área de abrangência das supersequências que compõem o arcabouço estratigráfico da bacia (Milani, 1997)	33
Figura 15. Carta estratigráfica da Bacia do Paraná (Milani et al., 2007)	33
Figura 16. Reconstrução paleogeográfica do Gondwana sudoeste sugerida por Alessandretti et al. (2016) com ênfase nos dados de proveniência da Formação Rio do Rasto, utilizando-se dados de paleocorrentes, zircão detritico e isótopos de Hf (Modificado de Alessandretti et al., 2016). PBA – Cinturão Paraguai-Araguaia; SB – Cinturão Sunsás; AB – Cinturão Aguapeí; RB – Cinturão Ribeira; DB – Cinturão Damara; NN – Cinturão Namaqua-Nataí; MB – Cinturão Moçambique; IB – Cinturão Irumide; BB – Cinturão Bangweulu; AS – Escudo Angolano; KC - Cráton Kaapvaal; PB – Bacia do Paraná; KB – Bacia de Karoo; SP – Serras Pampeanas (Argentina); SCM – Maciço Somuncurá; SV – Serra De La Ventana; DM - Maciço Deseado.....	39
Figura 17. (A) Reconstrução paleogeográfica proposta por Vesely & Schemiko (2019) do Gondwana sudoeste no final do Paleozoico. <i>Bacias sedimentares:</i> TJ – Tarija; PR – Paraná; CP – Chaco-Paraná; SG – Sauce Grande; PG – Paganzo; SR – San Rafael; TP – Tepuel; KR – Karoo; KH – Kalahari; HB – Huab. <i>Magmatismo do Paleozoico Superior:</i> (1) Andes Central; (2) Vulcanismo Choiyoi na Cordilheira Frontal; (3) Arco relacionado ao magmatismo no norte da Patagônia; <i>Granitos do Neoproterozoico e Paleozoico Inferior:</i> (1) Cinturão de dobramento Paraguai; (2) Arco de Asunción; (3) Serras Pampeanas; (4) Cinturões Ribeira e Dom Feliciano; (5) Arco-magmático de Goiás; (6) Cinturão Kaoko. (B) Reconstrução paleogeográfica da Bacia do Paraná com demais áreas adjacentes durante o Permiano Superior. As setas numeradas indicam a direção do <i>input</i> sedimentar baseado em dados de paleocorrentes fluviais da Formação Rio do Rasto, afinamento geral das unidades permianas em direção ao noroeste da Namíbia, exumação das Serras Pampeanas no Paleozoico Superior, e soerguimento e magmatismo na Serra de La Ventana no Permiano Superior (Modificado de Vesely & Schemiko, 2016)	40
Figura 18. (A) Localização da Bacia do Paraná em relação à plataforma Sul-americana. (B) Limites da Bacia do Paraná em território brasileiro. Destaca-se em vermelho a localização da área de estudo no Paraná. (C) Mapa geológico da área de estudo na Serra do Cadeado, região situada entre os municípios de Ortigueira e Mauá da Serra, porção norte do Paraná.	43
Figura 19. (A) Localização da Bacia do Paraná em relação à plataforma Sul-americana. (B) Limites da Bacia do Paraná em território brasileiro. Destaca-se em vermelho a localização da área de estudo em Santa Catarina. (C) Mapa geológico da área de estudo na região serrana de Lages, porção centro-leste de Santa Catarina, e demais municípios. Notar a estrutura circular do Domo de Lages. 44	
Figura 20. (A) Localização da Bacia do Paraná em relação à plataforma Sul-americana. (B) Limites da Bacia do Paraná em território brasileiro. Destaca-se em vermelho a localização da cidade de Caçapava do Sul, centro-oeste do Rio Grande do Sul, onde serão descritos os testemunhos disponibilizados pela CPRM. (C) Mapa geológico do Estado do Rio Grande do Sul com destaque para	

a compartimentação da Bacia do Paraná em blocos Oeste, Central e Leste. Os pontos em vermelho assinalam a localização dos testemunhos selecionados para futura descrição.....	45
Figura 21. Exemplo de folha de seção preenchida durante levantamento em campo (da autora, 2021).	49
Figura 22. Elementos arquiteturais internos e externos ao canal, definidos por Miall (1996) para sistemas fluviais (Modificado de Miall, 1996).....	52
Figura 23. (A) Exemplo de ortofotomosaico gerado a partir do processamento de imagens levantadas com <i>drone</i> , em amplo afloramento localizado na Serra do Cadeado, com as ampliações (B) e (C) do afloramento (da autora, 2021).....	54
Figura 24. Exemplo de diagrama de rosetas gerado no software <i>OpenStereo</i> , a partir de dados de paleocorrentes obtidos em depósitos da Formação Rio do Rastro na região de Lages, SC, depositados a partir de um agente aquoso. Apesar da dispersão, há uma tendência de paleofluxo para leste (da autora, 2021).	55

LISTA DE QUADROS

Quadro 1. Tabela resumo com interpretações para a Formação Rio do Rasto baseado em trabalhos desenvolvidos a nos anos de 1900.....	41
Quadro 2. Código de fácies para sistemas fluviais proposto por Miall (1985; 1996). Todas as fácies são interpretadas em termos da estrutura sedimentar dominante, geradas por um processo específico (Modificado de Miall, 1996).	50
Quadro 3. Hierarquia das superfícies limítrofes definidas com base no tempo de ocorrência de determinados processos (Miall, 1985).	54
Quadro 4. Cronograma de execução previsto para a tese de doutorado. A seção em vermelho indica o período da política de isolamento e distanciamento social imposta pela pandemia do Covid-19, com suspensão de aulas presenciais e atividades laboratoriais e de campo. A linha tracejada em vermelho marca a mudança na temática da tese da doutoranda, ocasionada por conta dos percalços provocados pela pandemia. Em verde estão representadas as atividades já realizadas, e em azul as atividades que serão executadas.....	59

MONOGRAFIA DE QUALIFICAÇÃO:

SISTEMAS FLUVIAIS DISTRIBUTIVOS

1. INTRODUÇÃO

Um número crescente de trabalhos vem ressaltando a importância dos sistemas fluviais distributivos para pesquisas atuais e para compreensão do registro geológico. Estes estudos objetivam a análise de processos e taxas de sedimentação nestes ambientes, gestão de áreas susceptíveis a enchentes e deslizamentos, estudos paleogeográficos e paleoclimáticos, bem como para exploração de reservatórios de hidrocarbonetos e aquíferos.

Uma variada gama de terminologias é aplicada para designar ambientes que apresentam formas em leque quando vistos em imagens aéreas, caracterizados por fluxos que espalham na forma de lobos ao adentrarem a bacia a partir de um ápice situado em porções mais elevadas. Na literatura, são encontrados os seguintes termos: leques aluviais (*alluvial fans*; Blair & McPherson, 1994), leques fluviais (*fluvial fans*; Collinson, 1996; Arenas et al., 2001; Moscariello, 2017; Ventra & Clarke, 2018), leques terminais (*terminal fans*; Friend, 1978; Kelly & Olsen, 1993), leques subaéreos (*subaerial* ou *loosemean fan*; Stanistreet & McCarthy, 1993), sistemas fluviais distributários (*distributary fluvial systems*; Nichols & Fisher, 2007), e sistemas fluviais distributivos (*distributive fluvial systems*; Weissmann et al., 2010). Apesar desta variedade de termos, alguns fatores igualam e diferem estes sistemas, e serão apresentados a seguir.

2. EVOLUÇÃO DA TERMINOLOGIA

Através da análise de estratos fluviais do Devoniano da Bacia de Ebro na Espanha, Friend (1978) apontou a existência de determinados fatores morfológicos que permitiram a caracterização do que ele designou leques terminais. Inclui-se dentro destas características: (i) redução na profundidade do rio à jusante; (ii) ausência de incisão fluvial; e (iii) construção dos depósitos fluviais na forma de lobos convexos. Trabalhos seguintes aprofundaram em detalhe a sedimentologia dos sistemas fluviais distributivos situados nesta mesma bacia, como estes mesmos depósitos do Devoniano, estudados por Kelly & Olsen (1993), e o Sistema Luna, de idade

miocênica, por Nichols (1987).

Kelly & Olsen (1993) utilizam o termo leque terminal para designar sistemas fluviais distributários que não terminam em corpos aquosos de lagos ou mares (Fig. 1). Estes autores sugerem o domínio de leques terminais em locais de clima árido a semiárido, sendo caracterizados por uma rede de canais fluviais distributários que perdem a capacidade e competência de transporte sedimentar à jusante por processos de evaporação, infiltração e bifurcação do fluxo. Exemplos de leques terminais devonianos são encontrados no nordeste/leste da bacia da Groenlândia e na Bacia Munster, na Irlanda. Um exemplo atual é dado pelo rio efêmero Markanda, na Índia, que bifurca e termina como uma série de canais distributários ao longo da planície aluvial (Parkash et al., 1983).

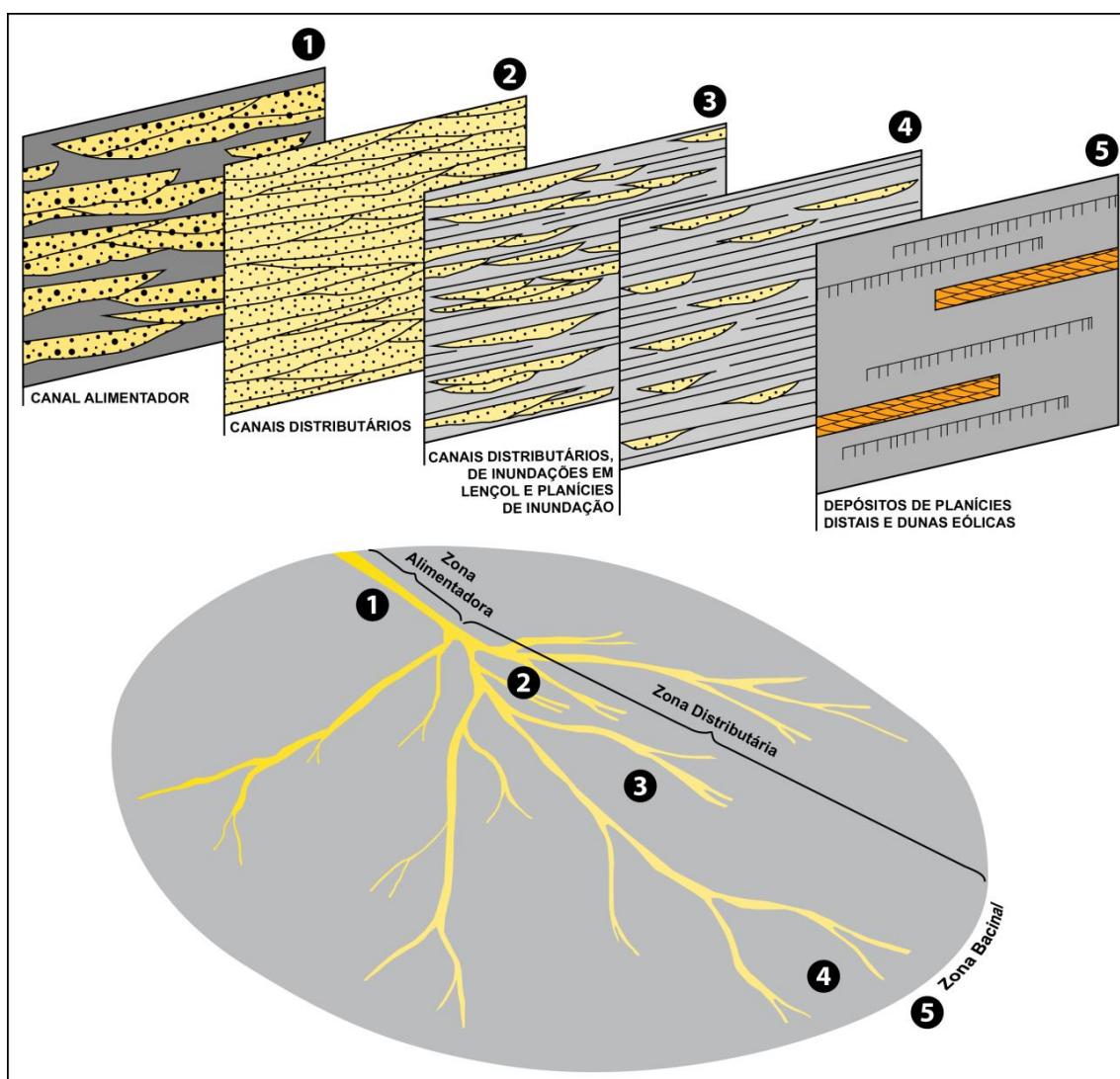


Figura 1. Modelo de um leque terminal proposto por Kelly & Olsen (1993), em um contexto sem interação com lagos ou mares (Modificado de Kelly & Olsen, 1993).

Collinson (1996), na seção de leques aluviais do capítulo *Alluvial Sediments* do livro *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy* (Reading, 1996),

propõe a utilização do termo leques fluviais para designar ambientes mais amplos que leques aluviais dominados por fluxos gravitacionais. São leques formados a partir da migração de canais fluviais perenes ou intermitentes ao longo da planície aluvial, englobando desde leques íngremes de pequenas dimensões, aos grandes leques encontrados ao longo da planície do *Ganges*, Himalaias (e.g., Leques *Kosi*, *Sons* e *Gandak*).

Alguns autores destacam a importância de se definir parâmetros para distinguir leques aluviais e leques fluviais, visto que, apesar de ambos exibirem forma em leque, cada sistema é dominado por processos sedimentares específicos e apresentam arquiteturas deposicionais distintas, cujo conhecimento é relevante, por exemplo, à análise de reservatórios (Blair & McPherson 1994; Moscariello, 2017) (Fig. 2). Ventra & Clarke (2018), no capítulo introdutório do livro “*Geology and Geomorphology of Alluvial and Fluvial Fans: Terrestrial and Planetary Perspectives*”, apresentam uma revisão sobre leques aluviais e fluviais, com base nas suas dimensões, parâmetros morfológicos, hidrológicos e sedimentológicos. Ambos os termos designam sistemas em forma em leque confinados a áreas de topografia mais elevada e acentuada, mas que transitam para áreas de planície menos elevadas, onde os canais fluviais tornam-se progressivamente pouco a não confinados. Leques aluviais são principalmente caracterizados pela sua posição adjacente a áreas elevadas e/ou soerguidas, sendo alimentados por uma bacia hidrográfica mais restrita. São leques que não atingem grandes extensões radiais, comumente na ordem de centenas de metros a poucos quilômetros, mas que apresentam um gradiente topográfico elevado (Blair & McPherson 1994; Crosta & Frattini, 2004; De Scally & Owens, 2004; Harvey et al., 2005; Davies & McSaveney 2008; Moscariello, 2017). Eventos de aumento da descarga propiciam um aumento do escoamento superficial, em que grandes volumes de sedimentos mal selecionados e imaturos são transportados por fluxos de detritos e por fluxos hiperconcentrados, na forma de canais rasos pouco ou não confinados (Blair & McPherson, 1994). Exemplos de leques aluviais são observados em vários contextos tectônicos e climáticos, como no Vale da Morte na Califórnia, EUA, e ao longo dos Andes (porções na Argentina e Chile). Em contrapartida, leques fluviais são caracterizados por cobrirem vastas áreas deposicionais ($< 100 \text{ km}^2$), atingindo extensões radiais superiores a 30 km (Horton & DeCelles, 2001; Leier et al., 2005). São leques que apresentam um baixo gradiente topográfico, com inclinações inferiores a 0,5°. Em geral, são alimentados por uma bacia hidrográfica mais ampla do que a dos leques aluviais. São os canais fluviais que alimentam e distribuem sedimentos ao longo do leque, podendo existir um canal principal ou uma rede de canais. Cinturões de canais e áreas de *overbank* distribuem-se em proporções variadas a depender do setor do sistema, ocorrendo assim uma variação longitudinal nas fácies e arquitetura

dos depósitos (Stanistreet & McCarthy, 1993; Blair & McPherson, 1994). Os termos leques fluviais, sistemas fluviais distributários e megaleques fluviais são utilizados como sinônimos por Arenas et al. (2001), Horton & DeCelles (2001) e Barbeau (2003).

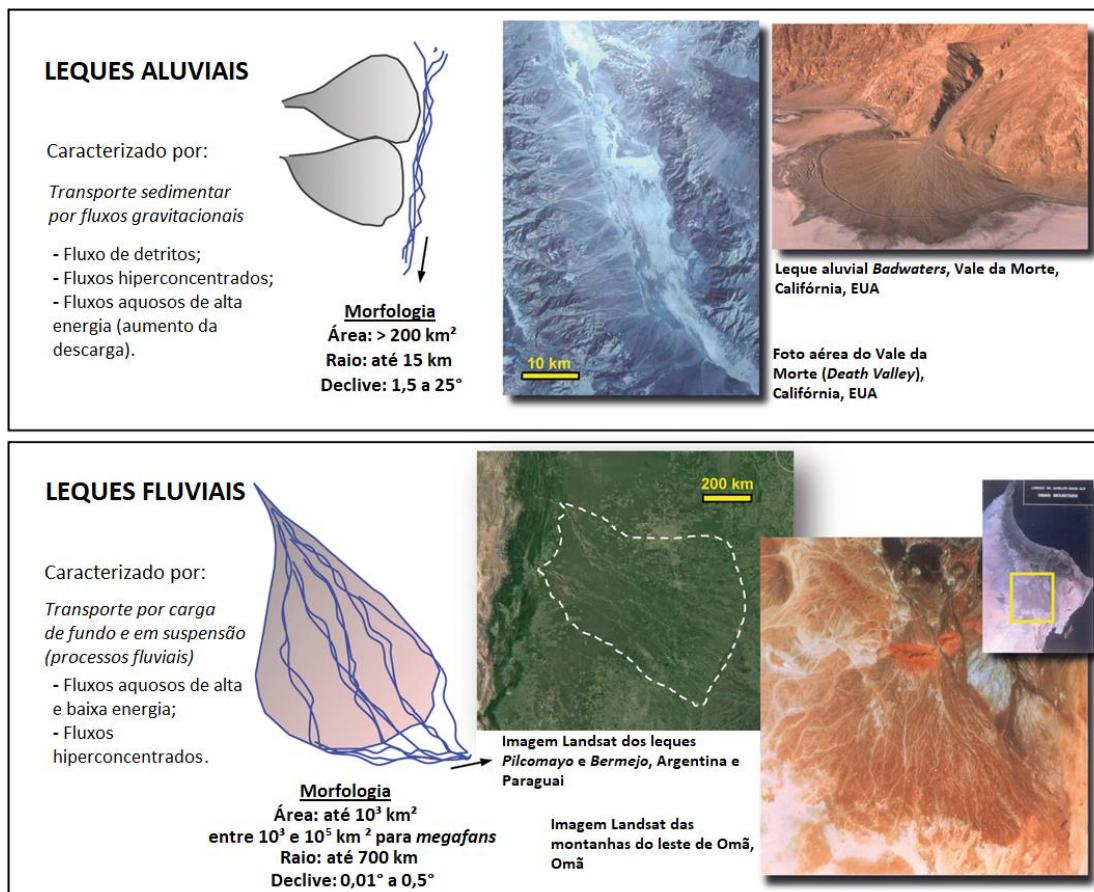


Figura 2. Fatores morfológicos e sedimentológicos que diferem leques aluviais e fluviais (Modificado de Moscariello, 2017).

O termo megaleque fluvial é aplicado para sistemas fluviais distributivos que cobrem extensas áreas da bacia, variando na ordem de 10³ a 10⁵ km² ou até valores superiores, e que apresentam baixo gradiente topográfico, variando entre 0,1° a 0,01° (DeCelles & Cavazza, 1999; Leier et al., 2005; Wilkinson et al., 2006; Hartley et al., 2010; Weissmann et al., 2010; Moscariello, 2017). Para Leier et al. (2005), um sistema é considerado megaleque quando o comprimento radial é superior a 30 km. No entanto, para demais autores, este comprimento deve ser superior a 100 km (Gohain & Parkash, 1990; Wilkinson et al., 2006; Chakraborty & Ghosh, 2010; Latrubesse, 2015) (Fig. 3). Nas últimas décadas, um grande número de trabalhos referentes a estes mega sistemas foram publicados, sendo exaltados temas como a evolução destes sistemas como um indicador de climas influenciados por monções, diversificação e distribuição de organismos, bem como o papel dos megaleques como parte dominante do registro geológico de bacias continentais (Leier et al., 2005; Wilkinson et al., 2006; Weissmann et al., 2010). Exemplos destes ambientes

compreendem o megaleque *Kosi*, com uma área de 10 350 km² (Chakraborty et al., 2010), e o megaleque *Tista*, com área de 18 000 km² (DeCelles & Cavazza, 1999; Chakraborty & Ghosh, 2010), ambos localizados ao longo da planície do *Ganges*, adjacente ao cinturão orogênico dos Himalaias. Na América do Sul, tem-se como principais exemplos o megaleque *Taquari* situado entre Brasil e Bolívia, cobrindo uma área de 50 000 km², sendo 37% do pantanal mato-grossense (Assine, 2005), e os megaleques *Pilcomayo* e *Bermejo*, situados próximos da divisa entre Argentina e Paraguai, que apresentam áreas de ~ 200 000 km² (Iriondo et al., 2000).

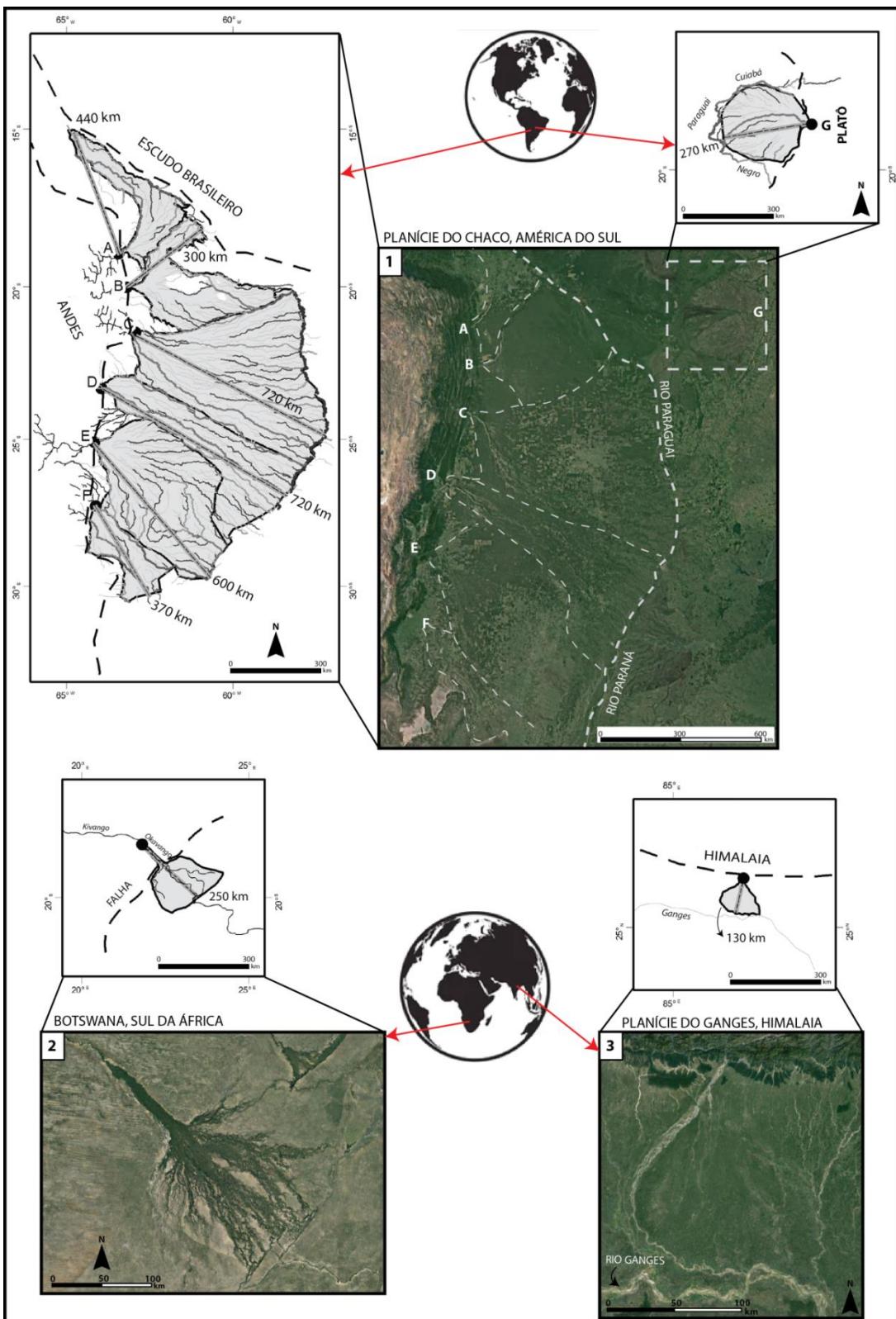


Figura 3. Exemplos de megaleques observados no recente, inseridos nos mais variados contextos tectônicos e climáticos. (1) Megaleques situados na planície do Chaco, América do Sul: (A) Rio Grande; (B) Parapeti; (C) Pilcomayo; (D) Bermejo; (E) Juramento–Salado; (F) Dulce; e (G) Taquari. (2) Megaleque do Rio Okavango, Botswana. (3) Megaleque Kosi, situado nas planícies do Rio Ganges, Himalaia (Modificado de Latrubblesse, 2015).

Um leque fluvial que exibe um gradiente topográfico muito baixo e é dominado por canais fluviais pouco sinuosos a meandrantes é denominado um “*losimean fan*”,

sensu Stanistreet & McCarthy (1993). O termo *losimean fan* compreende a união das iniciais das palavras *low*, *sinuosity* e *meandering*. São sistemas que atingem grandes extensões radiais ao longo da bacia, a exemplo do megaleque Okavango, em Botswana, com 150 km de comprimento radial (Stanistreet & McCarthy (1993), e o megaleque Taquari, no Brasil (Assine, 2005).

O modelo conceitual de fácies para sistemas fluviais distributários foi consolidado e refinado no clássico trabalho “*Processes, facies and architecture of fluvial distributary system deposits*” de Nichols & Fisher (2007), elaborado com base nos trabalhos precursores de Friend (1978), Hirst & Nichols (1986), Nichols (1987, 1989), Kelly & Olsen (1993) e Stanistreet & McCarthy (1993). Nichols & Fischer (2007) aplicam o termo “sistemas fluviais distributários” em oposição ao termo leque terminal para designar um sistema fluvial que, apesar de ter morfologia em leque e diminuição da descarga à jusante, possui uma área distal influenciada pelo nível de base de lagos. A área distal de um sistema fluvial distributário pode ser caracterizada por depósitos de lobos deltaicos, alimentados por canais fluviais que desaguam em corpos lacustres, quando o nível de base do lago está elevado, ou por leques de espraiamento terminal (*terminal splays*), quando não há um corpo aquoso presente em períodos de rebaixamento do nível de base lacustre. Desta forma, o modelo de sistema fluvial distributário destes autores se apoia no nível de base para determinar se o sistema será de fato terminal ou será um delta de lago. Apesar de que, em ambas as situações os setores proximais e intermediários do sistema não serão afetados pelo nível de base, a terminologia de leque terminal não contempla o contexto de nível de base de lago elevado, caracterizando deltas de lagos.

North & Warwick (2007) propõem o abandono dos termos “distributário” e “leques terminais” em um trabalho que aponta questões não tão bem exploradas e solucionadas por trabalhos contemporâneos e seguintes a Friend (1978). No contexto geomorfológico, o termo distributário designa “ramificações” que partem de um canal principal, distribuindo sedimentos e água para porções distais na forma de canais menores, os quais fluem contemporaneamente (Fig. 4). Estes pequenos cursos não se reintegram ao curso principal posteriormente. Os autores acreditam que o significado geomorfológico abrange de forma mais precisa os processos físicos responsáveis pela distribuição e deposição dos sedimentos, fornecendo um caráter mais preditivo com relação à arquitetura de fácies. O caráter distributário, que remete ao fluxo simultâneo dos canais ramificados, ocorre de forma localizada e não tão frequente, não sendo uma feição trivial em leques fluviais do recente. Em uma análise mais aprofundada, North & Warwick (2007) revelam que o registro de leques fluviais é dominado por corpos de canais que se desenvolveram em tempos distintos, não estando ativos simultaneamente. Em consenso com demais trabalhos experimentais (e.g., Schumm

et al., 1987), é demonstrado que um amplo leque fluvial é construído pela avulsão nodal dos canais, e não pela bifurcação dos mesmos. A avulsão dos canais gera lobos que irão construir esse sistema lateral e verticalmente, ao longo do tempo e espaço. No registro, espera-se um padrão arquitetural distinto do que descrito por Friend (1978), Kelly & Olsen (1993), Nichols & Fischer (2007) e demais autores, em que não se observa redução nas dimensões dos canais fluviais à jusante.

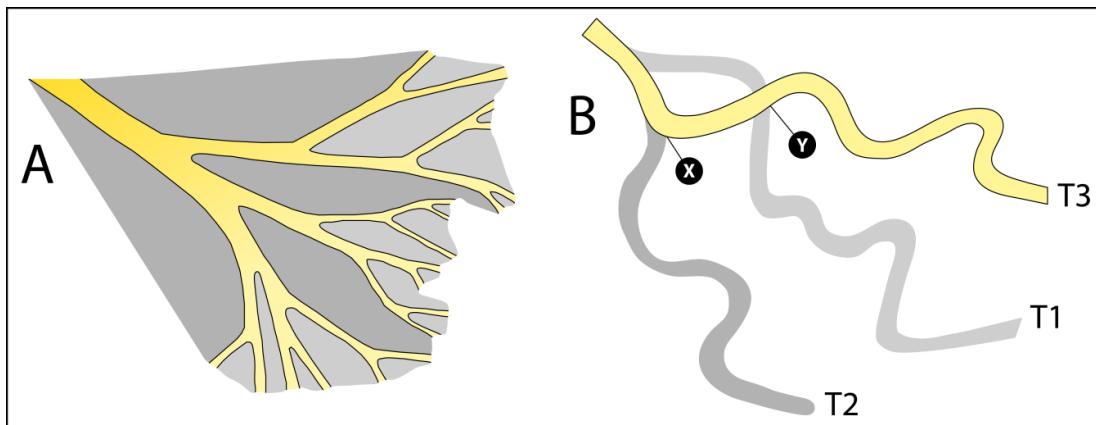


Figura 4. Conforme a definição geomorfológica tem-se em (A) a representação de canais distributários ativos simultaneamente, de forma que o gradiente de cores dos depósitos arenosos indica redução das dimensões dos canais (profundidade e espessura), principalmente por perdas por evaporação, infiltração e bifurcação. Em (B) se tem a situação de deslocamento do canal fluvial principal ao longo da planície aluvial em decorrência de sucessivos episódios de avulsão nodal. Nesta situação, um canal é ativo por vez: T1, seguido por T2, seguido por T3, sendo o T3 o mais recente. O caráter de bifurcação (ramificações), tão aparente nestes sistemas, nada mais seria do que o ponto de avulsão nodal (pontos X e Y), no qual os canais se sobreponem e deslocam-se lateralmente (Modificado de North & Warwick, 2007).

Um novo conjunto de trabalhos desenvolvidos na última década introduziu o termo distributivo (Hartley et al., 2010a,b; Weissmann et al., 2010, 2011). Através da análise de imagens aéreas de 724 bacias continentais atuais, estes autores propõem que amplas áreas das bacias sedimentares atuais são recobertas por sistemas fluviais distributivos, estando presentes nos mais variadas condições climáticas e regimes tectônicos. Os sistemas fluviais distributivos desenvolvem-se em um contexto predominantemente agradacional, cuja progradação e preservação dos depósitos ocorrem em condições de altas taxas de subsidência (Hartley et al., 2010a; Weissmann et al., 2010). O termo distributivo é aplicado para indicar um padrão de distribuição sedimentar por canais e depósitos de planície de inundação que irradiam a partir de um ápice e adentram a bacia de sedimentação. Conforme estes autores, leques aluviais, leques fluviais, megaleques, e canais que avulsionam a partir de um ponto no ápice são considerados tipos de sistemas fluviais distributivos. O termo distributário não é aplicado, pois remete à dispersão sedimentar por vários canais ativos simultaneamente, o que não é sempre observado.

Critérios estabelecidos por Weissmann et al. (2010) para o reconhecimento

destes sistemas incluem: (i) padrão radial dos canais a partir do ápice; (ii) diminuição à jusante das dimensões dos canais por infiltração, bifurcação e evaporação; (iii) diminuição à jusante do tamanho de grão; (iv) progressivo aumento de depósitos de planícies de inundação à jusante; e (iv) falta de confinamento lateral dos canais. Argumenta-se que, em virtude do contexto degradacional no qual os sistemas fluviais tributários axiais estão inseridos, estes sistemas apresentam um baixo potencial de preservação (Weissmann et al., 2010). A utilização do termo distributivo abrange sistemas que apresentam um canal fluvial principal ativo ou uma rede de canais ativos contemporaneamente e que divergem e bifurcam-se em um padrão radial ao longo da planície aluvial (Weissmann et al., 2010). O empilhamento destes sistemas ocorre por agradação de lobos formados a partir da avulsão nodal dos canais nas regiões próximas ao ápice. Sistemas fluviais distributivos tendem a acumular espessos depósitos de *overbank* em regiões intermediárias a distais, uma vez que apresentam amplas áreas passíveis de deposição e acumulação, não sendo erodidos pela intensa dinâmica de avulsão de canais, tão recorrente em sistemas fluviais tributários confinados a vales. As principais características e diferenças entre sistemas fluviais distributivos e tributários são apresentadas na figura 5.

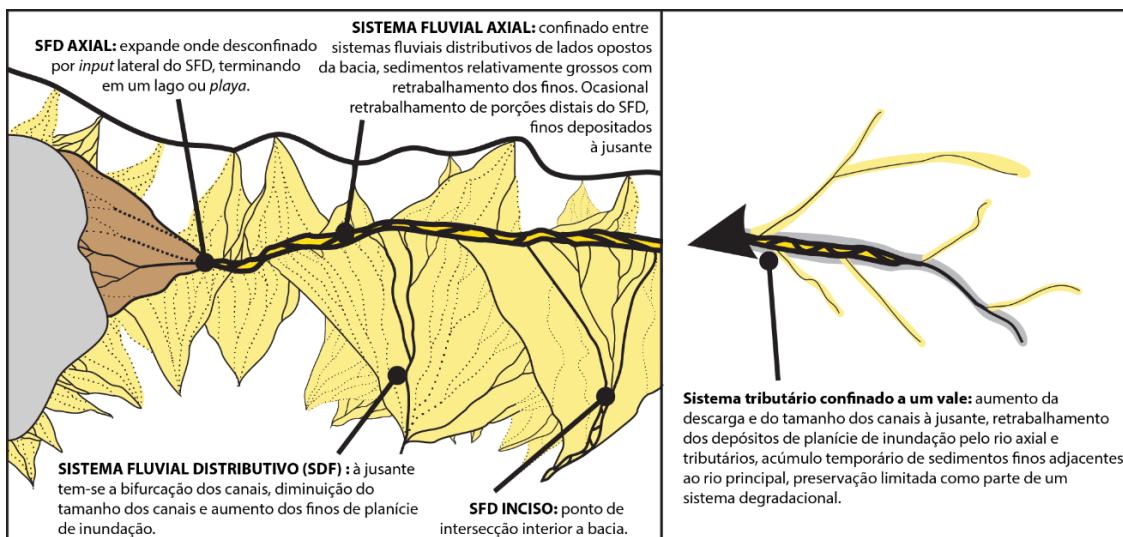


Figura 5. Elementos geomórficos que cobrem vastas áreas das bacias sedimentares atuais. São apontadas também as principais diferenças entre sistemas fluviais distributivos e sistemas tributários (Modificado de Weissmann et al., 2010).

Em contrapartida, Fielding et al. (2012), sugerem a dominância dos sistemas fluviais tributários no registro geológico, como tem-se apresentado ao longo dos anos pelos inúmeros modelos de fácies fluviais continentais (e.g., Miall, 1996; Bridge, 2006). Compreendem amplos rios confinados a porções axiais da bacia (*trunk rivers*), situados entre sistemas fluviais distributivos laterais ou opostos, sendo alimentado pelos mesmos, ou ainda, encaixados em vales incisos. Os autores apresentam uma

série de argumentos que garantem a predominância de sistemas fluviais tributários como os principais constituintes do registro geológico fluvial continental e do recente. Entre os argumentos apresentados por Weissmann et al. (2010) para reconhecimento de sistemas fluviais distributivos (Fig. 6), o único considerado por Fielding et al. (2012) é o padrão de dispersão radial dos canais. Este autor assinala a falta de critérios geológicos plausíveis para o reconhecimento de sistemas fluviais distributivos no registro em escala de afloramento.

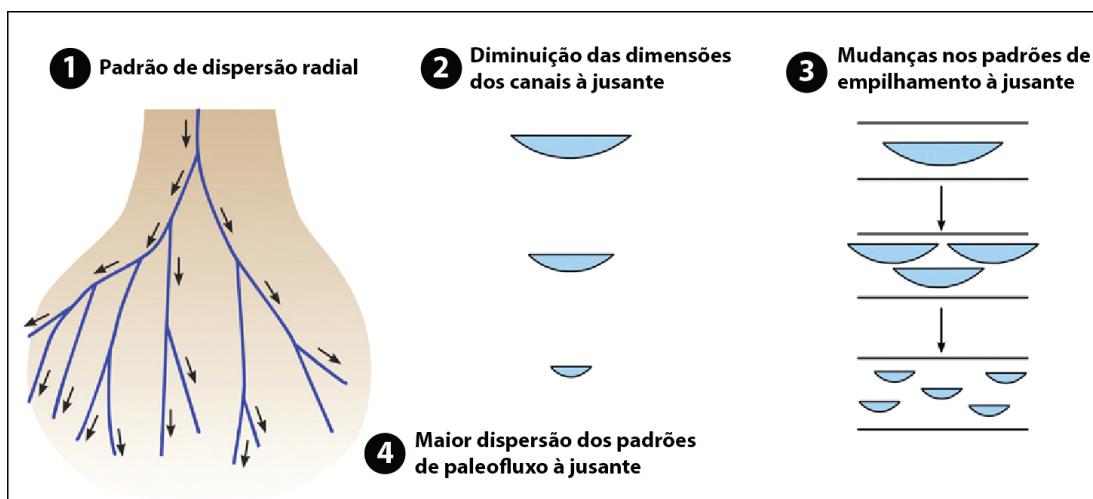


Figura 6. Principais critérios apresentados por Weissmann et al. (2010) para reconhecimento de Sistemas Fluviais Distributivos (Modificado de Fielding et al., 2012).

A bacia de drenagem de grandes rios tributários como o Amazonas, Mississippi, Nilo, Lena, Ganges-Brahmaputra e Indus ocupam amplas áreas da plataforma continental (17%) e levam grandes volumes de sedimentos aos oceanos (33%) (Hovius, 1998). São rios que apresentam um registro sedimentar significativo preservado, não estando necessariamente situados em bacias com baixas taxas de subsidência ou em um contexto degradacional (Fielding et al., 2012). Além desta questão, discute-se que alguns parâmetros utilizados por Weissmann et al. (2010) e demais autores não se aplicam para alguns exemplos de megaleques. Em grandes sistemas como o megaleque *Kosi*, o tamanho dos canais à jusante não diminui via de regra, permanecendo constante ao longo do seu curso, e nem um padrão de ramificação dos canais se faz presente todo o tempo (Sambrook Smith et al., 2010; Fielding et al., 2012). Como apontado por Latrubblesse (2015), o registro geológico de sistemas fluviais distributivos e tributários axiais não deve apresentar diferenças significativas com relação aos depósitos constituintes. É necessária a análise do sistema em escala regional, quando possível, para verificar um possível deslocamento do canal principal ao longo da planície aluvial a partir de um ápice, revelando um padrão radial dispersivo.

Weissmann et al. (2015), em uma análise mais recente e focada em ambientes

fluviais de 10 bacias sedimentares representativas atuais (e.g., 10^4 a 10^6 km 2), identificaram que 88% destes ambientes são recobertos por sistemas fluviais distributivos, contra 1 a 12% de sistemas fluviais tributários entre outros (e.g., lagos/*playas* e depósitos eólicos). Os principais elementos geomórficos que compõem a análise de Weissmann et al. (2015) são apresentados na figura 7. Os sistemas distributivos ocorrem na forma de pequenos e mega leques (>30 km de extensão), leques coalescentes em áreas de baixo gradiente topográfico, e leques incisos. Os rios tributários estariam inseridos nas porções axiais da bacia sedimentar sendo alimentados pelos megaleques e leques menores adjacentes. A distribuição de fácies e elementos arquiteturais nestes dois sistemas apresentam padrões distintos, de forma que rios tributários tendem a aumentar as dimensões dos canais à jusante. Uma vez confinados, estes rios migram e avulsionam em uma área restrita da bacia, gerando um cinturão de canais amalgamados, com baixo potencial de preservação de depósitos de planícies de inundação (Weissmann et al., 2015). A partir do desconfinamento do rio no ápice do sistema distributivo, foi demonstrado pelos autores um padrão de diminuição das dimensões dos canais por infiltração, evaporação e bifurcação. Os rios que perfazem estes sistemas são intensamente influenciados por mudanças no aporte sedimentar e na descarga.

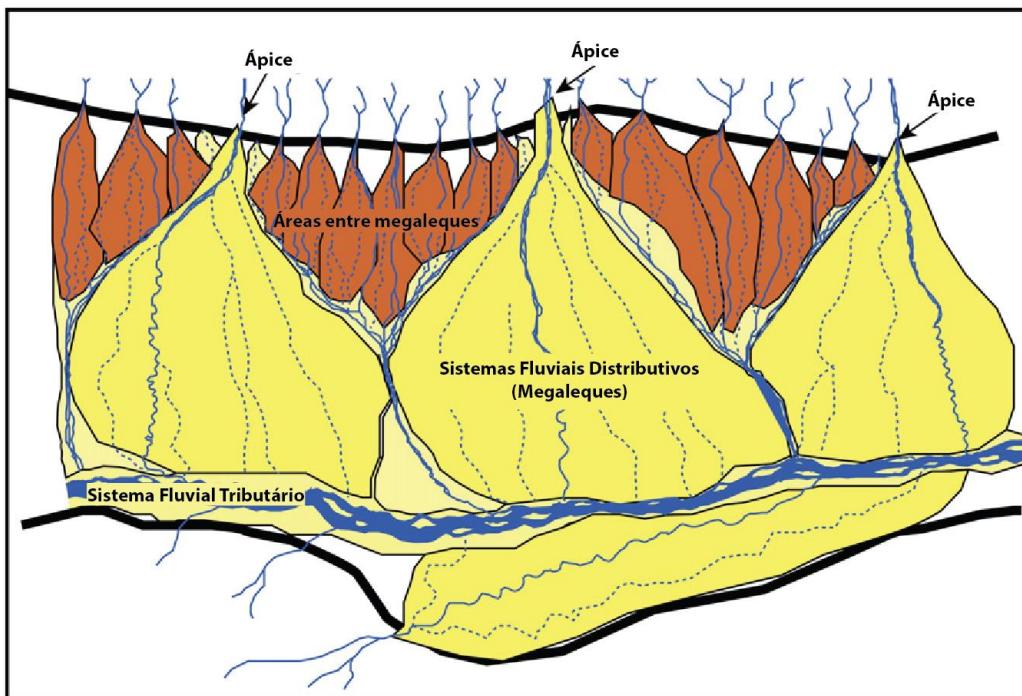


Figura 7. Elementos geomórficos analisados por Weissmann et al. (2015) em bacias sedimentares atuais (Modificado de DeCelles & Cavazza, 1999).

Novos parâmetros e dados analíticos para reconhecimento de sistemas fluviais distributivos têm sido apresentados na literatura. Owen et al. (2015) definem as respectivas zonas que perfazem o sistema fluvial distributivo de *Salt Wash*. Com base

em dados estatísticos de tamanho de grão, frequência de ocorrência de depósitos de canais e de finos de planícies de inundação, grau de amalgamação dos canais, e espessuras dos canais, foi possível definir e caracterizar as zonas proximal, intermediária e distal deste sistema (Fig. 8).

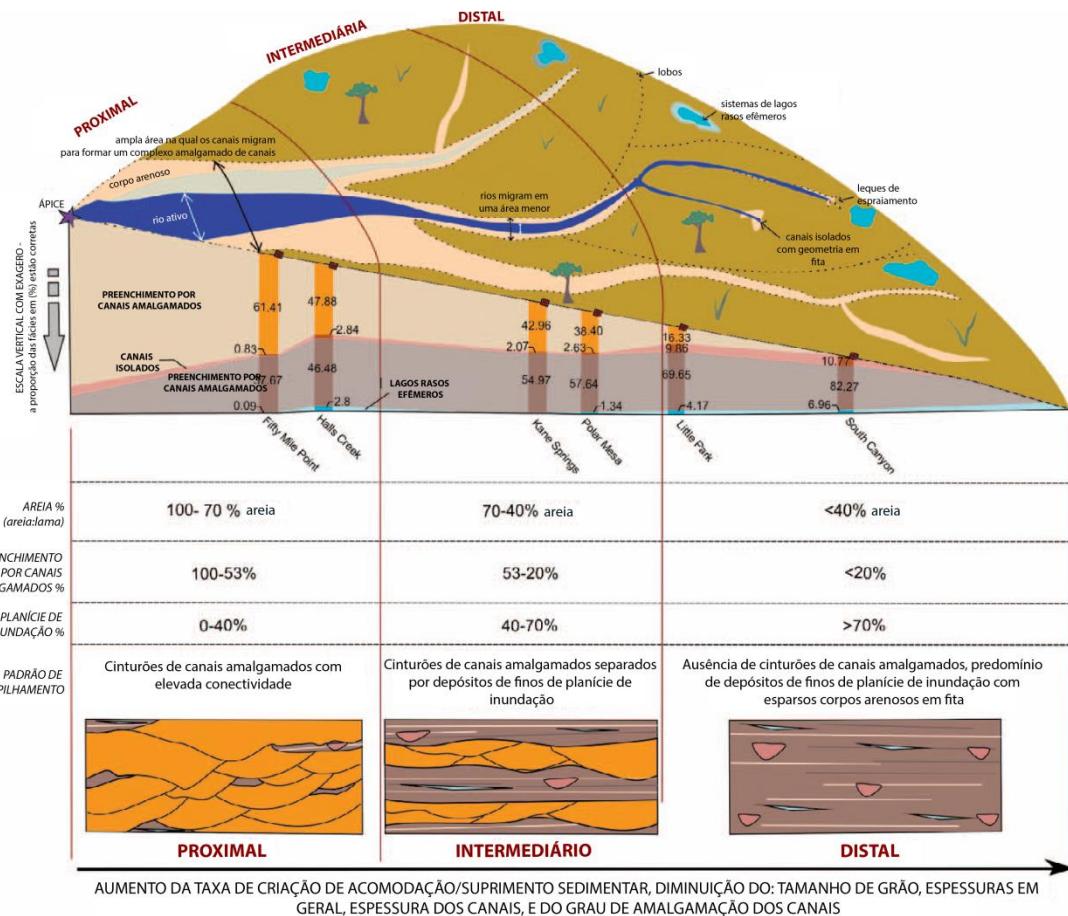


Figura 8. Modelo deposicional do sistema fluvial distributivo Salt Wash (Modificado de Owen et al., 2015).

Em Reis (2020) e Reis et al. (2021, em revisão), uma análise quantitativa semelhante foi realizada para a Formação Guará, Jurássico Superior da Bacia do Paraná, Brasil. Nesta análise estatística, o tamanho de grão, espessura dos corpos de canal, número de storeys e espessura das barras exibem um padrão de diminuição à jusante, indicando uma redução na profundidade do canal, capacidade do fluxo e grau de confinamento do sistema fluvial. Este padrão é consistente com o aumento da infiltração, bifurcação e evapotranspiração à jusante. Com base no padrão espacial de distribuição das associações de fácies, os depósitos fluviais da Formação Guará são interpretados como depositados por um amplo sistema fluvial distributivo dividido em quatro zonas (Fig. 9): (i) Zona 1, dominada por canais fluviais perenes; (ii) Zona 2, dominada por canais fluviais perenes e efêmeros; (iii) Zonas 3 e 4, caracterizadas por depósitos eólicos e de planície de inundação, respectivamente, externos ao cinturão de canais fluviais.

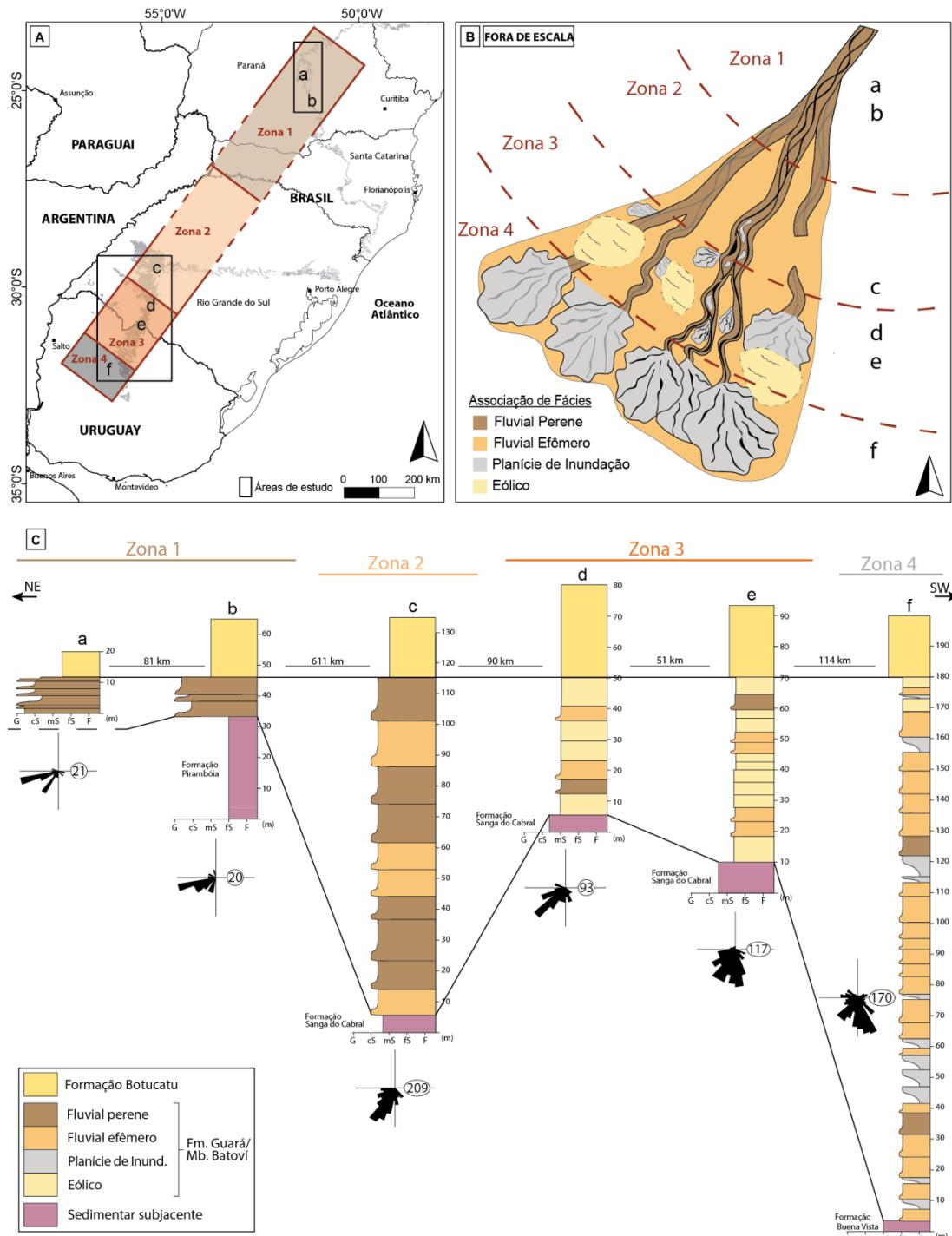


Figura 9. (A) Localização da área de estudo com ênfase nas zonas que compõem o Sistema Distributivo da Formação Guará. (B) Modelo deposicional da Formação Guará, Jurássico Superior da Bacia do Paraná. (C) Distribuição das associações de fácies que compõem esta unidade, juntamente com os dados de paleocorrentes (Reis et al., 2021, em revisão).

Contando com o fato de que o grande volume de modelos conceituais de fácies de sistemas fluviais é baseado em rios confinados a vales e também em grandes rios tributários axiais (e.g., Collinson, 1996; Miall, 1996; Brigde, 2006), se faz necessário uma ampliação destes modelos para sistemas fluviais distributários. Apesar do desenvolvimento e evolução destes sistemas nos mais variados contextos climáticos e

tectônicos, os mesmos apresentam feições geomorfológicas, hidrológicas e sedimentológicas que muito os diferem (Latrubesse, 2015; Moscariello, 2017). Partindo-se da premissa de que estes sistemas cobrem amplas áreas das bacias continentais atuais (Hartley et al., 2010a; Weissmann et al., 2010), e que o registro sedimentar fluvial seja dominado por estes sistemas distributivos, permanece necessário o monitoramento de processos e morfologias recorrentes, principalmente vinculados a mudanças climáticas. A temática sobre sistemas fluviais distributivos é abordada para que análises e interpretações paleoambientais, paleogeográficas e paleoclimáticas sejam realizadas de forma rigorosa e confiável.

3. MODELO DE FÁCIES

Há um consenso entre os autores que um sistema fluvial distributivo é caracterizado por apresentar forma em leque, e que, à medida que se afasta do ápice, há significativa mudança na arquitetura e dimensões dos depósitos (e.g., diminuição nas dimensões dos corpos de canais: profundidade, espessura e grau de canalização; grau de preservação de depósitos de *overbank*, entre outros) (Nichols & Fischer, 2007; Owen et al., 2015; Ventra & Clarke, 2018; Reis et al., 2021, em revisão) (Fig. 8, 9, 10). A dimensão radial, do ápice até os lobos/franjas distais, pode ser da ordem de dezenas de quilômetros, e é determinada pelas dimensões da bacia e pelo balanço entre ganho e perda de água por evaporação, infiltração e bifurcação dos canais (Nichols & Fischer, 2007).

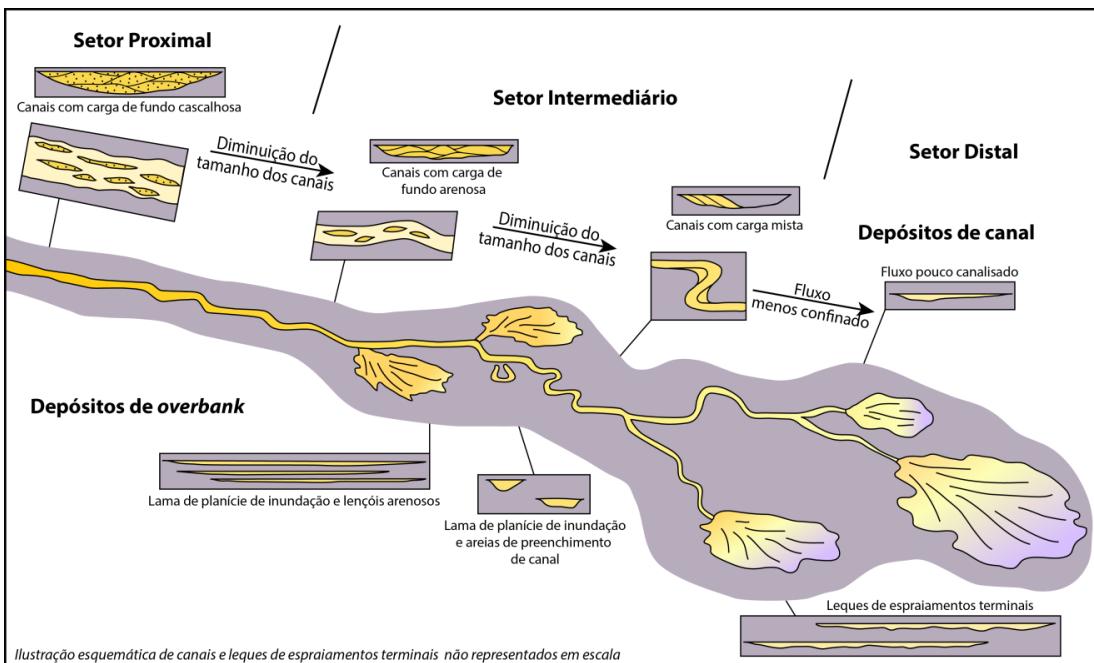


Figura 10. Padrão de fácies que compõe o modelo de sistemas fluviais distributivos de Nichols & Fischer (2007), fragmentado nos setores proximal, intermediário e distal. Certas tendências podem ser observadas nestes sistemas, como a diminuição à jusante das dimensões dos canais, grau de confinamento dos canais e aumento da ocorrência de depósitos de finos de planície de inundação (Modificado de Nichols & Fischer, 2007).

A espessura da sucessão sedimentar varia de acordo com a acomodação e aporte sedimentar, variando de dezenas de metros a quilômetros, como é o caso do arcabouço fluvial distributivo do Sistema Luna, Mioceno da Bacia de Ebro, com aproximadamente 4 km (Nichols, 1987).

Um sistema fluvial distributivo é construído a partir do incremento agradacional de depósitos fluviais ao longo do tempo e espaço. Em um corte transversal (seção *strike*), observa-se uma geometria lobada, convexa para o topo. De acordo com as taxas de sedimentação do canal fluvial e das áreas de *overbank*, o canal principal e suas margens tendem a acumular sedimentos e formar áreas mais elevadas que as áreas de planícies adjacentes. A diferença topográfica entre estas duas regiões propicia condições para avulsão, visto que um canal tende a ocupar a região de menor elevação (Jones & Schumm, 1999). Este processo faz com que o canal principal ocupe distintas regiões da planície aluvial, e distribua os sedimentos de forma heterogênea ao longo do sistema distributivo. No entanto, é a seção *dip* que revela uma progressiva diminuição no gradiente topográfico, sendo o perfil côncavo para o topo. É nesta seção que se observa a principal variação nas dimensões e arquitetura dos depósitos, passando de canais confinados para progressivamente não confinados (Nichols & Fischer, 2007; Ventra & Clarke, 2018). A diminuição da declividade ao longo do perfil topográfico do leque ocasiona também mudanças na morfologia dos canais, que tendem a se tornar mais sinuosos e separados por amplos depósitos de

overbank quanto mais se distancia do ápice (Gohain & Parkash, 1990; Stanistreet & McCarthy, 1993; Chakraborty et al., 2010; Ventra & Clarke, 2018).

Com base na análise de sistemas fluviais distributivos atuais, tem-se que a maior parte deles perfazem grandes bacias hidrográficas associadas a áreas tectonicamente soerguidas, residuais ou regiões montanhosas intracratônicas. Apesar da ocorrência destes sistemas em todos os regimes tectônicos, o acúmulo e preservação ocorrem principalmente em bacias de antepaís (*foreland basins*) e intracratônicas. Em bacias *foreland*, a tectônica ativa propicia o desenvolvimento de grandes leques fluviais na transição entre áreas elevadas, que fornecem abundante suprimento sedimentar, e áreas adjacentes, baixas e com baixo gradiente topográfico, sujeitas a subsidência em longo prazo, permitindo o empilhamento de espessos depósitos sedimentares (Ventra & Clarke, 2018). Sistemas fluviais distributivos desenvolvidos neste contexto tectônico são observados na planície do Chaco na bacia andina (oeste da América do Sul), na planície do Ganges, Himalaias (sudeste asiático), nos Alpes-Pirinéus (sudoeste da Europa, entre França e Espanha), Zagros (Irã Ocidental), entre demais orógenos ativos (Weissmann et al., 2015). Bacias intracratônicas subsidentes também são responsáveis por acumularem espessos depósitos vinculados a sistemas fluviais distributivos.

O caráter distributivo é também evidenciado a partir da análise das medidas de paleocorrentes, que tendem a exibir um padrão de dispersão radial, em leque. Um rio adentra o leque a partir do ápice, e tende a escoar na forma de um único curso ativo ou como uma rede de canais que divergem. Desta forma, a sobreposição dos corpos de canais tende a apresentar um padrão dispersivo das paleocorrentes. São sistemas cujos rios apresentam altas taxas de avulsão dos canais, frequentemente deslocando-se lateralmente sobre a planície aluvial, a exemplo do rio Kosi, situado no megaleque de mesmo nome (*Kosi megafan*). Trabalhos atuais (e.g., Chakraborty et al., 2010) revelaram a recorrente migração aleatória do Rio Kosi ao longo da planície aluvial do leque em decorrência de fatores autocíclicos. Atualmente, o Rio Kosi representa o principal rio ativo deste leque. No entanto, rios menores existem e são principalmente alimentados por águas subterrâneas. Alguns outros são intermitentes e secam em sua totalidade, sendo reabastecidos durante as monções (Chakraborty et al., 2010).

Comumente, sistemas distributivos de grandes dimensões como o megaleque Kosi, têm áreas que permanecem fora do alcance de processos erosivos fluviais por longos períodos, estando sujeitas à colonização por plantas e animais, potencializando até mesmo a especiação e a migração em populações (Wilkinson et al., 2006).

De acordo com o modelo conceitual, um sistema fluvial distributivo pode ser repartido em três setores principais, cada qual caracterizado por determinadas fácies e subambientes (Fig. 11) (Kelly & Olsen, 1993; Nichols & Fischer, 2007).

Próximo ao ápice tem-se o setor proximal, ou zona alimentadora *sensu* Kelly & Olsen (1993), composto principalmente por canais fluviais perenes, conglomeráticos a arenosos, podendo ser profundos e amplos lateralmente. Exibem imbricação dos clastos e estratos cruzados de variados portes, em escala de formas de leito e macroformas, cuja construção e migração são predominantemente a favor do fluxo. São depósitos que caracterizam canais entrelaçados situados próximos às margens da bacia (Nichols, 1987; Nichols & Fischer, 2007; Moscariello, 2017; Ventra & Clarke, 2018). A preservação de depósitos de finos de planícies de inundação neste setor é baixa ou nula. O arcabouço estratigráfico é composto por corpos de canais amalgamados, *multi-storey* e multi-laterais interconectados, o que indica um contexto de alto grau de avulsão dos canais ao longo da planície aluvial, causando erosão de depósitos de planícies de inundação previamente depositados (Martinsen et al., 1999; Weissmann et al., 2013). Por estarem mais próximos da zona de recarga e sofrerem de forma direta a ação de eventos de aumento da descarga, é neste setor que os canais avulsionam com maior frequência.

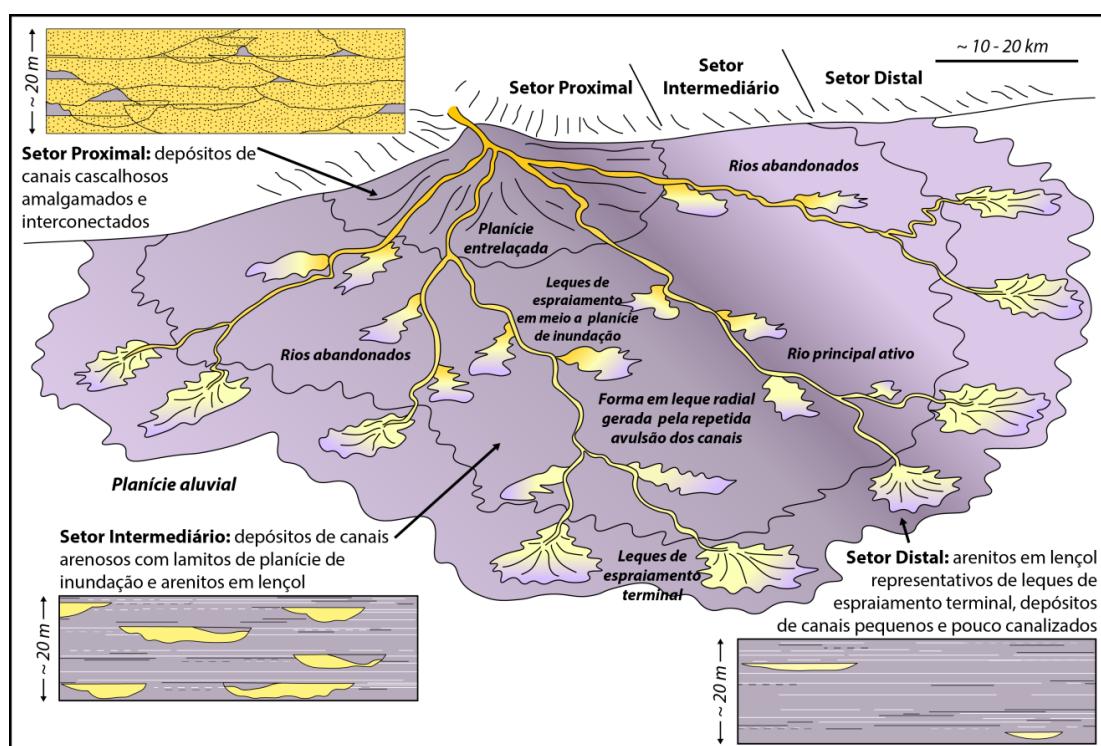


Figura 11. Setores que perfazem um sistema fluvial distributivo, com as feições arquiteturais características de cada setor. A área deposicional do sistema pode atingir dezenas de quilômetros (Modificado de Nichols & Fischer, 2007).

O setor intermediário, ou zona distributária *sensu* Kelly & Olsen (1993), é caracterizado pelo crescente aparecimento de depósitos de *overbank*, decréscimo na espessura dos canais, e diminuição de fácies cascalhosas que compõem os corpos de canal (Hirst, 1991). São canais que exibem deslocamento lateral sobre a planície

aluvial, mas com incisão fluvial menos profunda. Ocorre uma mudança progressiva da carga sedimentar, antes dominada por sedimentos cascalhosos e arenosos em carga de fundo, para carga mista, com sedimentos mais finos transportados por suspensão. A morfologia dos canais passa de entrelaçado para termos mais sinuosos e meandrantes (Stanistreet & McCarthy, 1993). Estudos realizados por Hirst (1991) no Sistema Huesca, Oligo-Mioceno da Bacia de Ebro, demonstram que, à medida que se distancia do ápice, há uma redução na porcentagem dos corpos de canais cuja razão comprimento/espessura é superior a 15:1, bem como na quantidade de depósitos de preenchimento de canal. Desta forma, os corpos arenosos de preenchimento de canal tendem a estarem mais desconexos e imersos em depósitos de *overbank*. Estes depósitos comumente exibem evidências de pedogênese e exposição subaérea (e.g., gretas de contração, precipitação de carbonatos, marcas de raízes, entre outros). Depósitos arenosos de inundação em lençol (*sandy sheetflood deposits*) também ocorrem como camadas tabulares em meio aos sedimentos finos de *overbank*. Estes depósitos estão associados ao (i) rompimento das margens do canal e desconfinamento do fluxo sobre a planície durante eventos de aumento da descarga (depósitos de espraiamento de *crevasse*); ou (ii) espraiamento de leques terminais sobre amplas áreas da planície aluvial (Kelly & Olsen (1993; Fisher et al., 2007). Ambos são marcados por superfícies basais escavadas por fluxos turbulentos de alta energia, com intraclastos argilosos. Estes lençóis arenosos apresentam estruturas geradas em contexto de fluxo supercrítico a transcrítico, como laminações horizontais, cruzadas em baixo ângulo e estratos cruzados sigmoidais. Com a subsequente perda de energia do fluxo, são observadas laminações onduladas de corrente para o topo dos depósitos, indicativas de fluxos desacelerantes. Comumente, estes depósitos tornam-se maciços como efeito de processos pedogenéticos, bioturbação ou escape de fluidos (Nichols & Fischer, 2007). O desenvolvimento de solos e ocorrência de processos pedogenéticos sobre depósitos de *overbank* dependem da taxa de sedimentação nestes ambientes.

O setor distal, ou zona bacinal *sensu* Kelly & Olsen (1993), é caracterizado pela abundante ocorrência de sedimentos mais finos e progressiva queda na quantidade e espessura dos corpos arenosos de canal, que se apresentam principalmente na forma de finos lençóis tabulares (*sheet-like sandbodies*), pouco ou não canalizados, dominados por estratificações horizontais ou cruzadas de pequeno porte a laminações onduladas de corrente. Estes corpos arenosos em lençol podem apresentar superfícies basais erosivas, com intraclastos lamosos. É comum a observação de superfícies de escavações (*channel scours*), que podem estar preenchidas pela decantação de sedimentos finos (e.g., canais abandonados) ou por migração lateral de corpos arenosos. Os depósitos arenosos ocorrem frequentemente isolados em meio

aos sedimentos finos de *overbank*, nos quais ocorre o desenvolvimento de paleossolos e feições de exposição (Nichols & Fischer, 2007). De acordo com o contexto climático e dimensões do sistema, o setor distal é dominado por amplas áreas de planícies constituídas por:

- i. Leques de espraiamento terminal (*terminal splays*), caracterizados por corpos arenosos em lençol, tabulares, depositados por fluxos não confinados e turbulentos gerados em eventos de aumento da descarga e que se espraiam por amplas áreas da planície aluvial, sem terminar em um corpo d'água (Tooth, 1999a; Lang et al., 2004). A desaceleração do fluxo gera um perfil em que estes corpos arenosos se interdigitam a sedimentos progressivamente mais finos.
- ii. Depósitos de lobos deltaicos, caracterizados pela intercalação de corpos arenosos em lençol, tabulares e sedimentos mais finos, depositados em pequenos lagos em contextos climáticos variados (Fisher et al., 2007).
- iii. Campos de dunas eólicas, sabkhas e *playa lakes*, em um contexto de clima árido a semiárido (Tooth, 1999a; Cain & Mountney, 2009).
- iv. Amplos depósitos de sedimentos finos relacionados a pântanos, lagos/poças efêmeras, áreas florestadas e turfeiras (Ventra & Clarke, 2018).

É importante mencionar que, apesar da existência de modelos conceituais e preditivos para sistemas fluviais distributivos, deve-se atentar para variações na morfologia destes sistemas de acordo com o contexto climático e tectônico. A forma em leque tende a se desenvolver quanto maior for o espaço disponível para avulsão lateral dos canais ao longo da planície aluvial a partir de um ápice. No entanto, a depender da morfologia da bacia, o sistema poderá ser mais estreito e alongado. São sistemas que apresentam similaridades com sistemas fluviais tributários e leques aluviais, e devido às limitações quanto às dimensões destes sistemas em escala de afloramento, a interpretação paleoambiental é muitas vezes dificultada (Nichols & Fischer, 2007; Moscariello, 2017; Ventra & Clarke, 2018).

A compreensão dos sistemas fluviais distributivos também se torna relevante dentro do contexto de análise de reservatórios. O arcabouço estratigráfico destes sistemas exibe uma grande complexidade faciológica e arquitetural dado as grandes dimensões verticais e laterais que estes sistemas alcançam. Isto influencia diretamente no escoamento e comportamento dos fluxos (confinados a não confinados, hiperconcentrados ou não), no acúmulo heterogêneo de fácies arenosas a cascalhosas e fácies mais finas a depender do setor do sistema, bem como nas dimensões e no grau de conectividade dos corpos arenosos de canal. Esta

variabilidade arquitetural impacta nas características brutas do reservatório (*net-and-gross-characteristics*), como a razão entre a espessura/volume cumulativo de fácies de reservatório (fácies arenosas e cascalhosas, porosas) sobre a espessura total/volume da sucessão sedimentar. O deslocamento dos canais ao longo da planície aluvial por avulsão constitui um controle particularmente importante sobre a natureza e arquitetura dos depósitos de planície de inundação, que comumente perfazem grandes volumes da sucessão sedimentar de sistemas fluviais distributivos (Moscariello, 2017).

A variabilidade da descarga fluvial compreende um fator relevante para a distribuição das fácies e elementos arquiteturais ao longo de um sistema fluvial distributivo, sendo principalmente controlada pelo clima. As condições climáticas que atuam nas regiões proximais de captação e abastecimento de água (*hinterland catchment regions*) determinam o volume e a composição da carga sedimentar, bem como a capacidade e competência dos fluxos aquosos, com notáveis diferenças entre regiões semiáridas a áridas e regiões úmidas (Moscariello, 2017). Em geral, o setor proximal é constituído por canais perenes e que distribuem água à jusante. A alimentação e distribuição de água no sistema são heterogêneas e sujeitas a variados processos. A depender da variabilidade da descarga, do volume de água, das taxas de infiltração, evaporação e bifurcações, e das dimensões do sistema, os setores intermediário e distal poderão ou não receber volumes expressivos de sedimentos e água (Nichols & Fischer, 2007). Conforme estes autores, um canal pode passar por períodos de estagnação, no qual ocorre a deposição de sedimentos finos em porções rasas do canal ou deposição de *drapes* de lama ao longo das superfícies de acresção lateral em barras de meandros. De forma geral, os setores distais do leque são os mais afetados por processos pedogenéticos, e poderão ou não receber sedimentos arenosos depositados na forma de lençóis de areia de espessuras variáveis.

Depósitos de paleossolos comumente perfazem o arcabouço estratigráfico de sistemas fluviais distributivos. Importantes para a interpretação e correlação de paleoambientes, o estudo de paleossolos fornece informações relevantes à compreensão das taxas de sedimentação, topografia, drenagem, arquitetura e natureza da rocha parental, bem como com relação à cobertura vegetação e ação de organismo. No entanto, uma das principais análises que se faz a partir de paleossolos se refere às condições climáticas que prevaleceram durante o seu desenvolvimento (Retallack, 2001, 2009; Sheldon & Tabor, 2009).

O trabalho de Hartley et al. (2013) traz um modelo de distribuição de paleossolos da porção proximal até a mais distal, desenvolvido principalmente com base nas variações de umidade e no material parental (Fig. 12). A zona proximal tende a apresentar solos bem drenados, visto que o substrato é constituído predominantemente

por rochas porosas e permeáveis, como arenitos e conglomerados. No entanto, esta zona é caracterizada por solos pouco desenvolvidos, visto o alto grau de retrabalhamento das áreas adjacentes ao canal por fluxos mais energéticos e turbulentos. Conforme o trabalho de Hartley et al. (2013), tipos de solos formados nesta região compreendem os entissolos, inceptissolos, e, menos frequentemente, aridissolos. A zona intermediária é constituída por uma maior quantidade de depósitos finos de planícies de inundação e áreas de *overbank*. Nestes locais, a mistura entre areia, silte e argila gera uma diminuição na permeabilidade dos depósitos, não sendo bem drenados e permitindo o acúmulo de umidade. O retrabalhamento por processos fluviais não tão intensos quanto na zona proximal, condição esta que permite o desenvolvimento de solos mais espessos. São característicos desta zona os molissolos e inceptissolos (Hartley et al., 2013). As porções mais distais de um sistema distributivo são dominadas por depósitos de finos de planícies, e exibem relevos com baixíssimo gradiente topográfico. Desta forma, os solos desenvolvidos são mal-drenados quando da existência de água no sistema. Sedimentos arenosos alcançam estas zonas apenas em eventos de inundação, por aumento excessivo da descarga. Em condições de clima úmido, serão desenvolvidos solos hidromórficos, com acúmulo de umidade. Em casos de clima mais seco, os solos tendem a perder umidade por evaporação, sendo desenvolvidas gretas de contração e vegetação escassa, sendo principalmente influenciados pelo intemperismo físico. São característicos desta zona os gleissolos (Hartley et al., 2013). É válido mencionar a importância das condições climáticas para formação de determinados tipos de solo, uma vez que influenciam as taxas de evaporação e acúmulo de água nos sedimentos, fatores estes que induzem o maior ou menor grau de degradação do substrato original.

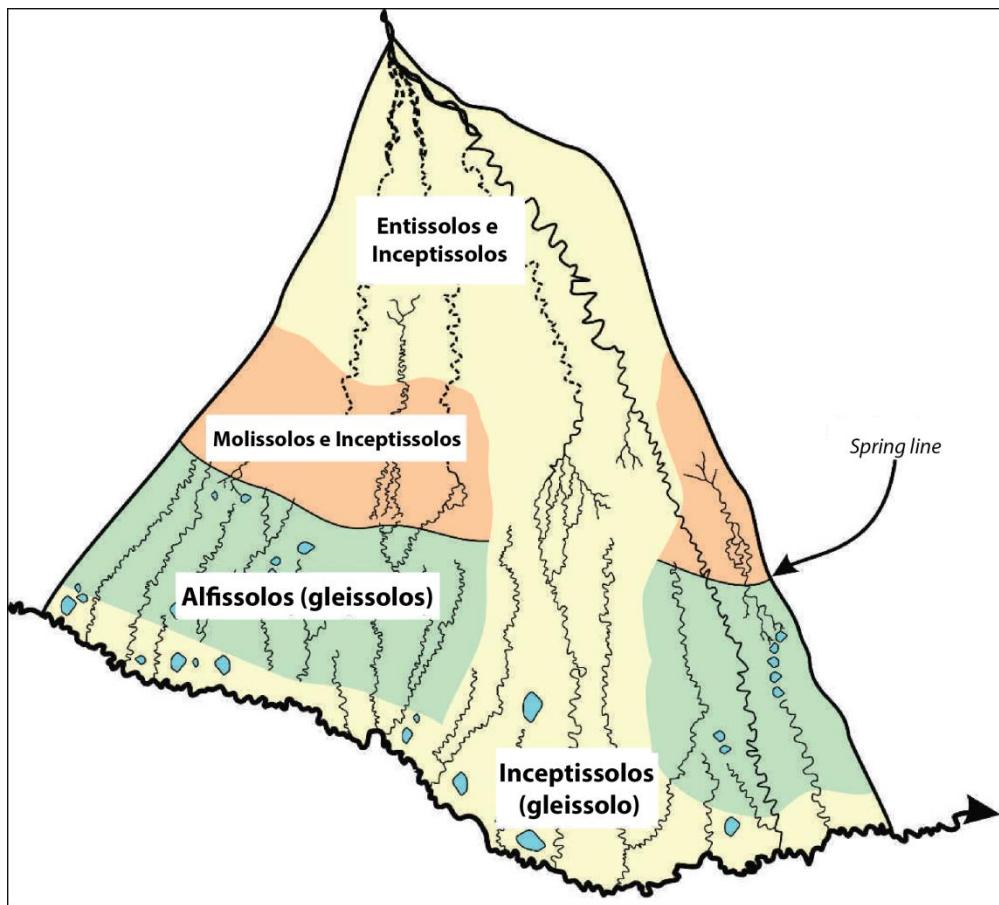


Figura 12. Modelo de distribuição dos paleossolos em sistemas fluviais distributivos. A *spring line* representa o limite em que comumente o lençol freático intercepta a superfície (Modificado de Hartley et al. (2013)).

PROJETO DE TESE DE DOUTORAMENTO:
ARQUITETURA DE FÁCIES E ESTRATIGRAFIA DE ALTA RESOLUÇÃO DE
SISTEMAS FLUVIAIS DISTRIBUTIVOS DA FORMAÇÃO RIO DO RASTO,
PERMIANO SUPERIOR DA BACIA DO PARANÁ, BRASIL

1. INTRODUÇÃO

Sistemas fluviais distributivos têm sido amplamente estudados ao longo das últimas décadas e importantes discussões foram levantadas a respeito do domínio destes sistemas em ambientes atuais e no registro aluvial (Hartley et al., 2010a,b; Weissmann et al., 2010, 2011; Fielding et al., 2012). Estes sistemas se desenvolvem nos mais variados contextos tectônicos e climáticos, gerando um arcabouço estratigráfico repleto de complexidades, sejam elas de ordem morfológica e paleoambiental.

A Formação Rio do Rastro, registro do Permiano Superior da Bacia do Paraná, está associada ao estágio final de continentalização da bacia, resultante do progressivo fechamento do mar epicontinental pela colagem do terreno Patagônico ao paleocontinente Gondwana. Estudos recentes abordam interpretações distintas quanto à evolução da Formação Rio do Rastro, principalmente ao que tange a distribuição sedimentar a partir de áreas fontes localizadas em setores distintos do Gondwana, implicando em reconstruções paleogeográficas que divergem abruptamente. Questões quanto à natureza da bacia de drenagem, taxas de criação de espaço de acomodação e de sedimentação são levantadas, dada às grandes espessuras de sedimentos depositados.

A temática desta tese objetiva uma caracterização faciológica e estratigráfica de alta resolução dos depósitos fluviais distributivos da Formação Rio do Rastro, na Bacia do Paraná nos Estados do Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul. Busca-se compreender o desenvolvimento de sistemas fluviais distributivos em interação com lagos e dunas eólicas em um contexto de progressiva aridização no final do Permiano. Uma análise multi-proxy busca correlacionar dados petrográficos, geoquímicos e isotópicos aos dados sedimentológicos, com objetivo de verificar a tendência à aridização e desertificação que se instalou no Gondwana sudoeste, verificada principalmente pela ocorrência de depósitos eólicos depositados no final do Permiano.

2. CONTEXTO GEOLÓGICO

2.1 BACIA DO PARANÁ

A Bacia do Paraná, ou Bacia Chaco-Paraná, compreende uma ampla província sedimentar-magmática situada no sudoeste da Plataforma Sul-Americana, e ocupa uma área de 1.100.000 km² no Brasil, além de 300.000 km² distribuídos no nordeste da Argentina, oeste do Paraguai e norte-noroeste do Uruguai (Fig. 13) (Milani, 1997; Milani et al., 2007; Pereira et al., 2012). Exibe geometria alongada N-S e seu arcabouço estratigráfico pode atingir espessuras de até 7,5 km em seu depocentro, o qual coincide com a calha principal do Rio Paraná (Milani, 1997; Milani et al., 2007).

Os limites geográficos da Bacia do Paraná são de natureza erosiva e estão associados aos eventos tectônicos que atuaram na Plataforma Sul-Americana, especialmente durante o Meso-Cenozoico, relacionados à abertura do Oceano Atlântico Sul (Milani et al., 2007). O arcabouço estrutural da Bacia do Paraná é caracterizado por três sistemas de falhas principais: NW-SE, NE-SW e E-W (Zálan et al., 1990) (Fig. 8), onde os lineamentos principais exibem direção NW-SE e NE-SW, associados a processos de reativação tectônica das estruturas do embasamento. Os lineamentos E-W são relacionados aos esforços litosféricos decorrentes da abertura do Atlântico Sul.

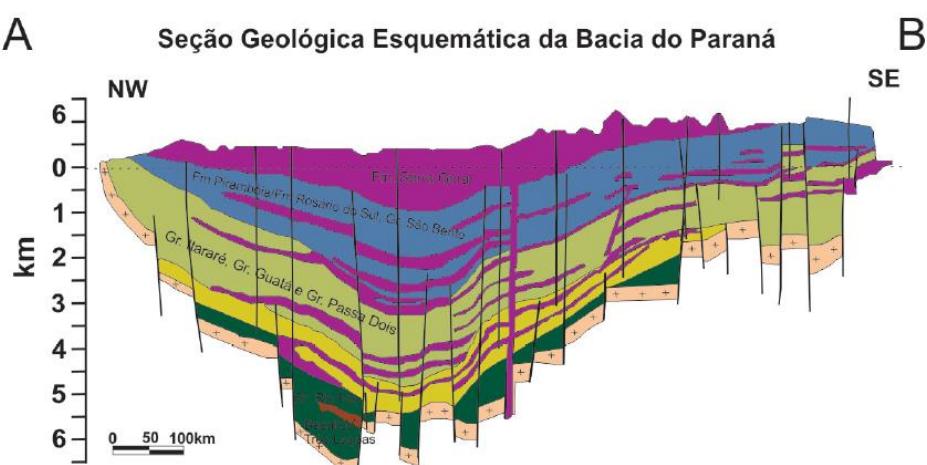
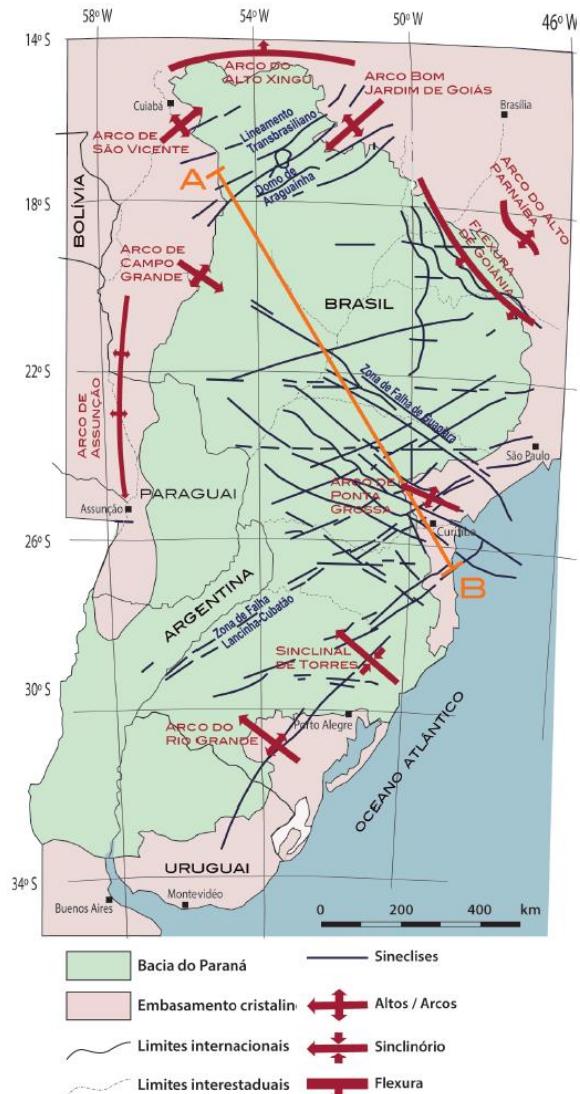


Figura 13. Mapa da Bacia do Paraná, ou Bacia Chaco-Paraná, onde são assinaladas as principais feições estruturais e área de abrangência da bacia na América do Sul. Seção geológica NW-SE indicada no mapa (Pereira et al., 2012).

A Bacia do Paraná compreende o registro sedimentar do Ordoviciano ao Cretáceo, em que espessas sequências de rochas são separadas por discordâncias regionais. O contexto deposicional destas sequências variou ao longo da história da

bacia, desde ciclos de oscilação do nível de base relacionados a deslocamentos da linha de costa, a eventos tectônicos, marcando o progressivo fechamento da bacia a incursões marinhas, adquirindo-se assim, o caráter intracratônico. Seis supersequências são definidas para a Bacia do Paraná (Milani, 1997; Milani et al., 2007) (Fig. 14 e 15): *Supersequência Rio Ivaí* (Ordoviciano-Siluriano), *Supersequência Paraná* (Devoniano), *Supersequência Gondwana I* (Carbonífero-Eotriássico), *Supersequência Gondwana II* (Meso a Neotriássico), *Supersequência Gondwana III* (Neojurássico-Eocretáceo) e *Supersequência Bauru* (Neocretáceo). Durante o Cretáceo, o magmatismo basáltico Serra Geral, gerado pela quebra do Supercontinente Gondwana e progressiva abertura do Atlântico Sul, cobriu vastas áreas deposicionais da bacia.

A evolução geológica da Bacia do Paraná foi influenciada pela atuação de sistemas orogênicos recorrentes na borda oeste e leste da Placa Sul-americana. Por se tratar de uma bacia intracratônica, as zonas de falhas presentes na bacia estão vinculadas principalmente à reativação de estruturas herdadas do embasamento (Zálan et al., 1990). Segundo Milani (1997), cinturões colisionais ativos, situados na borda sudoeste do Gondwana, influenciaram diretamente na evolução e subsidência da Bacia do Paraná ao longo do Fanerozoico. A partir de esforços compressivos ocasionados pela Orogenia Oclóyica, foram geradas depressões alongadas segundo direção NE-SW, onde se iniciou a deposição da *Supersequência Rio Ivaí*, primeira sequência da Bacia do Paraná.

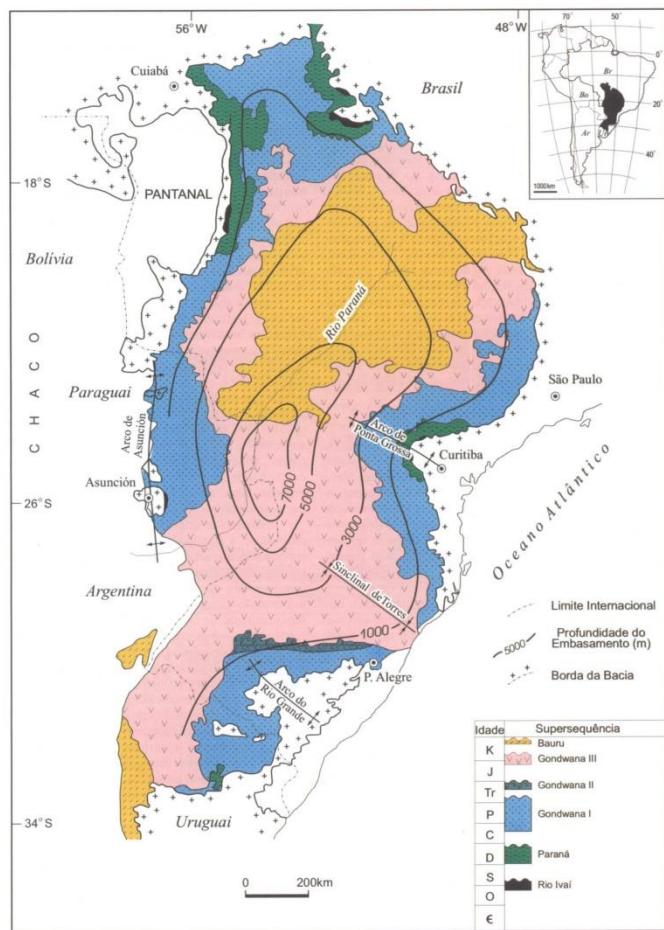


Figura 14. Mapa da Bacia do Paraná em que se destaca a área de abrangência das supersequências que compõem o arcabouço estratigráfico da bacia (Milani, 1997).

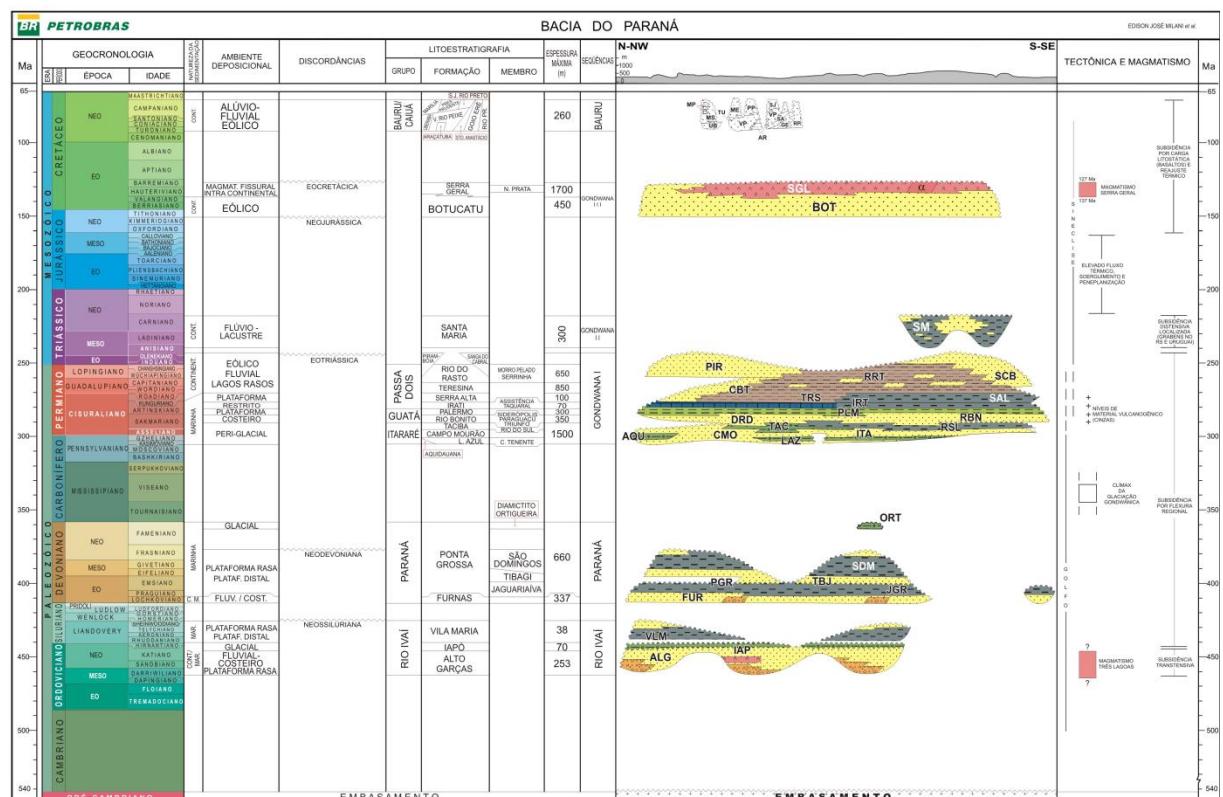


Figura 15. Carta estratigráfica da Bacia do Paraná (Milani et al., 2007).

A Formação Rio do Rasto, unidade sedimentar foco deste trabalho, está inserida na Supersequência Gondwana I, caracterizada por apresentar o maior volume de rochas contidas no arcabouço da bacia do Paraná, com até 2,5 km de espessura, depositado do final do Carbonífero ao final do Permiano. Esta supersequência é composta, da base para o topo, pelos grupos Itararé, Guatá e Passa Dois, e registra a evolução de estratos depositados desde contextos glaciais, desenvolvimento de uma ampla linha de costa transgressiva e estabilização de mares epicontinentais durante grande parte do Permiano, até o fechamento da bacia a incursões marinhas a oeste e progressiva aridização continental (Milani et al., 2007). O Grupo Passa Dois apresenta uma tendência regressiva, com a progradação de sistemas dominante mente continentais sobre a bacia remanescente. A sedimentação pós-fechamento do mar epicontinental Panthalassa coincidiu com uma tendência de aridização e desertificação até o final do Permiano, sendo tomado pela interação entre deltas, lagos, amplas planícies e canais fluviais e dunas eólicas.

2.2 FORMAÇÃO RIO DO RASTO

A Formação Rio do Rasto encerra a deposição da Supersequência Gondwana I, no final do Permiano, e compreende depósitos sedimentares de natureza siliciclástica, dominada por lamitos e siltitos cinza-esverdeados, roxos e vermelhos, e arenitos muito finos a médios, amarelo-creme a alaranjados (Schneider et al., 1974). Esta unidade sobrepõe a Formação Teresina de forma transicional, cuja distinção é feita por uma mudança na coloração dos depósitos finos, de tons cinza-escuro para cinza-esverdeado, roxo a vermelho, assembleias fossilíferas, substancial aumento na ocorrência de corpos arenosos e diminuição do acamadamento wavy a lenticular (Rohn, 1994; Warren et al., 2008; Holz et al., 2010). Alguns autores, no entanto, consideram esse contato discordante dado à mudança abrupta de carbonatos da Formação Teresina para espessos pacotes de arenitos da Formação Rio do Rasto (Rohn et al., 2003a, b). A depender da porção na Bacia do Paraná, a Formação Rio do Rasto será sobreposta por unidades distintas: (i) nos blocos Oeste e Central da Bacia do Paraná no Rio Grande do Sul, é interdigitada com os depósitos eólicos da Formação Buena Vista, de idade Neopermiana (De Santa Ana et al., 2006; Scherer et al., 2021); no bloco Leste é sobreposta em contato basal desconformidade pelo Arenito Pedreira, depositado por sistemas flúvio-eólicos no Jurássico (Nowatzki & Kern, 2000; Wanke et al., 2000; Freire, 2018; Scherer et al., 2021); (ii) em Santa Catarina, a Formação Rio do Rasto é sucedida abruptamente pelos depósitos eólicos da Formação Botucatu, de idade Eocretácea; (iii) no Paraná, esta unidade é sobreposta de forma transicional por arenitos eólicos que perfazem a Formação

Pirambóia, de idade Triássica (Warren et al., 2008). Nos Estados de São Paulo, Goiás e Mato Grosso, a Formação Rio do Rasto está inserida na Formação Corumbataí, junto às Formações Serra Alta e Teresina, em virtude da dificuldade de individualização destas unidades (Schneider et al., 1974).

A Formação Rio do Rasto aflora desde o nordeste do Paraná até o sul do Rio Grande do Sul, podendo atingir até 400 m de espessura, caracterizada por um padrão de ganho de areia para o topo da sucessão (Schneider et al., 1974; Holz et al., 2010). No Uruguai, esta unidade é correlata a Formação Yaguarí, e aflora nas porções norte e noroeste da Bacia Norte.

Esta unidade foi oficialmente denominada por White (1908), ao longo da Coluna White, como uma sucessão de rochas vermelhas que afloram na cabeceira do rio do Rastro (estrada entre Lauro Müller e São Joaquim, em Santa Catarina). Foi elevada a categoria de formação por Gordon Jr. (1947), o qual fragmentou esta unidade em Membro Serrinha, na base, e Membro Morro Pelado, no topo.

O Membro Serrinha é constituído por argilitos a siltitos em tons de cinza-esverdeado, vermelho e roxo, intercalados com lentes de arenito fino cinza (Schneider et al., 1974; Holz et al., 2010). Os argilitos e siltitos comumente apresentam laminação plano-paralela ou acamamento *wavy* e *linsen*, sem desenvolvimento de *ripples* de onda ou corrente. Em contra partida, os arenitos tendem a apresentar laminações onduladas (*climbing ripples*). Esta unidade foi primeiramente reconhecida e descrita por Rego (1930), em Mallet, Paraná, mas sem ter assumido a categoria de membro, podendo alcançar espessuras entre 150 a 250 m. A passagem para o Membro Morro Pelado ocorre de forma concordante e transicional, principalmente caracterizado pelo aumento da ocorrência de corpos arenosos em relação aos depósitos finos, indicando um padrão de progradação das fácies. Lamitos e siltitos adquirem cores mais avermelhadas para o topo, indicando condições progressivamente mais oxidantes do que na porção basal.

O Membro Morro Pelado corresponde as maiores espessuras da sucessão sedimentar da Formação Rio do Rasto, atingindo valores entre 250 a 300 m (Schneider et al., 1974; Holz et al., 2010). Foi definido por Gordon Jr. (1947), a partir de rochas expostas no km 19 da rodovia que interliga Lauro Müller e São Joaquim, em Santa Catarina. Esta unidade é principalmente caracterizada pelo aumento da ocorrência de corpos arenosos ao longo da sucessão, intercalados por argilitos e siltitos em tons de roxo e vermelho. As principais estruturas sedimentares observadas nos arenitos são sets de estratos cruzados tangenciais, estratos cruzados em baixo ângulo, e *ripples* de corrente, comumente fluidizadas. Os depósitos finos exibem comum laminação ondulada e acamamento heterolítico *flaser*, *wavy* e *linsen*. Frequentemente é observado certo grau de alteração destes depósitos por condições

de exposição subaérea, bem como desenvolvimento de paleossolos.

Em termos do contexto paleoambiental e paleogeográfico, a deposição da Formação Rio do Rasto está vinculada ao fechamento da bacia do Paraná às incursões marinhas do Panthalassa a oeste, pela colagem do bloco patagônico na porção sudoeste da plataforma sul-americana. Desta maneira, formou-se uma bacia predominantemente continental em que o mar epicontinental dominado pela ação de ondas normais e de tempestade (Formação Teresina), deu espaço para a formação de grandes corpos lacustres em interação com sistemas fluviais distributivos adjacentes (Formação Rio do Rasto). Como é atestado em Lavina (1991) e até a atualidade, o contexto deposicional do Grupo Passa Dois, em especial das unidades depositadas no Permiano Médio e Superior, é motivo de importantes discussões, principalmente no que se refere a existência de: um mar epicontinental ou de grandes lagos/lagoas; processos de maré em ambiente costeiro transicional; distribuição dos sedimentos em contexto continental por sistemas fluviais ou deltaicos; correlações errôneas com unidades depositadas além do limite Permo-Triássico.

A intercalação de depósitos finos e arenosos ao longo do arcabouço estratigráfico da Formação Rio do Rasto permitiu que esta unidade fosse interpretada como depositada por uma variada gama de sistemas deposicionais. O texto a seguir, no entanto, ressalta trabalhos mais relevantes à evolução da construção do arcabouço estratigráfico da Formação Rio do Rasto.

Schneider et al. (1974) interpreta esta unidade como depositada inicialmente por planícies de maré, transicionais aos mares de águas rasas da Formação Teresina, evoluindo para um contexto mais continental, dominado por lagos e planícies aluviais com canais meandrantes em interação com dunas eólicas em condições mais áridas (Membro Morro Pelado). Gama Jr. (1979) apresenta uma interpretação que abrange as unidades do Grupo Passa Dois (com exceção da Formação Iratí) como constituintes de um amplo sistema deltaico, de forma que a deposição dos membros Serrinha e Morro Pelado estariam relacionados aos ambientes de pro-deltas e frentes deltaicas/ planícies deltaicas, respectivamente. Castro & Medeiros (1980) sugerem origem marinha transicional para o Membro Serrinha e lacustre para o Membro Morro Pelado. Estes autores aplicaram pela primeira vez a terminologia “lobos de suspensão” para indicar arenitos finos lobados com ripples cavalgantes encontrados na unidade superior, e cuja gênese estaria relacionada à desembocadura de rios em lagos. Aboarrage & Lopes (1986) sugerem um ambiente marinho raso transicional para o Membro Serrinha e um amplo sistema flúvio-deltaico para o Membro Morro Pelado.

Lavina (1991), em sua tese de doutorado, descreve e interpreta a evolução das unidades do Grupo Passa Dois em termos paleoambientais, paleogeográficos e

paleoclimáticos. Com relação à Formação Rio do Rasto, não foram descritas estruturas relacionadas a processos de maré, estando a sua deposição associada a um grande sistema lacustre herdado do “mar Passa Dois”. Estes lagos foram compartimentados, tornando-se progressivamente mais rasos, comumente com ciclos de elevação do nível de base por eventos de aumento da descarga e posterior ressecamento. Os depósitos arenosos são interpretados como subambientes de grandes deltas, e.g., barras de desembocadura, canais distributários, rompimento de diques marginais, espraiamento de crevasses, inundações em lençol e turbiditos de prodelta. Para o topo da sucessão é constatado o aumento na frequência e espessura de depósitos eólicos, representativos de campos de dunas eólicas, representando condições mais áridas. Conforme a localização na bacia, o predomínio dos depósitos eólicos em intercalação com sedimentos finos representa a transição com as Formações Piramboia e Sanga do Cabral (Lavina, 1991).

Em Rohn (1988; 1994), a partir de um importante refinamento de biozonas de fauna e flora recorrentes ao longo do Grupo Passa Dois, constata-se que a deposição do Membro Serrinha está relacionada a amplos corpos lacustres instalados em contexto continental e clima úmido, com eventos periódicos de aumento da descarga. A abundante ocorrência de conchostráceos indica diminuição da salinidade da água e progressiva dulcificação dos corpos aquosos por contribuição fluvial efêmera (Rohn, 1994). O pontual retrabalhamento de alguns depósitos pela ação de ondas de tempestades permite a interpretação de que estes amplos lagos eram afetados por tais eventos. Com a progradação do sistema, os corpos lacustres foram se tornando progressivamente menores, preenchidos por pequenos deltas, e dando lugar a áreas de planícies alagadas. Esta tendência é corroborada pelo aumento da ocorrência de megafósseis vegetais e conchostráceos (Rohn, 1994). Esta autora aponta ainda arenitos eólicos no topo do Membro Serrinha, indicativos de aridização do ambiente. O Membro Morro Pelado, por sua vez, apresenta uma gradual diminuição da fauna e flora, mas que ainda conta com fósseis de conchostráceos e megafósseis vegetais, vinculados a áreas com acúmulo de água. São observados ciclos progradacionais, assinalados por depósitos de finos que caracterizam lagos efêmeros e planícies de inundação, laterais ou sobrepostos a corpos arenosos de inundações em lençol e canais fluviais pouco canalizados, encerrados pelo ressecamento destes depósitos, sendo sobrepostos por arenitos eólicos. O aumento na frequência de depósitos eólicos para o topo indica condições progressivamente mais áridas.

Warren et al. (2008) realizaram um estudo sedimentológico de detalhe para a Formação Rio do Rasto na região de Lages, centro-leste de Santa Catarina. Estes autores apresentam uma interpretação que se difere das demais, associando os depósitos do Rio do Rasto com um amplo sistema flúvio-deltaico gerado pela

colmatação do mar epicontinental. Desta forma, o Membro Serrinha apresenta feições da ação de ondas normais e de tempestade recorrentes em um grande corpo aquoso pouco espesso e sem talude, com o desenvolvimento de deltas de desembocadura. O Membro Morro Pelado, por sua vez, é interpretado como depositado por planícies deltaicas em associação com dunas eólicas, indicando uma progressiva tendência à aridização. Dados de paleocorrentes apresentados neste trabalho indicam paleofluxo para de SE para NW, e paleoeventos para W-NW.

Trabalhos desenvolvidos nos últimos anos deram um novo enfoque à Formação Rio do Rasto, principalmente em termos de reconstruções paleogeográficas para o Gondwana sudoeste. A análise sedimentológica e de paleofluxo desenvolvida por Schemiko & Vesely (2014) entra em conflito com o mais recente trabalho de Alessandretti et al. (2016), o qual comprehende uma análise *multi-proxy* dos arenitos da Formação Rio do Rasto, com foco principal em proveniência sedimentar de zircões detriticos (datação U/Pb e análises isotópicas). Em cada um dos trabalhos mencionados, são atribuídos à Formação Rio do Rasto padrões de dispersão sedimentar muito distintos. Em Schemiko & Vesely (2014), é apresentado um cenário deposicional para o Membro Pelado envolvendo domínio de canais fluviais meandrantes, com barras em pontal, leques de rompimento de *crevasse*, diques marginais e planícies de inundação associados. Depósitos de dunas e lençóis de areia eólicos também perfazem o arcabouço estratigráfico desta unidade. O grande número de medidas de paleocorrentes obtidas por estes autores indica paleofluxo dos canais fluviais preferencialmente W-E, mas com divergências para NE e SE.

Em contrapartida, Alessandretti et al. (2016) propõem como áreas-fontes dos sedimentos da Formação Rio do Rasto terrenos Paleozoicos ancorados nas margens Sul do Gondwana, sucessões sedimentares-metassedimentares antigas e recicladas, e embasamento Proterozoico com cinturões de dobras adjacentes relacionados à Orogenia Brasiliiana/Pan-africana, com paleofluxo preferencial para N (Fig. 16). Estes autores alegam que os dados obtidos por Schemiko & Vesely (2014) estariam vinculados a ambientes sedimentares distais de um sistema flúvio-deltaico e com padrão de paleocorrentes altamente dispersivos.

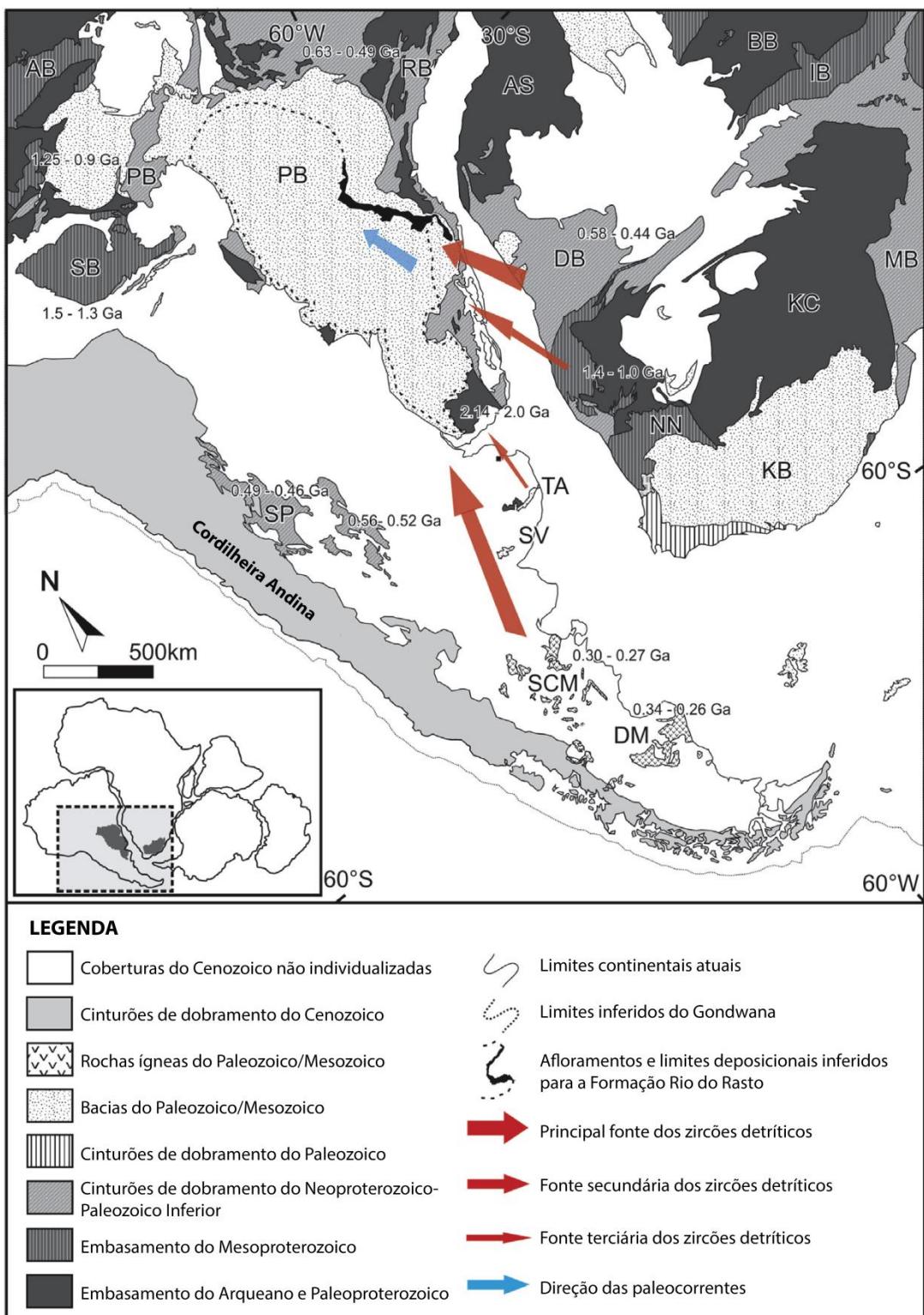


Figura 16. Reconstrução paleogeográfica do Gondwana sudoeste sugerida por Alessandretti et al. (2016) com ênfase nos dados de proveniência da Formação Rio do Rastro, utilizando-se dados de paleocorrentes, zircão detritico e isótopos de Hf (Modificado de Alessandretti et al., 2016). PBA – Cinturão Paraguai-Araguaia; SB – Cinturão Sunsás; AB – Cinturão Aguapeí; RB – Cinturão Ribeira; DB – Cinturão Damara; NN – Cinturão Namaqua-Natal; MB – Cinturão Moçambique; IB – Cinturão Irumide; BB – Cinturão Bangweulu; AS – Escudo Angolano; KC - Cráton Kaapvaal; PB – Bacia do Paraná; KB – Bacia de Karoo; SP – Serras Pampeanas (Argentina); SCM – Maciço Somuncurá; SV – Serra De La Ventana; DM - Maciço Deseado.

Em um comment, Vesely & Schemiko (2016) apresentam quatro razões pelas

quais o modelo de Alessandretti et al. (2016) deveria ser descartado:

- (i) Durante todo o Permiano e o início do Mesozoico, os setores norte e oeste da Bacia do Paraná experimentaram repetidas fases de exumação. São nestas áreas que se encontram fácies de granulometria mais grossa, indicativas de porções proximais de um sistema fluvial distributivo.
- (ii) Depósitos eólicos situados mais para o topo da Formação Rio do Rasto foram interpretadas como de origem fluvial ou deltaica por Alessandretti et al. (2016), colocando em dúvida a confiabilidade das medidas de paleocorrentes fluvias.
- (iii) Em Alessandretti et al. (2016), é apresentado uma quantidade de medidas de paleocorrentes muito inferior ao apresentado por Schemiko & Vesely (2014), 95 contra 253.
- (iv) As fontes de origem do zircão detritico são influenciadas pelos dados de paleocorrentes e excluem demais áreas que expõem rochas ígneas com as mesmas idades que as dos cristais de zircão.

Desde modo, o depocentro da Bacia do Paraná no final do Permiano situava-se mais a sudeste (Fig. 17), sendo condizente com demais trabalhos que sugerem este modelo (e.g., Gama Jr., 1979; Lavina, 1991). Conforme Vesely & Schemiko (2016), no final do Permiano, a bacia foi preenchida por sedimentos advindos de várias áreas e de forma centrípeta, típica de bacias continentais interiores.

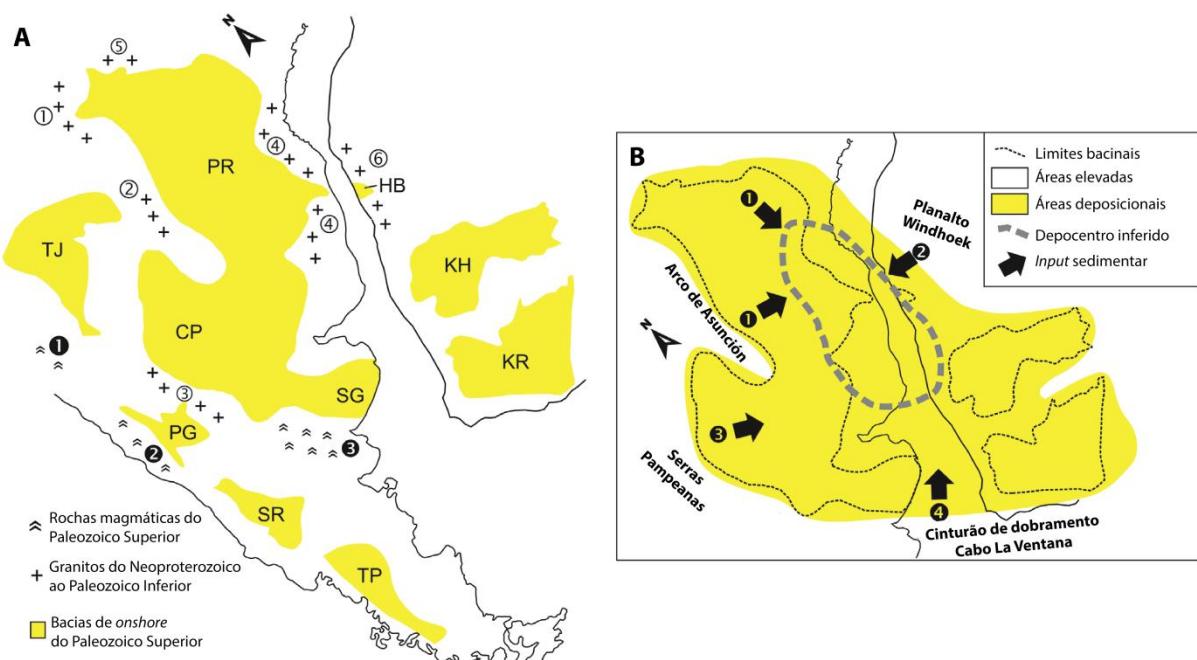


Figura 17. (A) Reconstrução paleogeográfica proposta por Vesely & Schemiko (2019) do Gondwana sudoeste no final do Paleozoico. *Bacias sedimentares*: TJ – Tarija; PR – Paraná; CP – Chaco-Paraná; SG – Sauce Grande; PG – Paganzo; SR – San Rafael; TP – Tepuel; KR – Karoo; KH – Kalahari; HB – Huab. *Magmatismo do Paleozoico Superior*: (1) Andes Central; (2) Vulcanismo Choiyoi na Cordilheira Frontal; (3) Arco relacionado ao magmatismo no norte da Patagônia; *Granitos do Neoproterozoico e Paleozoico*

Inferior: (1) Cinturão de dobramento Paraguai; (2) Arco de Asunción; (3) Serras Pampeanas; (4) Cinturões Ribeira e Dom Feliciano; (5) Arco-magmático de Goiás; (6) Cinturão Kaoko. (B) Reconstrução paleogeográfica da Bacia do Paraná com demais áreas adjacentes durante o Permiano Superior. As setas numeradas indicam a direção do *input* sedimentar baseado em dados de paleocorrentes fluviais da Formação Rio do Rastro, afinamento geral das unidades permianas em direção ao noroeste da Namíbia, exumação das Serras Pampeanas no Paleozoico Superior, e soerguimento e magmatismo na Serra de La Ventana no Permiano Superior (Modificado de Vesely & Schemiko, 2016).

Por fim, um *reply* foi publicado por Alessandretti et al. (2017) onde os argumentos apresentados em Vesely & Schemiko (2016) foram refutados. Os autores reafirmaram o modelo de distribuição e dispersão sedimentar de sul para norte no contexto de um sistema flúvio-deltaico.

Demais interpretações atribuídas à Formação Rio do Rastro estão resumidas no Quadro 1.

Quadro 1. Tabela resumo com interpretações para a Formação Rio do Rastro baseado em trabalhos desenvolvidos a nos anos de 1900.

Autores	Unidade	Interpretação
Rego (1930)	Membro Serrinha	Origem aquosa com fase marinha
Gordon Jr. (1947)	Formação Rio do Rastro	Depósitos de planícies de inundação
Beurlen (1954)	Membro Morro Pelado	Lagoas isoladas e temporárias
Mendes (1967)	Formação Rio do Rastro	Planícies de inundação e lagos
Northfleet et al. (1969)	Formação Rio do Rastro	Planícies de inundação em contexto fluvial
Rohn e Rösler (2000)	Membro Morro Pelado	Lagos rasos preenchidos por barras de desembocadura, associados com dunas eólicas, interdunas e canais fluviais efêmeros.

A Formação Rio do Rastro apresenta elevado conteúdo fossilífero, o qual permite uma datação e correlação mais precisa com demais unidades sedimentares. Esta unidade é constituída por tetrápodes, peixes, anfíbios (Labirintodonte), conchostráceos (*Pseudestheria*, *Monoleiophus*, *Euestheria*, *Asmussia*, *Liograpta*), bivalves (*Leinzia*, *Palaeomutela*, *Terraia*), ostracodes, gastrópodes, palinomorfos, e restos de plantas. Impressões de folhas e caules em posição de vida incluem os espécimes de *Dichophyllites*, *Paracalamites Schizoneura*, *Dizeugotheca*, *Pecopteris*, *Neogerathiopsis* e *Glossopteris* (Barberena et al., 1985; Rohn, 1988, 1994; Langer, 2000).

Atualmente, atribui-se à Formação Rio do Rastro deposição recorrente no intervalo Wordiano-Wuchiapingiano (Permiano Médio a Superior), apesar da existência de estudos que ampliam o intervalo de deposição desta unidade para o Triássico inferior e até superior (e.g., Milani et al., 1994; França et al., 1995). Em Rohn (2007), sugere-se que a Formação Rio do Rastro não abrange o limite Permo-Triássico, mas

registra a tendência de aridização no final do Paleozoico, que pode ter sido um dos fatores que culminou na extinção Permo-Triássico.

Ferreira-Oliveira & Rohn (2010) documentam conchostráceos de uma nova espécie da família *Leaiidae* (*Hemicycloleaia mitchelli*) e que sugere idade Wuchiapingiano (Permiano Superior). Demais constatações feitas por estes autores sugerem deposição restrita ao Permiano para a Formação Rio do Rasto, principalmente pela ocorrência de: (i) espécimes da flora de *Glossopteris*, relacionadas ao Permiano Médio a Superior em demais localidades do globo (Rohn & Rösler, 2000); (ii) mesmo espécime de bivalve (*Leinzia similis*) documentado no Membro Serrinha e encontrado na Formação Gai-As, unidade correlata na Namíbia, foi datado a partir de camadas de tufo intercaladas, registrando idades de 265 +/- 2 Ma (datação U/Pb em zircão), limite entre o Wordiano-Capitaniano (Stollhofen et al., 2000a); (iii) tetrápodes encontrados nas porções intermediárias e superiores da Formação Rio do Rasto na Serra do Cadeado, Estado do Paraná, correlacionam-se com espécimes da África do Sul, e registram o intervalo Guadalupiano-Lopingiano (Langer, 2000; Cisneros et al., 2005; Ferreira-Oliveira & Rohn, 2010). O refinamento litoestratigráfico e paleontológico realizado por Holz et al. (2010) define intervalo de deposição do Wordiano a Wuchiapingiano (Permiano Médio a Superior) .

3. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

Na Bacia do Paraná, a área de execução deste estudo pode ser fragmentada em três porções principais:

- (i) Serra do Cadeado, entre os municípios de Ortigueira e Mauá da Serra, centro-norte do Estado do Paraná (Fig. 18). Amplas exposições de rochas das Formações Teresina, Rio do Rasto, Piramboia, Botucatu e Serra Geral afloram ao longo das escarpas da serra, na BR-376 e na estrada de ferro;

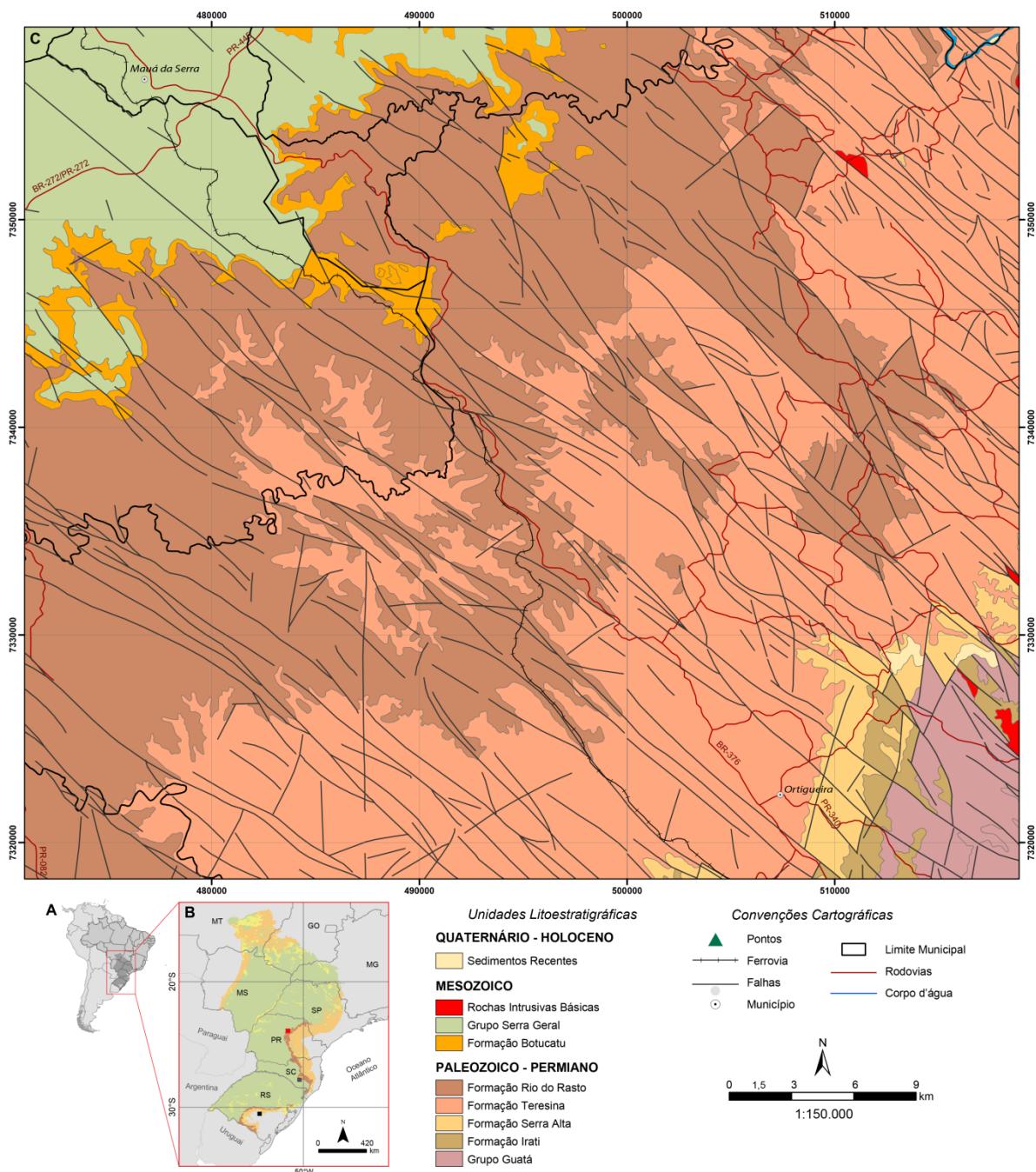


Figura 18. (A) Localização da Bacia do Paraná em relação à plataforma Sul-americana. (B) Limites da Bacia do Paraná em território brasileiro. Destaca-se em vermelho a localização da área de estudo no Paraná. (C) Mapa geológico da área de estudo na Serra do Cadeado, região situada entre os municípios de Ortigueira e Mauá da Serra, porção norte do Paraná.

(ii) Lages e região serrana, porção central do Estado de Santa Catarina (Fig. 19). Nesta região, rochas das unidades que compõem o Grupo Passa Dois, em especial da Formação Rio do Rastro, afloram no chamado Domo de Lages, uma estrutura dômica elevada durante o Cretáceo-Paleógeno por inserção de rochas alcalinas subvulcânicas. Inúmeros afloramentos estão expostos em cortes de estrada, principalmente ao longo da BR-282, BR-470, e SC-114.

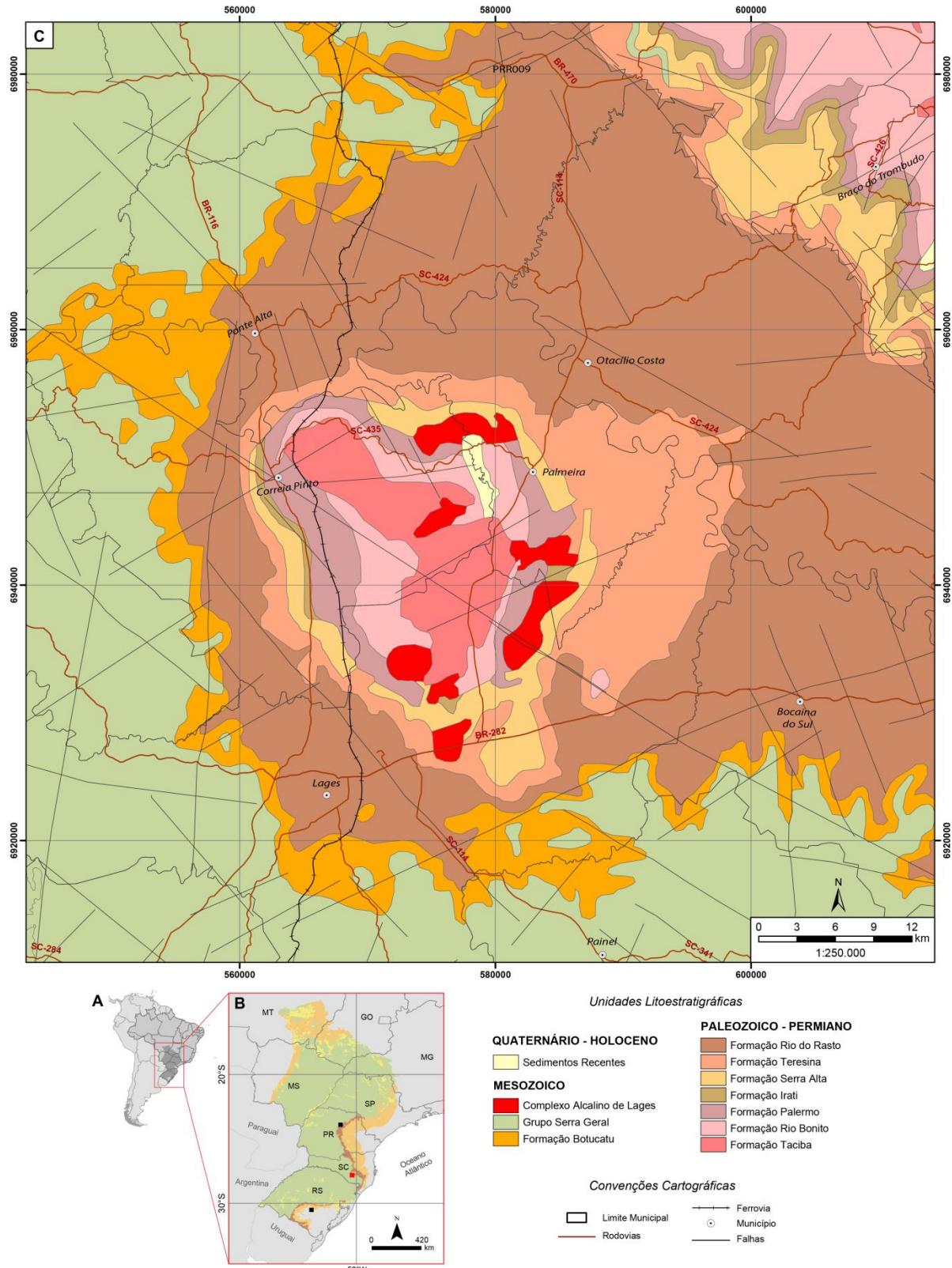


Figura 19. (A) Localização da Bacia do Paraná em relação à plataforma Sul-americana. (B) Limites da Bacia do Paraná em território brasileiro. Destaca-se em vermelho a localização da área de estudo em Santa Catarina. (C) Mapa geológico da área de estudo na região serrana de Lages, porção centro-leste de Santa Catarina, e demais municípios. Notar a estrutura circular do Domo de Lages.

(iii) Testemunhos de sondagem devidamente espaçados e que abrangem espessas seções da Formação Rio do Rasto ao longo do território do

Estado do Rio Grande do Sul (Fig. 20). Estes poços foram perfurados pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM), em sua maioria durante campanhas exploratórias de carvão da Formação Rio Bonito.

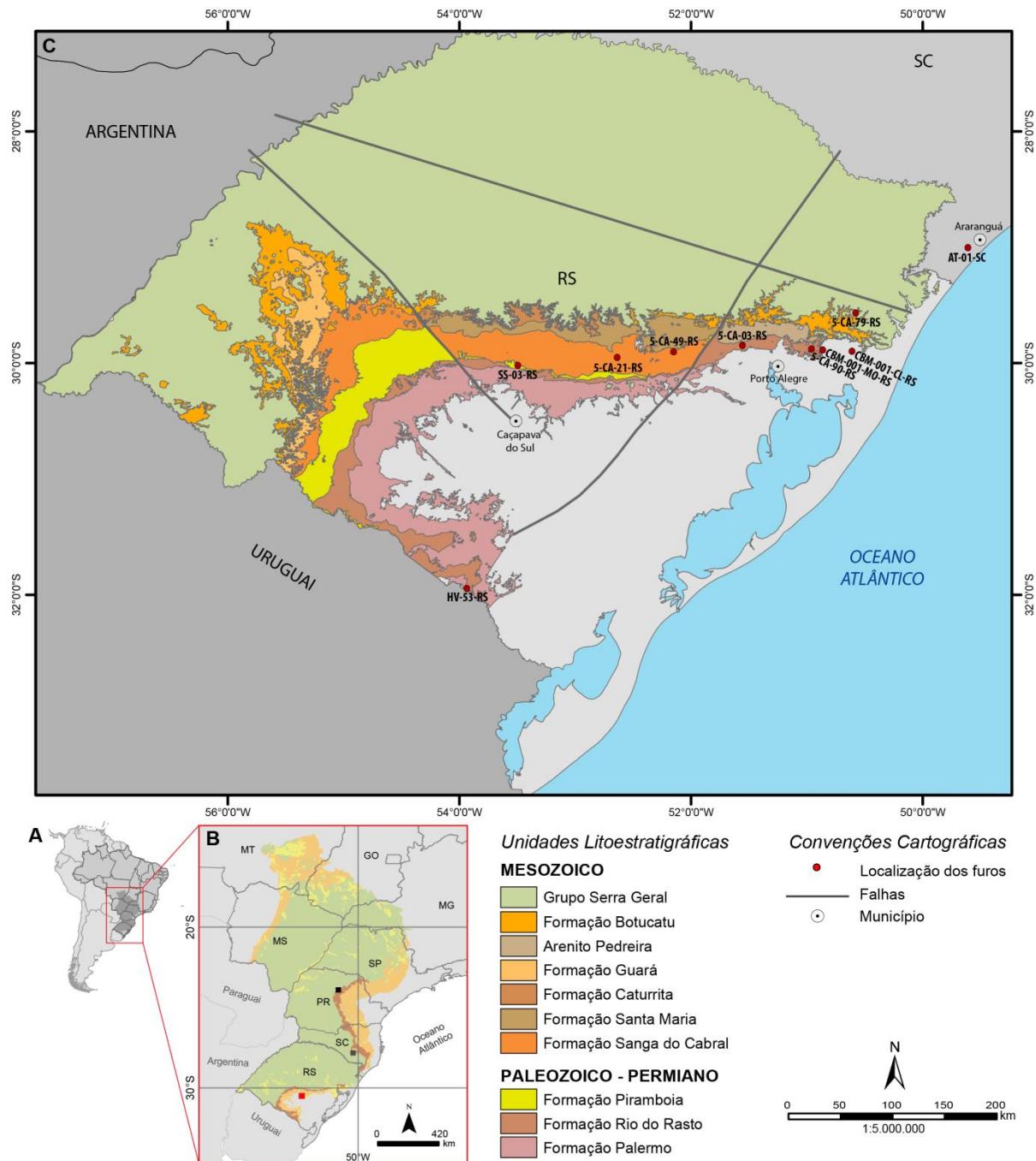


Figura 20. (A) Localização da Bacia do Paraná em relação à plataforma Sul-americana. (B) Limites da Bacia do Paraná em território brasileiro. Destaca-se em vermelho a localização da cidade de Caçapava do Sul, centro-oeste do Rio Grande do Sul, onde serão descritos os testemunhos disponibilizados pela CPRM. (C) Mapa geológico do Estado do Rio Grande do Sul com destaque para a compartimentação da Bacia do Paraná em blocos Oeste, Central e Leste. Os pontos em vermelho assinalam a localização dos testemunhos selecionados para futura descrição.

4. OBJETIVOS

O objetivo principal deste projeto é realizar uma análise *multi-proxy* dos depósitos sedimentares que perfazem a Formação Rio do Rasto, em uma abordagem multidisciplinar de dados sedimentológicos, petrográficos, geoquímicos e isotópicos. Esta análise visa reconstruir o contexto paleoambiental, paleogeográfico e paleoclimático desta unidade.

5. JUSTIFICATIVAS

O Aquecimento Global, apesar de não ser aceito por muitas pessoas e governos, compreende uma realidade irrefutável (Painel Intergovernamental das Mudanças Climáticas, 2021). Com o passar das últimas décadas, o ser humano tem vivenciado a intensificação de eventos relacionados ao clima, como furacões, tempestades, nevascas, enchentes, e severas ondas de calor. Longos períodos de estiagem em determinadas áreas do globo e processos de aridização e desertificação recorrentes na atualidade compreendem processos que estão ocorrendo de forma gradual ao longo do tempo, existindo uma resposta direta dos ecossistemas ao aquecimento global. Como já observado em muitos trabalhos, a Formação Rio do Rasto, na Bacia do Paraná, registra relevantes mudanças climáticas no Gondwana, marcada pela progressiva tendência à aridização e desertificação. Esta tendência também é observada na Bacia de Karoo, África do Sul, e na Bacia de Paganzo, Argentina. Este trabalho visa contribuir com o conhecimento sobre a evolução climática e a aridez global recorrente no final do Permiano, visto que estas mudanças climáticas podem ter sido um dos fatores que contribuíram para a ocorrência da maior extinção em massa já existente em nosso planeta.

Além de questões relacionadas ao clima, este estudo destina-se à compreensão da arquitetura deposicional da Formação Rio do Rasto em termos de um amplo sistema fluvial distributivo depositado no Gondwana Sudoeste, no final do Permiano. Um estudo *multi-proxy*, utilizando-se de ferramentas estratigráficas e sedimentológicas se torna imprescindível para compreensão deste intervalo marcado por altas taxas de criação de espaço de acomodação e elevadas taxas de sedimentação. Apesar de todas as discussões referentes à evolução da Formação Rio do Rasto na literatura, torna-se necessário a apresentação um modelo de reconstrução paleoambiental em escala de bacia, embasado em uma análise multidisciplinar.

Análogos modernos de amplos sistemas fluviais distributivos (e.g., *Kosi* e *Pilcomayo* Megaleques; Bacia do Lago Eyre, Austrália) cobrem vastas áreas do

continente e exibem uma variada gama de subambientes. A exploração de reservatórios de água e hidrocarbonetos a partir de sistemas fluviais distributivos e seus subambientes à jusante é diretamente impacta pelas suas heterogeneidades. Estes sistemas apresentam uma grande variedade de fácies e geometrias de depósitos entre as porções proximais, intermediárias e distais, além de exibirem diferentes razões de camadas arenosas e lamosas. É válido mencionar que as rochas da Formação Rio do Rasto perfazem um aquífero confinado que cobre vastas áreas da região Sul do Brasil, estando em contato também com rochas da Formação Botucatu, constituinte básico do Sistema Aquífero Guarani, um dos maiores reservatórios de água do mundo. Com a crescente demanda por águas subterrâneas, faz-se necessária a compreensão das heterogeneidades intrínsecas a estes reservatórios, principalmente com relação à vazão e taxas de recarga. A exploração consciente e responsável da água se torna cada vez mais necessária, para que este recurso não seja facilmente contaminado ou esgotado.

6. HIPÓTESES

Este projeto tem por hipótese principal a de que as sucessões sedimentares da Formação Rio do Rasto tenham sido depositadas por um amplo sistema fluvial distributivo no contexto de uma bacia continental com elevadas taxas de criação de espaço de acomodação e sedimentação, durante o Permiano Superior. A tendência progradante deste amplo sistema teria ocorrido a partir das diferentes margens, definindo uma bacia endorréica.

Outra hipótese a ser testada abrange a tendência de aridização e desertificação existente para o Permiano Superior, com o desenvolvimento de sistemas eólicos. Essa tendência é observada nos depósitos superiores da Formação Rio do Rasto, na forma de campos de dunas e lençóis de areias, e em outras bacias (e.g., Bacia de Karoo na África do Sul, Bacia de Paganzo na Argentina, e Bacia do Norte no Uruguai). Estes depósitos podem indicar uma tendência global de aquecimento global recorrente neste intervalo, podendo ter contribuído para a extinção permo-triássica.

7. MÉTODOS

7.1 LEVANTAMENTO BIBLIOGRÁFICO

O levantamento bibliográfico se faz de uma ferramenta fundamental para suportar dados, ideais e hipóteses geradas ao longo da construção da tese de

doutoramento. Este trabalho será construído com base em artigos científicos, dissertações, teses e capítulos de livros, cuja temática abrange desde a Bacia do Paraná e Formação Rio do Rasto, análises *multi-proxy* dos dados, até o reconhecimento e evolução de sistemas fluviais distributivos, no registro sedimentar e em análogos modernos. A consulta bibliográfica será realizada durante todo o tempo de desenvolvimento da tese, utilizando-se trabalhos consagrados na literatura, mas também se aliando ao que existe de mais atual em termos de métodos e terminologias, visto que a evolução do conhecimento é progressiva.

7.2 LEVANTAMENTO ESTRATIGRÁFICO

O levantamento estratigráfico é realizado a partir do levantamento de fácies em afloramentos e testemunhos de sondagem. As camadas sedimentares são empilhadas e torna-se possível a observação de tendências deposicionais, específicas de determinados sistemas e subambientes. Neste trabalho, o levantamento de fácies em um afloramento perfaz uma seção colunar, sendo realizado em escala 1:50 para uma descrição sedimentológica detalhada. No caso dos testemunhos de sondagem, o levantamento de fácies é realizado em escala 1:100, visto as grandes espessuras de rochas amostradas. Em ambas as situações, as fácies são descritas em termos de seus atributos físicos, como litologia, textura, estruturas sedimentares, conteúdo fossilífero (quando presente), entre outras especificidades.

A construção da seção colunar é realizada em uma folha de seção padronizada (Fig. 21). O levantamento de fácies é feito a partir da medição da espessura da camada e descrição de seus atributos físicos. Atribui-se àquela fácie um código, faz-se o registro fotográfico e anotação das mesmas para posterior conferência, faz-se anotação de medidas de paleocorrentes e do conteúdo fossilífero quando possível ou se é existente. Ao posterior levantamento, a seção é digitalizada e vetorizada utilizando-se o software *Adobe Illustrator CS6*, com padrões e cores para melhor correlacionar a seção digital à analógica original.

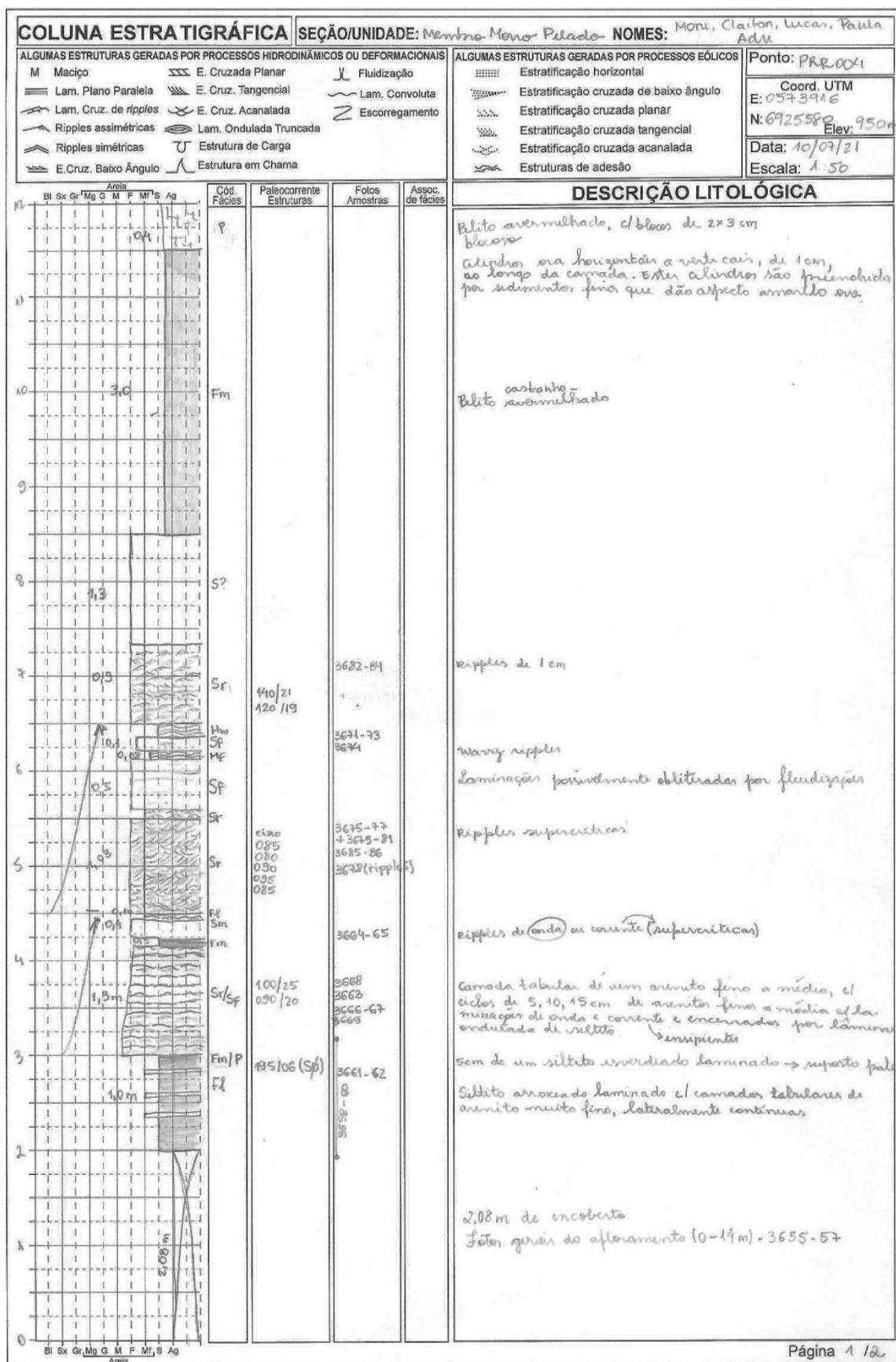


Figura 21. Exemplo de folha de secção preenchida durante levantamento em campo (da autora, 2021).

O código de fáries obedece à classificação estabelecida por Miall (1985; 1996. Quadro 2), sendo constituído por duas a três letras. A primeira letra, destacada em

maiúsculo, refere-se ao tamanho de grão predominante na camada (e.g., G para gravel (cascalho), S para sand (areia) e F para *fine-grained* (areia muito fina, silte ou argila). A segunda e possivelmente terceira letra, colocadas em minúsculo, indicam a estrutura sedimentar e outra possível particularidade (e.g., Sp para arenito com estratificação cruzada planar (*planar cross-bedding*) e Gmm, para conglomerado maciço matriz-suportado. Esta classificação proposta por Miall (1985; 1996) é principalmente aplicada a sistemas fluviais. No entanto, como é observado em vários trabalhos de cunho sedimentológico, adaptações neste código são feitas para abranger fácies geradas por outros processos e em demais ambientes deposicionais (e.g., Sw para arenitos com *wavy ripples*; Hf para heterolitos com acamadamento *flaser*).

Quadro 2. Código de fácies para sistemas fluviais proposto por Miall (1985; 1996). Todas as fácies são interpretadas em termos da estrutura sedimentar dominante, geradas por um processo específico (Modificado de Miall, 1996).

Código	Fácie	Estruturas Sedimentares	Interpretação
Gmm	Cascalho maciço matriz-suportado	Gradação incipiente	Fluxo de detritos plásticos de alta viscosidade e coesão interna
Gmg	Cascalho matriz-suportado	Gradação inversa a normal	Fluxo de detritos pseudoplástico de alta viscosidade e baixa coesão interna
Gci	Cascalho clasto-suportado	Gradação inversa	Fluxo de detritos, alta concentração de clastos (alta coesão interna) ou fluxo de detritos pseudoplástico (baixa coesão)
Gcm	Cascalho maciço clasto-suportado	-	Fluxo de detritos pseudoplástico (fluxo turbulento)
Gh	Cascalho clasto-suportado, acamadamento incipiente	Acamadamento horizontal, imbricamento	Formas de leito longitudinais, depósitos residuais (<i>lags</i>)
Gt	Cascalho estratificado	Estratificações cruzadas acanaladas	Preenchimento de pequenos canais
Gp	Cascalho estratificado	Estratificações cruzadas planares	Formas de leito transversais, crescimento deltaico a partir de barras remanescentes
St	Areia fina a muito grossa (podendo ser cascalhosa)	Estratificações cruzadas acanaladas	Dunas 3D, cristas sinuosas ou linguoides
Sp	Areia fina a muito grossa (podendo ser cascalhosa)	Estratificações cruzadas planares	Dunas transversais 2D
Sr	Areia muito fina a grossa	Laminações cruzadas de marcas onduladas	Marcas onduladas (regime do fluxo inferior)
Sh	Areia muito fina a muito grossa (podendo ser cascalhosa)	Laminação horizontal, lineação de partição	Formas de leito plano (regime de fluxo superior/crítico)
SI	Areia muito fina a muito grossa (podendo ser cascalhosa)	Estratificações cruzadas de baixo ângulo (<15°), podendo ser sigmoidais	Preenchimentos de depressões suaves (<i>scour fills</i>), dunas atenuadas, antidunas

Ss	Areia fina a muito grossa (podendo ser cascalhosa)	Amplas e suaves depressões	Preenchimentos de depressões suaves (<i>scour fills</i>)
Sm	Areia fina a grossa	Maciça ou laminação indistinta	Depósitos de fluxos hiperconcentrados, fluidização ou intensa bioturbação
Fl	Areia, silte, lama	Laminações finas, laminações cruzadas de marcas onduladas de muito pequeno porte	Depósitos externos ao canal, canais abandonados ou depósitos de inundação
Fsm	Silte, lama	Maciço	Depósitos externos ao canal ou canais abandonados
Fm	Lama, silte	Maciço, gretas de contração	Depósitos externos ao canal ou canais abandonados
Fr	Lama, silte	Maciço, raízes, bioturbação	Solo incipiente
C	Carvão, lama carbonosa	Restos vegetais, filmes de lama	Depósitos de pântanos vegetados (<i>swamps</i>)
P	Paleossolo carbonático (calcita, siderita)	Feições pedogênicas: nódulos, filamentos	Solo com precipitação química

Fácies geneticamente relacionadas e que possuem significado ambiental são agrupadas em associações de fácies. O conjunto de associações de fácies perfazem subambientes de um sistema deposicional (Collinson, 1996). Em sistemas fluviais, as associações de fácies equivalem aos elementos arquiteturais de Miall (1985; 1996). Este autor define elementos arquiteturais internos e externos ao canal (Fig. 22).

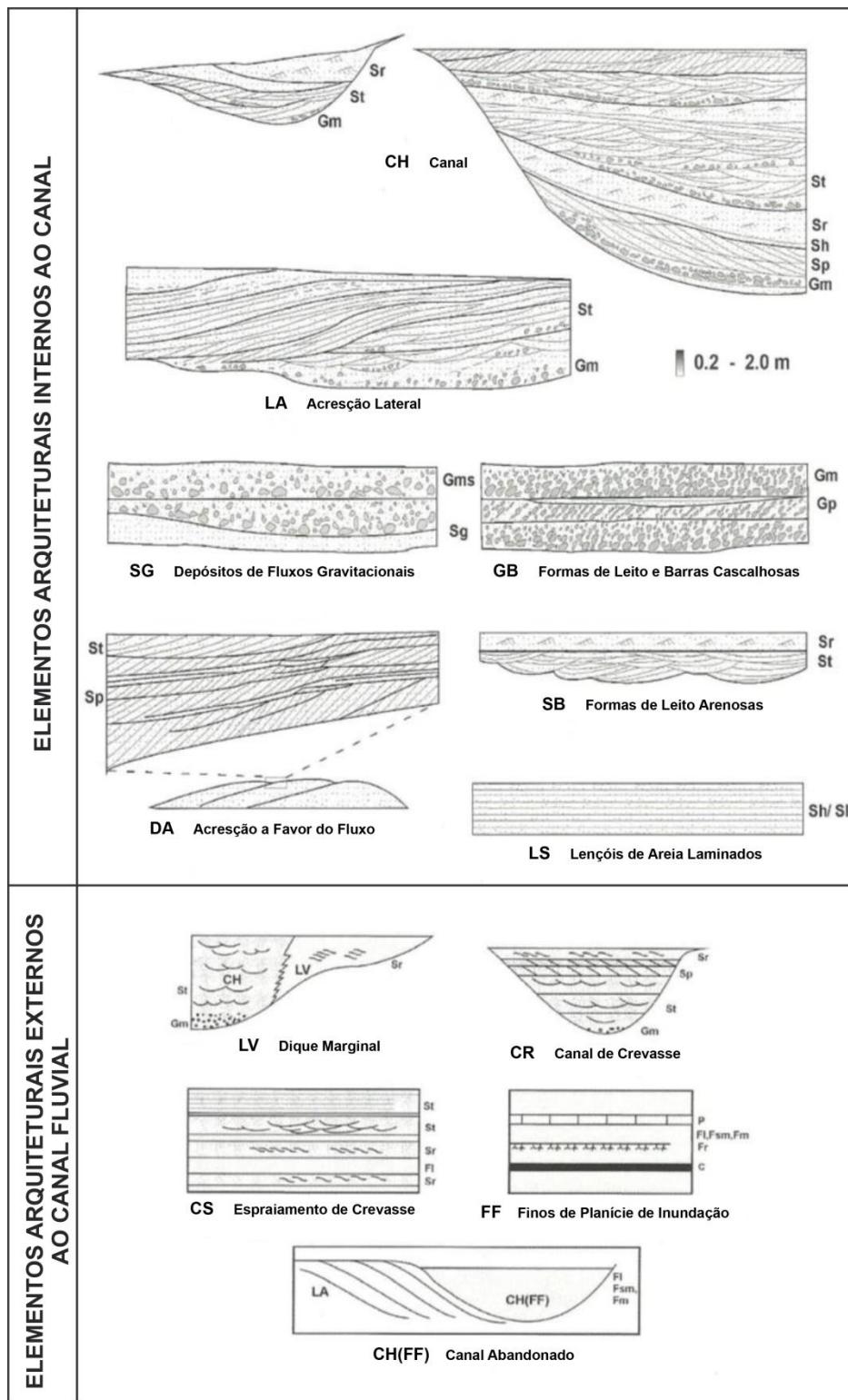


Figura 22. Elementos arquiteturais internos e externos ao canal, definidos por Miall (1996) para sistemas fluviais (Modificado de Miall, 1996).

Apenas onde as rochas estão expostas é possível visualização da geometria das camadas, da continuidade lateral dos depósitos e da natureza das superfícies de topo e base. Isto não é possível para testemunhos de sondagem, cujo diâmetro possui poucos centímetros e cujo espaçamento entre furos alcança dezenas de quilômetros. Desta forma, a análise da arquitetura dos depósitos é imprescindível quando se está

em campo, de frente para o afloramento, onde é possível elaboração de croquis, descrição e registro fotográfico. A partir de um mosaico de fotos, com sobreposição de 60% entre as fotos e foco paralelo à superfície do afloramento, montam-se painéis laterais para definição da geometria dos depósitos em afloramento lateralmente contínuos.

Atualmente, os painéis laterais não têm sido mais gerados de forma analógica, fazendo-se uso de softwares de aprimoramento de imagens. Neste trabalho, os painéis laterais estão sendo criados a partir da construção de ortofotomosaicos, gerados a partir do processamento de fotografias obtidas por veículo aéreo não tripulado (VANT), ou simplesmente *drone*. A utilização destes veículos para aquisição de dados geológicos tem sido ampliada de forma exponencial, sendo aplicados nos mais variados contextos de análise de dados (Carrivick et al., 2016; Viana et al., 2018). Com essa metodologia, busca-se minimizar distorções e capturar ao máximo as feições e estruturas presentes nos afloramentos, visto que o VANT alcança lugares e altitudes não alcançadas pelo geólogo. No presente trabalho, utilizou-se para aquisição das imagens o VANT modelo Parrot ANAFI com *Global Position System* (GPS) e câmera digital, que possui um sensor que permite obter fotografias com até 21 *megapixels*. As melhores condições do tempo para aquisição dos dados é dia de sol, com a face do afloramento obtendo o máximo de luz solar incidente possível. O levantamento com *drone* foi realizado manualmente, percorrendo linhas de voo paralelas ao afloramento, em diferentes alturas, buscando-se fotografar o alvo com sobreposição de 80% entre as fotografias vizinhas. Durante o levantamento é sugerido manter uma distância constante entre *drone* e afloramento de quatro a oito metros, a depender da resolução final desejada entre diferentes afloramentos. Depois de adquiridas as fotografias, o software *Agisoft Metashape* é utilizado para executar o algoritmo denominado de *Structure from Motion – Multi View Stereo* (*SfM-MVS*) (Carrivick et al., 2016; Viana et al., 2018). Esse algoritmo consiste basicamente em: (i) alinhar as fotografias, com base em pontos coincidentes em diferentes fotografias e no posicionamento da fotografia; (ii) gerar nuvens esparsa e densa de pontos espacializados, a partir das fotografias alinhadas; (iii) gerar uma malha triangularizada e texturizada, correlacionando pontos vizinhos; e, pôr fim, (iv) a geração de um ortofotomosaico da área de interesse.

A qualidade e resolução das imagens dos painéis são dependentes das condições no momento da obtenção das fotografias (contrastos), da distância entre câmera e objeto, da resolução da câmera utilizada e dos parâmetros utilizados durante o processamento das fotografias. A partir das características do levantamento e processamento realizados neste trabalho até então, foi possível obter modelos com resolução espacial entre 1 e 10 milímetros. Um exemplo de produto gerado a partir do

processamento de imagens adquiridas em campo é mostrado a seguir (Fig. 23).

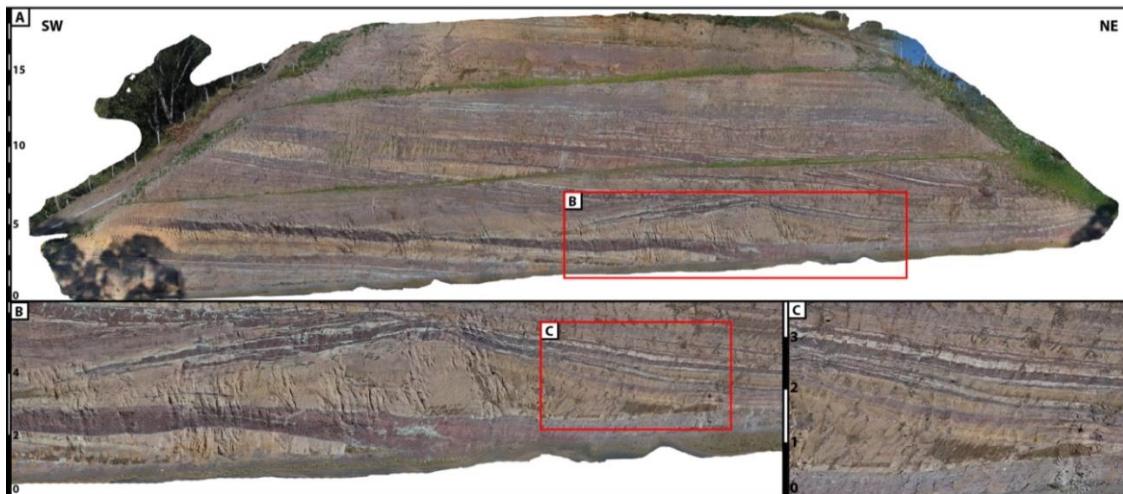


Figura 23. (A) Exemplo de ortofotomosaico gerado a partir do processamento de imagens levantadas com *drone*, em amplo afloramento localizado na Serra do Cadeado, com as ampliações (B) e (C) do afloramento (da autora, 2021).

Baseado no empilhamento faciológico e a análise arquitetural feita em escala de afloramento é possível utilizar padrões de sucessões verticais estabelecidas para definir associações de fácies em nível de testemunhos de sondagem. Em ambas as escalas, os depósitos que compõem o arcabouço estratigráfico de um sistema são separados por importantes superfícies limítrofes de escalas temporais distintas (Miall, 1985; 1996. Quadro 3).

Quadro 3. Hierarquia das superfícies limítrofes definidas com base no tempo de ocorrência de determinados processos (Miall, 1985).

Ordem	Escala de Tempo do Processo	Características	Interpretação
1 ^a	10^{-5} - 10^{-4} (horas ou dias)	Límite de sets de uma mesma litofácie. A litofácie é a mesma acima e abaixo desta superfície	Migração de formas de leito de mesma morfologia em condições de sedimentação sem alteração durante período de deposição
2 ^a	10^{-2} - 10^{-1} (dias a meses)	Límite de cosets de diferentes litofácies. A superfície separa litofácies diferentes, acima e abaixo	Mudanças nas condições do fluxo
3 ^a	10^0 - 10^1 (um a dez anos)	Superfícies de reativação no interior de macroformas	Mudanças na velocidade e direção do fluxo
4 ^a	10^2 - 10^3 (centenas de anos)	Separam macroformas distintas. A superfície separa assembleias de litofácies diferentes	Mudanças no padrão das barras. Fluxo irregular devido a irregularidades no leito do canal fluvial ou à períodos de enxurrada
5 ^a	10^3 - 10^4 (milhares de anos)	Superfícies que delimitam canais ou complexo de canais	Migração ou incisão lateral de canais fluviais
6 ^a	10^4 - 10^5 (dezenas de milhares de anos)	Superfícies que delimitam conjunto de canais ou paleovalves	Registraram mudanças significativas no sistema fluvial relacionadas a variação no nível de base estratigráfico

7^a	10^5 - 10^6	Limite de Sequências	Resposta a pulsos tectônicos da falha
8^a	10^6 - 10^7	Discordância regional em escala de bacia	Eventos de escala global

7.3 MEDIDAS DE PALEOCORRENTES

A análise dos dados de paleocorrentes revela a orientação do paleofluxo que depositou formas de leito e macroformas que perfazem os mais variados sistemas deposicionais. Estas formas de leito representam o transporte e migração por um agente aquoso ou pelo vento, sendo geradas estruturas sedimentares unidireccionais passíveis de serem medidas (e.g., estratos cruzados planares, acanalados, sigmoidais, laminações cruzadas de ondas de corrente, e superfícies de acresção). A aquisição de um expressivo número de medidas de paleocorrentes é fundamental para visualização da evolução do sistema, e pode assinalar mudanças bruscas na direção do paleofluxo vinculadas a algum fator interno ou externo ao ambiente de sedimentação (Miall, 1996). A análise dos dados paleocorrentes é feita utilizando-se o software livre *OpenStereo*, onde são gerados os diagramas de rosetas (Fig. 24).

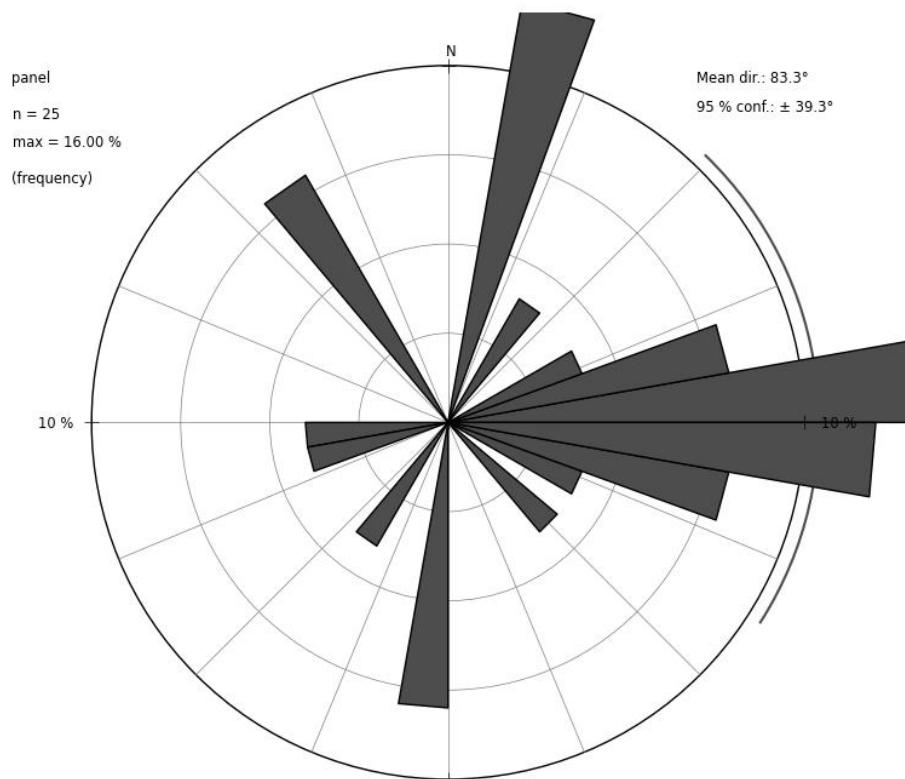


Figura 24. Exemplo de diagrama de rosetas gerado no software *OpenStereo*, a partir de dados de paleocorrentes obtidos em depósitos da Formação Rio do Rastro na região de Lages, SC, depositados a partir de um agente aquoso. Apesar da dispersão, há uma tendência de paleofluxo para leste (da autora, 2021).

7.4 PETROGRAFIA

A análise petrográfica compõe-se de uma etapa de caráter fundamental para observação de feições em escala microscópica. Ela será executada utilizando-se lâminas delgadas em microscópio óptico de luz transmitida. Esta análise tem por objetivo hierarquizar o desenvolvimento de determinadas feições pedogenéticas ou de alteração, de forma a se obter uma interpretação mais bem fundamentada de alguns dos subambientes que perfazem o arcabouço estratigráfico da Formação Rio do Rasto.

Neste estudo, serão coletadas amostras de: (i) arenitos laminados para verificação da origem da laminação (inversa ou normal), podendo estar relacionada a processos aquosos ou eólicos. Aspectos texturais como seleção e arredondamento serão observados. Estes fatos implicam diretamente na interpretação e evolução do sistema deposicional; (ii) siltitos e lamitos com feições de exposição e desenvolvimento de paleossolos, para reconhecimento do grau de alteração da rocha por processos pedogenéticos, bem como análise da composição e fábrica dos argilominerais e acúmulo de demais minerais. Uma coleta espaçada verticalmente em determinados perfis de solos pode revelar uma sequência de eventos climáticos; (iii) rochas com feições microbiais, ou carbonáticas, ou com fósseis/fragmentos de fósseis, que possam adicionar informações quanto ao contexto paleoambiental e paleoclimático de deposição da unidade em questão.

7.5 ÍNDICE DE ALTERAÇÃO QUÍMICA

O Índice de Alteração Química (ou *Chemical Index of Alteration – CIA*) comprehende um tipo de análise que quantifica o grau de alteração química de depósitos sedimentares pelo intemperismo. A depender das condições ambientais, tem-se a intensificação do intemperismo químico, físico e biológico sobre as rochas. Os principais processos químicos que atuam no intemperismo das rochas incluem dissolução, oxi-redução, hidratação, hidrólise, carbonatação, e ocasionam alterações geoquímicas, texturais e mineralógicas. Condições ambientais de calor e umidade intensificam estes processos químicos, degradam de forma acelerada os corpos rochosos e podem gerar espessos perfis de alteração. Em locais úmidos, com acúmulo de água, e temperaturas elevadas os minerais primários facilmente se transformam em secundários (e.g., argilominerais) (Selby, 1993). Alguns minerais permanecem no local de formação, mas outros se tornam móveis e são lixiviados. Comumente se tem a lixiviação dos ácidos (Na^+ , K^+) e Ca^{+2} , e concentração de Al e Si no material residual. De acordo com Nesbitt & Young (1982), o CIA, baseado na

proporção molecular, pode ser calculado da seguinte forma:

$$\text{CIA} = (\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) \times 100$$

onde o CaO corresponde ao conteúdo de Ca nos silicatos. Conforme estes autores, o cálculo do CIA é baseado na composição química de lamitos, sendo um método amplamente utilizado para análises do grau de intemperismo nestas rochas, bem como para paleossolos.

No presente estudo, o CIA é indicado para avaliar, em termos quantitativos, os elementos químicos remanescentes em depósitos de paleossolos e perfis de alteração. A concentração de determinados elementos químicos como constituintes de argilominerais indica o grau de degradação e transformação dos feldspatos. A depender do tipo de argilomineral predominante nas amostras analisadas, informações paleoambientais e paleoclimáticas são passíveis de serem feitas. De acordo com Nesbitt & Young (1982), os valores médios de CIA para folhelhos variam de 70 a 75. Argilominerais aluminosos formados em condições de intenso intemperismo químico, vinculados a condições tropicais (e.g., caulinita), elevam os valores do CIA para 80 a 100. Em condições de climas secos e frios, onde processos físicos são responsáveis pelo intemperismo das rochas, os valores de CIA variam de 50 a 70. Os valores do CIA podem ser plotados em diagramas $\text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O}) - \text{K}_2\text{O}$ para avaliação do grau de alteração de rochas constituídas predominantemente por feldspatos potássicos e plagioclásios.

7.6 ANÁLISES ISOTÓPICAS

A aplicação de isótopos estáveis no estudo de paleossolos está principalmente vinculada à relevante influência do clima na formação dos solos, em especial calcretes e solos carbonáticos, sendo importantes marcadores paleoclimáticos. Durante a gênese de depósitos carbonáticos, os isótopos estáveis mais abundantes de determinados elementos na natureza são trapeados e concentram-se nestes depósitos. O fracionamento de isótopos estáveis na natureza está intimamente relacionado às condições ambientais e climáticas vigentes, principalmente durante mudanças físico-químicas (Faure & Mensing, 2005). Neste estudo, a análise isotópica de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ será realizada em amostras de concreções carbonáticas presentes em depósitos de paleossolos da Formação Rio do Rasto, previamente citados na literatura e observados em afloramentos (Holz et al., 2010; Schemiko et al., 2014). Objetiva-se a construção de curvas isotópicas dos elementos citados para verificação de mudanças climáticas recorrentes no final do Permiano. Uma tendência de aridização para o fim

deste período é sugerida com base no aumento da frequência de depósitos eólicos para o topo da Formação Rio do Rasto (Schneider et al., 1974; Lavina, 1991; Rohn, 1994; Warren et al., 2008; Holz et al., 2010; Schemiko et al., 2014).

8. RESULTADOS ESPERADOS

Como resultados esperados propõe-se a divulgação dos resultados obtidos na forma de ao menos um artigo científico publicado e outro submetido até o final do doutorado. A temática de um dos artigos abrangerá um modelo paleoambiental e paleogeográfico da Formação Rio do Rasto e correlações estratigráficas no Gondwana Oeste. O outro artigo abrangerá dados geoquímicos e isotópicos que possam explicitar a tendência à aridização e desertificação global recorrente no fim do Permiano, além dos dados sedimentológicos que já indicam essa tendência.

9. CRONOGRAMA DE EXECUÇÃO

Um cronograma de atividades a serem executadas durante o desenvolvimento da tese de doutorado é apresentado a seguir (Quadro 4).

Quadro 4. Cronograma de execução previsto para a tese de doutorado. A seção em vermelho indica o período da política de isolamento e distanciamento social imposta pela pandemia do Covid-19, com suspensão de aulas presenciais e atividades laboratoriais e de campo. A linha tracejada em vermelho marca a mudança na temática da tese da doutoranda, ocasionada por conta dos percalços provocados pela pandemia. Em verde estão representadas as atividades já realizadas, e em azul as atividades que serão executadas.

Ano	2020												2021												2022												2023				
Mês	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	1	2	3		
Levantamento Bibliográfico																																									
Qualificação																																									
Campo SC																																									
Campo PR																																									
Descrição Testemunhos no RS																																									
Envio de amostras para laminação																																									
Envio de amostras para geoquímica																																									
Envio de amostras para isótopos																																									
Tratamento dos dados																																									
Eventos de divulgação científica																																									
Artigo 1																																									
Artigo 2																																									
Intercâmbio																																									
Redação da tese																																									
Correções do orientador e coorientador																																									
Defesa																																									
Entrega para o PPGGEO da UFRGS																																									

10. FINANCIAMENTO

Este projeto de tese será financiado principalmente pelo Programa de Recursos Humanos da Agência Nacional do Petróleo (PRH-ANP-14.1), vinculado ao Programa de Geologia do Petróleo do Instituto de Geociências da UFRGS. A doutoranda conta com uma taxa de bancada vinculada à sua bolsa de doutorado. A taxa de bancada será utilizada principalmente para custear despesas em atividades de campo, confecção de lâminas petrográficas, análises geoquímicas e isotópicas.

O Instituto de Geociências da UFRGS conta com o: (i) Laboratório de Laminação e Polimento, no Núcleo de Preparação de Amostras, onde poderão ser confeccionadas as lâminas petrográficas; e (ii) Laboratório de Geologia Isotópica, vinculado ao Centro de Petrologia e Geoquímica, onde poderão ser executadas as análises isotópicas. As análises do índice de alteração química dos paleossolos poderão ser realizadas na Central Analítica do Instituto de Química da UFRGS ou no complexo de Laboratórios Especializados em Eletroeletrônica (LABELO) da PUCRS, ambos os laboratórios possuem o espectrômetro de absorção atômica.

Por fim, a taxa de bancada também será utilizada para custear a participação da bolsista em eventos de divulgação científica.

REFERÊNCIAS

- Aboarrage, A. M.; Lopes, R. C. (1986). Projeto A Borda Leste da Bacia do Paraná: integração geológica e avaliação econômica. DNPM/CPRM, Porto Alegre Relatório Interno, 18 p.
- Alessandretti, L.; Machado, R.; Warren, L. V.; Assine, M. L.; Lana, C. (2016). From source-to-sink: the Late Permian SW Gondwana paleogeography and sedimentary dispersion unraveled by a multi-proxy analysis. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 70, p. 368-382.
- Alessandretti, L.; Warren, L. V.; Assine, M. L.; Machado, R.; Lana, C. (2017). Reply to the comments on: "From source-to-sink: The Late Permian SW gondwana paleogeography and sedimentary dispersion unraveled by a multi-proxy analysis". *Journal of South American Earth Sciences*, v. 76, p. 218-224.
- Assine, M. L. (2005). River avulsions on the Taquari megafan, Pantanal wetland, Brazil. *Geomorphology*, v. 70, n. 3–4 SPEC. ISS., p. 357-371.
- Arenas, C.; Millán, H.; Pardo, G.; Pocoví, A. (2001). Ebro Basin continental sedimentation associated with late compressional Pyrenean tectonics (north-eastern Iberia): controls on basin margin fans and fluvial systems. *Basin Research*, v. 13, p. 65-89.
- Barbeau, D.L. (2003). A flexural model for the Paradox Basin: implications for the tectonics of the Ancestral Rocky Mountains. *Basin Research*, v. 15, p. 97-115.
- Barberena, M. C.; Araújo, D. C.; Lavina, E. L. (1985). Late Permian and Triassic tetrapods of Southern Brazil. *National Geographic Research*, v.1, n. 1, p. 5-20.
- Beurlen, K. (1954). As formações gondânicas do sul do Estado do Paraná. *Boletim DNPM-DGM*, Rio de Janeiro, v. 153, p.1- 52.
- Blair, T. C.; McPherson, J. G. (1994). Alluvial Fans and their Natural Distinction from Rivers Based on Morphology, Hydraulic Processes, Sedimentary Processes, and Facies Assemblages. *SEPM Journal of Sedimentary Research*, v. 64, n. 3a, p. 450-489.
- Bridge, J. S. (2006). Fluvial facies models: recent developments. In: Posamentier, H.W., Walker, R.G. (Eds.) *Facies Models Revisited*. SEPM Special Publication, v. 84, p. 85-70.
- Cain, S. A.; Mountney, N. P. (2009). Spatial and temporal evolution of a terminal fluvial fan system: The permian organ rock formation, South-east Utah, USA. *Sedimentology*, v. 56,

n. 6, p. 1774-1800.

Carrivick, J. L.; Smith, M. W.; Quincey, D. J. (2016). *Structure from Motion in the Geosciences*. Wiley Blackwell, West Sussex, UK.

Castro J. C.; Medeiros R. A. (1980). Excursão 9: Fácies e modelos de sedimentação das Formações Rio do Sul e Rio Bonito, leste de Santa Catarina; fácies e evolução sedimentar do Grupo passa Dois na BR 470 SC. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 31, Camboriú. Roteiro de excursões, v. 3, p. 69-97.

Chakraborty, T.; Ghosh, P. (2010). The geomorphology and sedimentology of the Tista megafan, Darjeeling Himalaya: implications for megafan building processes. *Geomorphology*, v. 115, p. 252-266.

Chakraborty, T.; Kar, R.; Ghosh, P.; Basu, S. (2010). Kosi megafan: Historical records, geomorphology and the recent avulsion of the Kosi River. *Quaternary International*, v. 227, p. 143-160.

Cisneros, J. C.; Abdala, F.; Malabarba, M. C. (2005). Pareiasaurids from the Rio do Rastro Formation, southern Brazil: biostratigraphic implications for Permian faunas of the Paraná Basin. *Revista Brasileira de Paleontologia*, v.8, n.1, p. 13-24.

Collinson, J. D. (1996). Alluvial sediments. In: Reading, H. G. (Ed.) *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. 3. ed. Oxford: Blackwell Science, p. 37-82.

Crosta, G. B.; Frattini, P. (2004). Controls on modern alluvial fan processes in the central Alps, northern Italy. *Earth Surface Processes and Landforms*, v. 29, p. 267-293.

Davies, T. R.; McSaveney, M. J. (2008). Principles of sustainable development on fans. *Journal of Hydrology (New Zealand)*, v. 47, p. 43-65.

DeCelles, P. G.; Cavazza, W. (1999). A comparison of fluvial megafans in the Cordilleran (Upper Cretaceous) and modern Himalayan foreland basin systems. *Bulletin of the Geological Society of America*, v. 111, n. 9, p. 1315-1334.

De Santa Ana, H.; Goso, C; Daners, G. (2006). Cuenca Norte: estratigrafia del Carbonífero y Pérmico. In: Veroslavsky, G.; Ubilla, M.; Martínez, S. (Eds.). *Cuencas Sedimentarias de Uruguay: Geología, Paleontología y Recursos Minerales, Paleozoico*. Dirac, p. 147-208.

DeScally, F. A.; Owens, I. F. (2004). Morphometric controls and geomorphic responses on fans in the Southern Alps, New Zealand. *Earth Surface Processes and Landforms*, v. 29, n. 3,

p. 311-322.

Faure, G.; Mensing, T. M. (2005). *Isotopes: principles and applications*. John Wiley & Sons Inc., 897 p.

Ferreira-Oliveira, L. G; Rohn, R. (2010). Leaiid conchostracans from the uppermost Permian strata of the Paraná Basin, Brazil: Chronostratigraphic and paleobiogeographic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 29, p. 371-380.

Fisher, J. A.; Nichols, G. J.; Waltham, D. A. (2007). Unconfined flow deposits in distal sectors of fluvial distributary systems: Examples from the Miocene Luna and Huesca Systems, northern Spain. *Sedimentary Geology*, v. 195, n. 1–2, p. 55-73.

Fielding, C. R.; Ashworth, P. J.; Best, J. I.; Prokocki, E. W.; Sambrook Smith, G. H. (2012). Tributary, distributary and other fluvial patterns: what really represents the norm in the continental rock record? *Sedimentary Geology*, v. 261-262, p. 15-32.

França, A. B.; Milani, E. J.; Schneider, R. L.; Lopéz, P.; et al. (1995). Phanerozoic correlation in southern South America. *AAPG American Association of Petroleum Geologists, Memoir* 62, p. 129–162

Freire, T. M. (2018). *Caracterização faciológica do Arenito Pedreira*. Monografia de Conclusão de Curso, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 75 p.

Friend, P. F. (1978). Distinctive features of some ancient river systems. In: Miall, A. D. [Org.] *Fluvial Sedimentology*. Canadian Society of Petroleum Geologists, Special Publication 5, p. 531-542.

Gama Jr., E. (1979). A sedimentação do Grupo Passa Dois (exclusive Formação Irati), um modelo geomórfico. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 9, n. 1, p.1-16.

Gohain, K.; Parkash, B. (1990). Morphology of the Kosi Megafan. In: Rachoki, A. H.; M. Church. *Alluvial Fans: A Field Approach*. John Wiley. p. 151-178.

Gordon Jr. M. (1947). Classificação das formações gondânicas do Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul. *Notas preliminares e estudos DNPM-DGM*, v. 38, p. 20.

Hartley, A. J.; Weissmann, G. S.; Nichols, G. J.; Warwick, G. L. (2010a). Large Distributive Fluvial Systems: Characteristics, Distribution, and Controls on Development. *Journal of Sedimentary Research*, v. 80, n. 2, p. 167-183.

Hartley, A. J.; Weissmann, G. S.; Nichols, G. J.; Scuderi, L. A. (2010b). Reply Fluvial form in modern continental sedimentary basins: distributive fluvial systems. *Geology*, v. 38, <http://dx.doi.org/10.1130/G31588Y.1>.

Harvey, A. M.; Mather, A. E.; Stokes, M. (2005). (Eds.) *Alluvial Fans: Geomorphology, Sedimentology, Dynamics*. Geological Society Special Publications, London, v. 251, p. 1-7.

Hirst, J. P. P.; Nichols, G. J. (1986). Thrust tectonic controls on alluvial sedimentation patterns, southern Pyrenees. In: Allen, P.A., Homewood, P. (Eds.) *Foreland Basins*, International Association of Sedimentologists Special Publication, v. 8, p. 153-164.

Hirst, J.P.P. (1991). Variations in alluvial architecture across the Oligo-Miocene Huesca Fluvial System, Ebro Basin, Spain. In: Miall, A. D.; Tyler, N. (Eds.) *The Three-Dimensional Facies Architecture of Terrigenous Clastic Sediments and its Implications for Hydrocarbon Discovery and Recovery*. SEPM Special Publication, v. 3, p. 111-121.

Holz, M.; França, A. B.; Souza, P. A.; Iannuzzi, R.; Rohn, R. (2010). A stratigraphic chart of the Late Carboniferous/Permian succession of the eastern border of the Paraná Basin, Brazil, South America. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 29, n. 2, p. 381-399.

Horton, B. K.; DeCelles, P. G. (2001). Modern and ancient fluvial megafans in the foreland basin system of the central Andes, southern Bolivia: implications for drainage network evolution in fold-thrust belts. *Basin Research*, v. 13, p. 43–63.

Hovius, N. (1998). Controls on sediment supply by large rivers. In: Shanley, K. W.; McCabe, P. J. (Eds.), *Relative Role of Eustasy, Climate, and Tectonism in Continental Rocks*. SEPM Special Publication, v. 59, p. 3-16.

Iriondo, M.; Colombo, F.; Krohling, D. (2000). El abanico aluvial del Pilcomayo, Chaco (Argentina–Bolivia–Paraguay): características y significado sedimentario. *Geogaceta*, v. 28, p. 79-82.

Jones, L. S.; Schumm, S. A. (1999). Causes of avulsion: an overview. In: Smith, N. D.; Rogers, J. (Eds.) *Fluvial Sedimentology VI*. International Association of Sedimentologists, SEMP Special Publication, v. 28, p. 171-178.

Kelly, S. B.; Olsen, H. (1993). Terminal fans - a review with reference to Devonian examples. *Sedimentary Geology*, v. 85, n. 1-4, p. 339-374.

Lang, S. C.; Payenberg, T. H. D.; Reilly, M. R. W.; Hicks, T.; Benson, J.; Kassan, J. (2004). Modern analogues for dryland sandy fluvial lacustrine deltas and terminal splay reservoirs. *APPEA Journal*, p. 329-356.

Langer, M. C. (2000). The first record of dinocephalians in South America: Late Permian (Rio do Rasto Formation) of the Paraná Basin, Brazil. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*, v. 215, p. 69-95.

Latrubesse, E. M. (2015). Large rivers, megafans and other Quaternary avulsive fluvial systems: a potential “who's who” in the geological record. *Earth-Science Reviews*, v. 146, p. 1-30.

Lavina, E. L. (1991). *Geologia sedimentar e paleogeografia do Neopermiano e Eotriássico (intervalo Kazaniano – Citiano) da Bacia do Paraná*. Tese de Doutoramento. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 332 p.

Leier, A. L.; DeCelles, P. G.; Pelletier, J. D. (2005). Mountains, monsoons, and megafans. *Geology*, v. 33, n. 4, p. 289–292.

Martinsen, O. J.; Ryseth, A. L. F.; Helland-Hansen, W.; Flesche, H.; Torkildsen, G.; Idil, S. (1999). Stratigraphic base level and fluvial architecture: Ericson sandstone (Campanian), Rock Springs Uplift, SW Wyoming, USA. *Sedimentology*, v. 46, n. 2, p. 235-263.

Mendes, J. C. (1967). The Passa Dois Group. In: Bigarella, J. J.; Becker, R. D.; Pinto, I. D. (Eds). *Problems in Brazilian Gondwana Geology*, Curitiba, v. 1, p.199-166.

Milani, E. J. (1997). *Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana Sul-Oeste*. Tese de Doutoramento. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 255 p.

Milani, E. J.; Melo, J. H. G.; Souza, P. A.; Fernandes, L. A.; França, A. B. (2007). Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, v. 15, n. 2, p. 265-287.

Miall, A. D. (1985). Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth-Science Reviews*, v. 22, n. 4, p. 261-308.

Miall, A. D. (1996). *The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology*. Springer-Verlag, Berlin, 582 p.

Moscariello, A. (2017). Alluvial fans and fluvial fans at the margins of continental sedimentary basins: geomorphic and sedimentological distinction for geo-energy exploration and

development. In: Ventra, D.; Clarke, L. E. (Eds.) *Geology and Geomorphology of Alluvial and Fluvial Fans: Terrestrial and Planetary Perspectives*. Geological Society Special Publications, London, 440.

Nesbitt, H. W.; Young, G. M. (1982). Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, v. 299, p. 715-717.

Nichols, G.J. (1989). Structural and sedimentological evolution of part of the west central Spanish Pyrenees in the Late Tertiary. *Journal of the Geological Society*, London, v. 146, p. 851-857.

Nichols, G. J. (1987). Structural controls on fluvial distributary systems—the Luna System, Northern Spain. In: Ethridge, F. G.; Florez, R. M.; Harvey, M. D. [Orgs.] *Recent Developments in Fluvial Sedimentology*. Special Publication, v. 39. p. 269–277.

Nichols, G. J.; Fisher, J. A. (2007). Processes, facies and architecture of fluvial distributary system deposits. *Sedimentary Geology*, v. 195, n. 1-2, p. 75-90.

North, C. P.; Warwick, G. L. (2007). Fluvial Fans: Myths, Misconceptions, and the End of the Terminal-Fan Model. *Journal of Sedimentary Research*, v. 77, n. 9, p. 693-701.

Northfleet A. A.; Medeiros R. A.; Muhlmann H. (1969). Reavaliação dos dados geológicos da Bacia do Paraná. *Boletim Técnico da Petrobrás*, v. 12, n. 3, p. 291-346.

Nowatzki, C.H.; Kern, H.P. (2000). The eolianites between Sanga do Cabral and Botucatu formations in Rio Grande do Sul State, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 72, n. 2, p. 247–256.

Owen, A.; Nichols, G. J.; Hartley, A. J.; Weissmann, G. S. (2017). Vertical trends within the prograding Salt Wash distributive fluvial system, SW United States. *Basin Research*, v. 29, n. 1, p. 64-80.

Parkash, B.; Awasthi, A. K.; Gohain, K. (1983). Lithofacies of the Markanda terminal fan, Kurukshetra district, Haryana, India. In: Collinson, J. D.; Lewin, J. [Orgs.] *Modern and Ancient Fluvial Systems*. International Association of Sedimentologists, Special Publication 6, p. 337-344.

Pereira, E.; Carneiro, C. R.; Bergamaschi, S.; Almeida, F. F. M. (2012). Evolução das sinéclises paleozóicas: Províncias Solimões, Amazonas, Parnaíba e Paraná. In: Hasui, Y.; Carneiro, C. R.; Almeida, F. F. M.; Bartorelli, A. (Org.) *Geologia do Brasil*. São Paulo: Beca. p. 392-

Reading, H. R. (1996). *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. Third ed. Blackwell Science, Cambridge, 687 p.

Rego, M. L. F. (1930). Geologia do petróleo no Estado de São Paulo. *Boletim do Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil*, v. 46, p. 1-105.

Reis, A. D. (2020). *O Sistema Fluvial Distributivo da Formação Guará, Jurássico Superior, Gondwana Ocidental*. Tese de Doutoramento. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 147 p.

Retallack, G. J. (2001). *Soils of the Past: An Introduction to Paleopedology*. Blackwell Science, Oxford, UK, 404 p.

Retallack, G. J. (2009). Greenhouse crises of the past 300 million years. *Geological Society of America Bulletin*, v. 121, p. 1441-1455.

Rohn, R. (1988). *Bioestratigrafia e paleoambientes da Formação Rio do Rastro na borda leste da Bacia do Paraná (Permiano Superior, estado do Paraná)*. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2v.

Rohn, R. (1994). *Evolução ambiental da Bacia do Paraná durante o Neopermiano no leste de Santa Catarina e do Paraná*. Tese de Doutoramento. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2v.

Rohn, R. (2007). The Passa Dois Group (Paraná Basin, Permian): investigations in progress. In: *Workshop – problems in the western Gondwana Geology, South America-Africa correlations: du toit revisited*, v. 1, p. 151-157.

Rohn, R.; Lages, L. C.; Penatti, J. R. R. (2003a). Litofácies da Formação Iratí no furo de sondagem FP-01-PR (Permiano, borda leste da Bacia do Paraná). In: *Congresso Brasileiro de P&D em Petróleo & Gás 2*, Rio de Janeiro. CD ROM, 6 p., Resumos, p. 52.

Rohn, R.; Lourenço, A. T.; Meglhoratti, T. (2003b). As formações Serra Alta, Teresina e Rio do Rastro no furo de sondagem SP-23-PR (Permiano, Grupo Passa Dois, Borda Leste da Bacia do Paraná). In: *Congresso Brasileiro de P&D em Petróleo & Gás 2*, Rio de Janeiro. CD ROM, 6 p., Resumos, p. 40.

Rohn, R.; Rösler, O. (2000). Middle to Upper Permian phytostratigraphy of the Eastern Paraná Basin. *Revista Universidade Guarulhos*, v. 5, p. 69-73.

Sambrook Smith, G. S.; Best, J. L.; Ashworth, P. J.; Fielding, C. R.; Goodbred, S. L.; Prokocki, E. W. (2010). Fluvial form in modern continental sedimentary basins: distributive fluvial systems: comment. *Geology*, v. 38.

Schemiko, D. C. B.; Vesely, F. F.; Fernandes, L. A.; Sowek, G. A. (2014). Distinção dos elementos deposicionais fluviais, eólicos e lacustres do Membro Morro Pelado, Permiano Superior da Bacia do Paraná. *Geologia USP Série Científica*, v. 14, n. 3, p. 29-46.

Scherer, C. M. S.; Lavina, E. L. C.; Reis, A. D.; Horn, B. L. D. (2021). Estratigrafia da sucessão sedimentar da Bacia do Paraná no Rio Grande do Sul. In: Jelinek, A. R.; Sommer, C. A. (Org.) *Contribuições à Geologia do Rio Grande do Sul e de Santa Catarina*. Sociedade Brasileira de Geologia, Porto Alegre, 504 p.

Schneider, R. L.; Mühlmann, H.; Tommasi, E.; Medeiros, R. A.; Daemon, R. F.; Nogueira, A. A. (1974). Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. *XVIII Congresso Brasileiro de Geologia*, Porto Alegre: SBG, v. 1, p. 41-65.

Schumm, S. A.; Mosley, M. P.; Weaver, W. E. (1987). *Experimental Fluvial Geomorphology*. Wiley, New York.

Selby, M.J. (1993). *Mass wasting of soils, Hillslope Materials and Processes*. Second Ed., Oxford University Press, p. 247-298.

Sheldon, N. D.; Tabor, N. J. (2009). Quantitative paleoenvironmental and paleoclimatic reconstruction using paleosols. *Earth-Science Reviews*, v. 95, p. 1-52.

Stanistreet, I. G.; McCarthy, T. S. (1993). The Okavango Fan and the classification of subaerial fan systems. *Sedimentary Geology*, v. 85, p. 115–133.

Stollhofen, H.; Stanistreet, I. G.; Rohn, R.; Holzforster, F.; Wanke, A. (2000a). The Gai-as lake system, Northern Namibia and Brazil. In: Gierlowski-Kordesch, E. H.; Kelts, K. R. (Org.) *Lake Basins through Space and Time*. AAPG, Tulsa, p. 87-108.

Tooth, S., (1999a). Floodouts in central Australia. In: Miller, A.J., Gupta, A. (Eds.) *Varieties of Fluvial Form*. John Wiley and Sons, Chichester, p. 219-247.

Viana, C. D.; Grohmann, C. H.; Busarello, M. S. T.; Garcia, G. P. B. (2018). Structural analysis of clastic dikes using Structure from Motion - Multi- View Stereo: a case-study in the Paraná basin, southeastern Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, v. 48, p. 839-852.

Ventra, D.; Clarke, L. E. (2018). Geology and geomorphology of alluvial and fluvial fans: Current

progress and research perspectives. *Geological Society Special Publications*, London, v. 440, n. 1, p. 1-21.

Vesely, F. F.; Schemiko, D. C. B. (2016). Comment on “From source-to-sink: the Late Permian SW Gondwana paleogeography and sedimentary dispersion unraveled by a multi-proxy analysis”. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 96, 101671.

Warren, L. V.; Almeida, R. P.; Hachiro, J.; Machado, R.; Roldan, L. F.; Steiner, S. S.; Chamani, M. A. C. (2008). Evolução Sedimentar da Formação Rio do Rasto (Permo-Triássico da Bacia do Paraná) na Porção Centro Sul do Estado de Santa Catarina, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 38, n. 2 (suplemento), p. 213-227.

Wanke, A.; Stollhofen, H.; Stainistreet, I. G.; Lorenz, V. (2000). Karoo unconformities in NW-Namibia and their tectonic implications. *Communications of the Geological Survey of Namibia*, v. 12, p. 259-268.

Weissmann, G. S.; Hartley, A. J.; Nichols, G. J.; Scuderi, L. A.; Olson, M.; Buehler, H.; Banteah, R. (2010). Fluvial form in modern continental sedimentary basins: Distributive fluvial systems. *Geology*, v. 38, n. 1, p. 39-42.

Weissmann, G. S.; Hartley, A. J.; Nichols, G. J.; Scuderi, L. A.; Olson, M.; Buehler, H.; Massengill, L. (2011). Alluvial facies distributions in continental sedimentary basins — distributive fluvial systems. In: North, C., Davidson, S., Leleu, S. (Eds.) *Rivers to Rocks*. SEPM Special Publication, v. 97, p. 327-355.

Weissmann, G. S.; Hartley, A. J.; Scuderi, L. A.; Nichols, G. J.; Owen, A.; Wright, A.; Felicia, A. L.; Holland, F.; Anaya, F. M. L. (2015). Fluvial geomorphic elements in modern sedimentary basins and their potential preservation in the rock record: A review. *Geomorphology*, v. 250, p. 187-219.

White I. C. (1908). Relatório sobre as coal measures e rochas associadas ao sul do Brasil. *Comissão das Minas de Carvão de Pedra do Brasil*, Rio de Janeiro, 300 p.

Wilkinson, J., Marshall, L., Lundberg, J., 2006. River behavior on megafans and potential influences on diversification and distribution of aquatic organisms. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 21, n. 1, p. 151-172.

Zalán, P. V.; Astolfi, M. A. M.; Vieira, I. S.; Conceição, J. C. N.; Neto, E. V. S.; Marques, A. (1990). The Paraná Basin, Brazil. In: Leighton, M. W.; Kolata, D. R.; Oltz, D. F.; Eidel, J. J. (Eds.) *Interior cratonic basins*. AAPG, Memoirs 51, p. 681-708.