

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

**O REGISTRO DO LIMITE PERMO-TRIÁSSICO NO GONDWANA
CONTINENTAL**

GABRIEL SCHAFFER SIPP

Orientador: Prof. Dr. Claiton Marlon dos Santos Scherer

Porto Alegre

2026

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

**O REGISTRO DO LIMITE PERMO-TRIÁSSICO NO GONDWANA
CONTINENTAL**

GABRIEL SCHAFFER SIPP

ORIENTADOR – Prof. Dr. Claiton Marlon dos Santos Scherer

BANCA EXAMINADORA

Dra. Francyne Bochi do Amarante (UFRGS)

Prof. Dr. Roberto Ianuzzi (UFRGS)

Prof. Dr. Ernesto Luiz Correa Lavina (UNISINOS)

Porto Alegre

2026

AGRADECIMENTOS

O presente trabalho foi realizado com apoio financeiro do Programa de Recursos Humanos da Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis – PRH-ANP, suportado com recursos provenientes do investimento de empresas petrolíferas qualificadas na Cláusula de P, D&I da Resolução ANP nº 50/2015.

RESUMO

A transição entre os períodos Permiano e Triássico representa a maior crise biológica já registrada na história da Terra, culminando na extinção de aproximadamente 49% das famílias de organismos aquáticos e 62,9% das famílias de organismos terrestres. Esse intervalo coincide com a configuração do supercontinente Pangea e foi marcado por condições ambientais extremas, incluindo elevadas temperaturas globais, oceanos anóxicos enriquecidos em minerais tóxicos em solução, ocorrência de chuvas ácidas, intensificação da aridização continental e redução dos níveis de oxigênio atmosférico. As evidências dessas profundas mudanças ambientais estão associadas a indicadores sedimentológicos, isotópicos e paleontológicos, amplamente registrados tanto em ambientes marinhos quanto continentais. A extinção Permiano–Triássica possui seu estratótipo definido em uma seção marinho-carbonática rasa em Meishan, província de Zhejiang, China, onde a base do Induano (Triássico Inferior) é estabelecida pelo *datum* da primeira ocorrência do conodonte *Hindeodus parvus*. Em ambientes terrestres, entretanto, o reconhecimento do limite Permiano–Triássico é menos evidente. Os principais indicadores incluem o desaparecimento da Flora de *Glossopteris*, a extinção dos táxons que compõem a Zona de Associação de *Daptocephalus* e o surgimento de camadas avermelhadas conhecidas como *red beds*. Estudos recentes indicam um marcado diacronismo entre o aparecimento desses indicadores continentais em relação ao estratótipo marinho de Meishan, sugerindo que a extinção Permiano–Triássica nos ambientes terrestres pode ter ocorrido cerca de 200 a 600 mil anos antes do ponto formalmente definido pelo GSSP. Além disso, a correlação do limite Permiano–Triássico em registros continentais é dificultada pela variabilidade paleogeográfica, uma vez que os indicadores mencionados apresentam diferenças relacionadas à paleolatidade durante o Permiano. Exemplos dessa variação incluem o desaparecimento dos últimos elementos da Flora de *Glossopteris* na América do Sul ao longo do Capitaniano–Wuchinpingiano inicial, enquanto registros na África e na Antártida persistem até o limite Permiano–Triássico. De modo semelhante, táxons-chave da Zona de Associação de *Daptocephalus*, que limita o Permiano Superior na Bacia do Karoo, apresentam intervalos de ocorrência que ultrapassam o limite Permiano–

Triássico nas Montanhas Transantárticas. Dessa forma, o registro do limite Permiano–Triássico constitui uma base fundamental para a avaliação da diacronicidade das mudanças climáticas ao longo do tempo profundo, conferindo-lhe um caráter preditivo relevante para a compreensão de cenários de mudanças climáticas associadas ao atual aquecimento global.

Palavras-chave: Diacronismo, Extinção, Paleoclimatologia, Correlação Estratigráfica, Tectônica.

LISTA DE FIGURAS

Fig. 1: Médias de temperatura global e magnitude das extinções, modificado de Scotese et al. (2021). (A) Gráfico de temperaturas médias globais e tendências de longo prazo. O máximo termal de aproximadamente 32° ocorre no limite Permiano-Triássico. (B) Gráfico de magnitude da extinção, comparando os volumes das LIPs com o diâmetro de cratera dos bólidos.	19
Fig. 2: Reconstruções interpretativas das mudanças dos sistemas terrestres e marinhos durante o limite Permiano Triássico, modificado de Algeo et al. (2011) e Benton & Newell (2014).....	21
Fig. 3: Reconstrução paleogeográfica e paleoclimática do Pangea ao longo do Changsingiano, modificado de Roscher <i>et al.</i> (2011). (A) Modelo paleogeográfico do Pangea com a localização e elevação dos principais orógenos. (B) Modelo paleoclimático as zonas climáticas de Köppen & Geiger utilizando temperaturas médias globais de 18.2°C.	24
Fig. 4: Reconstrução tectônica da margem do Panthalassa Gondwânica. Modificado de Veevers (2004).....	26
Fig. 5: Correlação Bioestratigráfica e Magnetoestratigráfica entre o estratótipo de Meishan e outras seções-tipo do Limite Permiano-Triássico. Modificado de Zhang et al. (2021).	28
Fig. 6: Registro Isotópico da Seção de Meishan. Os valores isotópicos de carbono integrados a figura são de Shen et al. (2011); Zn são de Liu et al. (2017); Li são de Sun et al. (2018) e Sr/Sr são de Song et al. (2015). Modificado de Liu et al. (2020).	31
Fig. 7: Registro isotópico de mercúrio na seção tipo do Limite Permiano-Triássico e suas correlatas. Modificado de Shen et al. (2019).	32
Fig. 8: Resumo das mudanças ambientais e de biodiversidade do Changhsingiano até o Anisiano. Modificado de Benton & Newell (2014).	33
Fig. 9: Correlação entre os depósitos terrestres da província de Sinchuan e Meishan. Modificado de: Peng & Shi (2009).	36
Fig. 10: Modelo da co-ocorrência entre os táxons da Zona de Associação de Daphnocelus (ZAD) e Zona de Associação de Lystrossaurus. Modificado de: Gastaldo et al. (2021).	39

Fig. 11: Linha do tempo de eventos dos eventos florísticos e biológicos ao longo do Limite Permiano-Triássico. Modificado de: Mays et al. (2019).	42
Fig. 12: Mapa paleogeográfico do Pangea no Permiano tardio com as bacias estudadas: 1) Montanhas transantárticas centrais (Antártida); 2) Terra de Vitória (Antártida); 3) Bowen (Austrália); 4) Sydney (Austrália); 5) Tasmânia; 6) Satpura/Raniganj (Índia); 7) Karoo (África do Sul); 8) Morandava (Madagascar); 9) Moatize-Minjova (Moçambique); 10) Ruhuhu (Tanzânia); 11) Mombasa (Quênia); 12) Vale do Médio Zambeze & Luangwa (Zâmbia); 13) Nilo Azul (Etiópia); 14) Kalahari (Botswana); 15) Ischigualasto-Villa Union (Argentina); 16) Los Menucos (Argentina); 17) Bacia do Vale de Argana, Alto Atlas & Marrakech (Marrocos). Mapa modificado de: Roscher et al. (2011); Benton & Newell (2014);	44
Fig. 13: Estratigrafia dos depósitos das Montanhas Transantárticas Centrais.	47
Fig. 14: Registro fóssil da localidade de Graphite Peak, nas Montanhas Transantárticas Centrais. Modificado de Retallack & Krull (1999).....	49
Fig. 15: Conteúdo fossilífero da porção Central de Alan Hills na Terra de Vitória. Modificado de: Retallack & Krull (1999).	53
Fig. 16: Arcabouço estratigráfico da bacia de Bowen. A) Reconstrução dos ambientes sedimentares da unidade Rangel Coal Measures. B) Reconstrução dos ambientes sedimentares do Arenito Saggitarius. Modificado de Michaelsen (2002).....	58
Fig. 17: Deposição nas unidades Illawara e Newcastle Coal Measures do Permiano Superior e no Grupo Narrabeen do Triássico Inferior da Bacia de Sydney. Modificado de Retallack (1999).	62
Fig. 18: Correlação estratigráfica entre a bacia da Tasmânia com as bacias da Antártida. Modificado de Collinson et al. (1987).	64
Fig. 19: Limite Permiano-Triássico na bacia de Raniganj. Modificado de Sarkar et al. (2003).	66
Fig. 20: Coluna estratigráfica e sucessão de ambientes sedimentares análogos aos ambientes interpretados para o intervalo Permiano-Triássico, na figura o limite Permiano-Triássico está posto em uma “camada de evento” em no Membro Palinklof conforme Ward (2001). Modificado de: Smith & Botha-Brink (2014). 70	
Fig. 21: Limite Permiano-Triássico na Bacia do Karoo. Modificado de Gastaldo et al. (2022).	74

Fig. 22: Reconstrução paleoambiental da Bacia de Morandava, porções Norte (A) e Sul (B). Modificado de Smith (2000) e Westcott & Diggins (1998).	75
Fig. 23: Reconstrução Paleoambiental das Formações Moatize (Permiano Inferior a Médio); A) e Matindé (Permiano Superior ao Triássico Inferior; B) da Bacia de Moatize-Minjova. Modificado de Bicca et al. (2017).	80
Fig. 24: Registro Litoestratigráfico da Bacia de Ruhuhu. A) Carta Litoestratigráfica com interpretação paleoclimática e ambiental das unidades. Modificado de Wopfner (2002). B) Reconstrução Paleoclimática da Unidade Camadas Manda. Modificado de: Sidor et al. (2010).	84
Fig. 25: Interpretação do Limite Permiano-Triássico entre o membro Inferior e Superior da Formação Maji Ya Chumvi com base nas assembléias palinológicas. Modificado de Hankel (1992).....	87
Fig. 26: Reconstrução paleoambiental da Formação Madumabisa, Permiano Superior. Modificado de Mweemba et al. (2025).	90
Fig. 27: Limite Permiano-Triássico ao longo do Membro F3 da unidade Arenito Fincha. Modificado de Dawit (2014).	92
Fig. 28: Parâmetros geoquímicos que definem um provável Limite Permiano-Triássico entre as Formações Tlhabala e Mosolotosane. Modificado de Scheffler et al. (2006).	94
Fig. 29: Evolução da Formação Talampaya. O limite Permiano-Triássico provavelmente está contido na camada de tufos de idade de 252.38 Ma no topo do estágio 3. Modificado de: Gulbranson et al. (2015).	96
Fig. 30: Panorama estratigráfico do Intervalo P.-Tr. na Bacia de Los Menucos. Modificado de: Falco et al. (2022).	98
Fig. 31: Estratigrafia e arquitetura sedimentar das unidades da Bacia do Vale de Argana e Alto Atlas - Marrakech. Modificado de Benaouiss et al. (2023).....	100
Fig. 32: Mapa paleogeográfico do Pangea no Permiano tardio com as bacias estudadas: 1) Montanhas transantárticas centrais (Antártida); 2) Terra de Vitória (Antártida); 3) Bowen (Austrália); 4) Sydney (Austrália); 5) Tasmânia; 6) Satpura/Raniganj (Índia); 7) Karoo (África do Sul); 8) Morandava (Madagascar); 9) Moatize-Minjova (Moçambique); 10) Ruhuhu (Tanzânia); 11) Duruma (Quênia); 12) Vale do Médio Zambeze & Luangwa (Zâmbia); 13) Nilo Azul (Etiópia); 14) Kalahari (Botswana); 15) Ischigualasto-Villa Union (Argentina); 16) Los Menucos (Argentina); 17) Bacia do Vale de Argana, Alto Atlas & Marrakech	

(Marrocos). Mapa modificado de: Roscher et al. (2011); Benton & Newell (2014);	115
Fig. 33: Modelagem climática dos efeitos na precipitação aquecimento e resfriamento ao longo dos continentes durante o limite P.-Tr. Siglas: ANT = Antártida, ARA = Arábia, AUS=Austrália, CIM=Ciméria, EUR=Europa, IND=Índia, nAFR=Norte da África, nCHI=Norte da China, nNAM=Norte da América do Norte, nSAM=Norte da América do Sul, sAFR = Sul da África, sCHI = Sul da China, SIB = Sibéria, sNAM = Sul da América do Norte, sSAM = Sul da América do Sul. Modificado de Roscher et al. (2011).	120
Fig. 34: Modelo Paleoclimático para o Changhsingiano para diferentes temperaturas médias terrestres. Modificado de Roscher et al. (2011).	121
Figura 35: Estratigrafia da Bacia do Paraná e eventos tectônicos. Modificado de Scherer et al., 2023.	155
Figura 36: Mapa de ocorrência da formação Buena Vista. Modificado de Sipp et al. (2026).	158
Fig. 37: Seções-chave da sucessão Permiano-Triássica no Uruguai.	166

LISTA DE QUADROS

Quadro 1: Síntese do conhecimento dos depósitos Permo-Triássicos das Bacias Sedimentares Gonduânicas.	114
Quadro 2: Cronograma do Doutorado, exibindo as etapas concluídas, em andamento e projetadas.....	164
Quadro 3: Quadro de afloramentos levantados em território Uruguaio.	176

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	18
2. CONTEXTO PALEOCLIMÁTICO E PALEOGEOGRÁFICO DO GONDWANA	22
3. CARACTERÍSTICAS DO LIMITE PERMIANO – TRIÁSSICO: DO ESTRATÓTIPO A CORRELAÇÃO	27
3.1. Evidências marinhas versus continentais: registro sedimentológico.....	32
3.1.1. <i>Hiato no registro de corais</i>	<i>33</i>
3.1.2. <i>Hiato no registro de carvões</i>	<i>34</i>
3.1.3. <i>Diacronismo no limite P.-Tr. continental e marinho</i>	<i>36</i>
4. O REGISTRO DO LIMITE PERMIANO-TRIÁSSICO CONTINENTAL NO GONDWANA	43
4.1. Bacias de alta latitude / Borda das Gondwanides	45
4.1.1. <i>Bacias da Antártida</i>	<i>45</i>
4.1.2. <i>Austrália (Bacias de Bowen e Sydney)</i>	<i>54</i>
4.1.3. <i>Tasmânia.....</i>	<i>62</i>
4.2. Bacias de clima temperado/ Rift da porção central e setentrional da Índia	65
4.2.1. <i>Índia (Bacias Satpura /Raniganj).....</i>	<i>65</i>
4.3. Bacias de clima temperado / Bacia de Antepais e Rifts do Centro e Sudoeste Africano resultantes da colisão com o orógeno do Cabo	67
4.3.1. <i>África do Sul (Bacia do Karoo)</i>	<i>68</i>
4.3.2. <i>Madagascar (Bacia de Morandava).....</i>	<i>74</i>
4.3.3. <i>Moçambique (Bacia de Moatize-Minjova).....</i>	<i>78</i>
4.3.4. <i>Tanzânia (Bacia de Ruhuhu)</i>	<i>81</i>

4.3.5.	<i>Quênia (Bacia de Mombasa)</i>	84
4.3.6.	<i>Zâmbia (Bacias do Vale do Médio Zambeze e Luangwa)</i>	87
4.3.7.	<i>Etiópia (Bacia do Nilo Azul)</i>	91
4.3.8.	<i>Botswana (Bacia do Kalahari)</i>	93
4.4.	Bacias subtropicais /Orogênese San Rafaélica-Magmatismo Choyoi	94
4.4.1.	<i>Argentina (Bacias de Ischigualasto-Villa Union e Los Menucos)</i> ...	95
4.4.1.1.	Ischigualasto-Villa Union.....	95
4.4.1.2.	Los Menucos.....	97
4.5.	Bacias Equatoriais / Rifts do Alto Atlas	99
4.5.1.	<i>Marrocos (Bacias do Vale do Argana e Alto Atlas/Marrakech)</i>	99
4.5.1.1.	Bacia do Vale de Argana	100
4.5.1.2.	Bacia do Alto Atlas e Marrakech.....	102
5.	PANORAMA EVOLUTIVO ATUAL DA TRANSIÇÃO P-TR	103
5.1.	O Registro continental do Permiano e Triássico sob um ponto de vista latitudinal e climático	104
5.2.	A Aridização é uma tendência paleolatitudinal ou global?	118
6.	CONSIDERAÇÕES FINAIS	122
PROJETO DE PESQUISA: A TRANSIÇÃO PERMIANO-TRIÁSSICA NA BACIA DO PARANÁ: SEDIMENTOLOGIA, RECONSTRUÇÃO PALEOAMBIENTAL E PALEOCLIMÁTICA DA FORMAÇÃO BUENA VISTA		
148		
1.	INTRODUÇÃO	150
2.	HIPÓTESE DE TRABALHO	151
3.	OBJETIVOS	151
4.	JUSTIFICATIVA	152
5.	CONTEXTO GEOLÓGICO	153

a. Bacia do Paraná	153
b. Formação Buena Vista	155
6. ÁREA DE ESTUDO	157
7. METODOLOGIA	158
a. Levantamento Bibliográfico	159
b. Levantamento de seções colunares e definição de fácies	159
c. Análise de paleocorrentes	160
d. Descrição de poços	160
e. Datação pelo método $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ e $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	160
f. Magnetoestratigrafia	161
g. Modelos virtuais de afloramento	162
h. Petrografia	163
8. CRONOGRAMA	163
9. FINANCIAMENTO	164
10. RESULTADOS PRELIMINARES	165
a. Mapeamento e reconhecimento de seções chave	165
b. Levantamentos aerofotogramétricos	177
c. Descrição de Poços	177
d. Datação por U/Pb	177
11. PUBLICAÇÕES PLANEJADAS	177
REFERÊNCIAS	179

1. INTRODUÇÃO

O limite Permiano–Triássico representa, dentre os eventos de extinção registrados no registro estratigráfico, o mais severo episódio de extinção em massa da história da Terra (Scotese *et al.*, 2021). Durante esse intervalo, a temperatura média global teria alcançado valores em torno de 32 °C (Fig. 1a; Joachimsky *et al.*, 2012), podendo atingir até 40 °C nas regiões equatoriais (Scotese *et al.*, 2021). Esse aquecimento extremo resultou na extinção de aproximadamente 90% das espécies marinhas (Jin *et al.*, 2000), correspondendo a cerca de 49% das famílias (Sepkoski, 1984; Benton, 1995). Em ambientes continentais, estima-se que cerca de 62,9% das famílias terrestres tenham sido afetadas; contudo, essa estimativa é limitada pela natureza fragmentária do registro fossilífero continental (Benton, 1993; Benton & Newell, 2014). Além da drástica redução da biota marinha e terrestre, o evento Permiano–Triássico foi caracterizado por hiatos globais na deposição de carvão, recifes de corais e *chert* (cf. Chen & Benton, 2012; Benton & Newell, 2014).

Essas profundas transformações ambientais são amplamente atribuídas a feedbacks associados à perturbação do ciclo do CO₂, desencadeada por emissões massivas de gases de efeito estufa, principalmente dióxido de carbono e sulfetos na forma de aerossóis, vinculadas à atividade magmática da Província Ígnea dos Traps Siberianos (Fig. 1b; Wignall, 2001; Benton, 2003; Erwin, 2006; Knoll *et al.*, 2007; Shen *et al.*, 2011). As erupções dessa grande província ígnea marcaram o início de uma cascata de mudanças ambientais, que culminaram na maior extinção em massa do Fanerozóico, definindo o término do Paleozoico e o início do Mesozoico (Ogg & Chen, 2020).

Além do aumento da temperatura global, o limite Permiano–Triássico é marcado por profundas alterações na composição atmosférica, incluindo: (1) excursões negativas nos isótopos de carbono, cuja magnitude indica a contribuição de fontes adicionais de gases de efeito estufa, tais como a liberação de metano proveniente de hidratos ou o metamorfismo térmico de camadas de carvão e folhelhos (Grasby *et al.*, 2011); (2) redução significativa nos níveis de oxigênio atmosférico, inferida a partir de múltiplas linhas de evidência, como a ausência de charcoal no registro sedimentar (Scott *et al.*, 2000; Berner, 2005), a ocorrência de paleossolos ferruginosos ricos em bertierina (Sheldon & Retallack, 2003) e inferências

paleobiológicas e paleoecológicas sobre modificações anatômicas relacionadas a hipóxia no gênero *Lystrosaurus* no final do Permiano (Retallack *et al.*, 2003; Huey & Ward, 2005); (3) concentrações elevadas de voláteis, incluindo enxofre, cloro e flúor, registradas em inclusões fluidas em basaltos da Província Ígnea dos Traps Siberianos (Black *et al.*, 2012); e (4) destruição parcial da camada de ozônio, particularmente em altas latitudes, sugerida pela ocorrência de mutações em esporos e grãos de pólen próximos ao limite Permiano–Triássico (Visscher *et al.*, 2004; Beerling *et al.*, 2007).

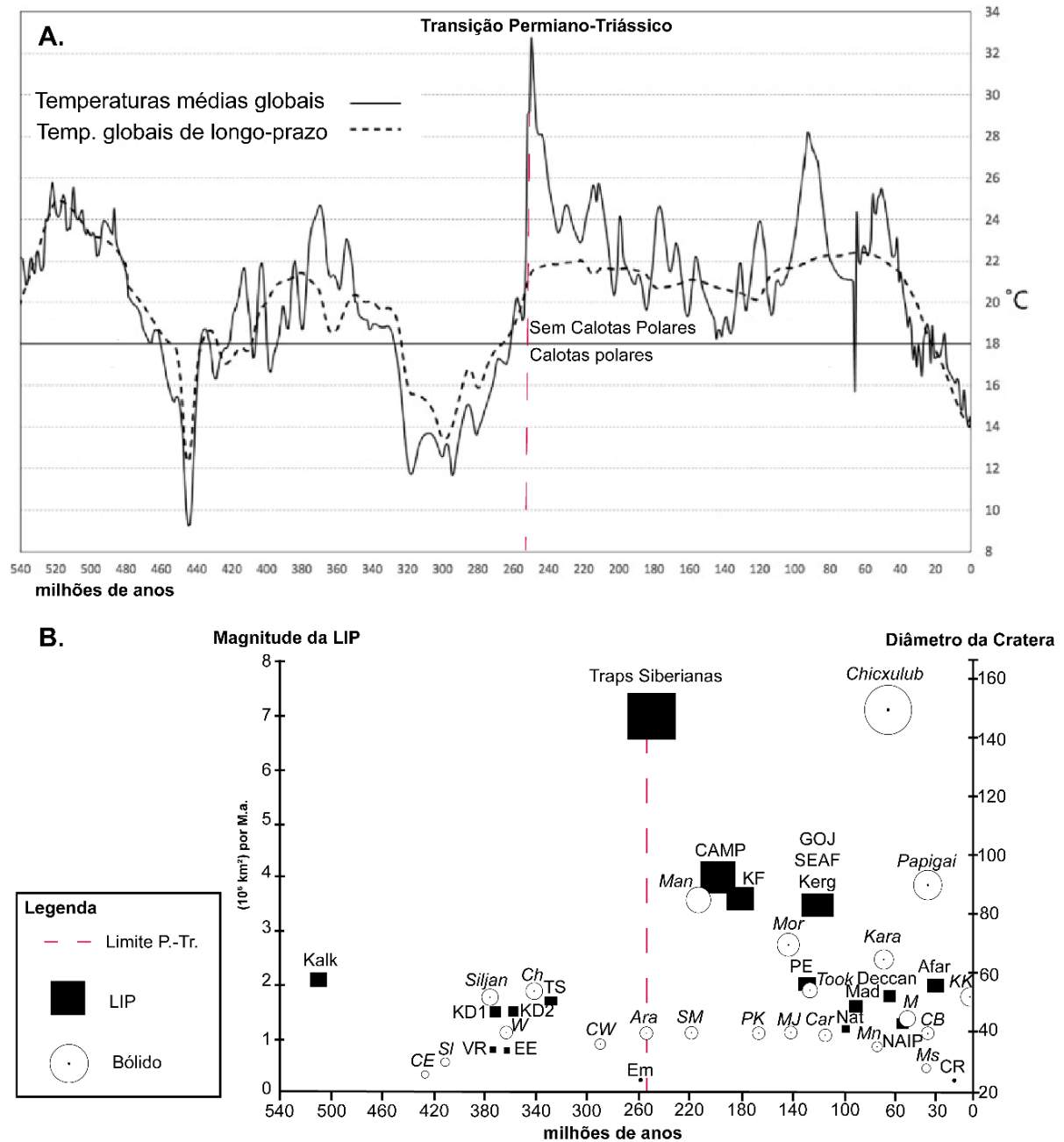


Fig. 1: Médias de temperatura global e magnitude das extinções, modificado de Scotese *et al.* (2021).

(A) Gráfico de temperaturas médias globais e tendências de longo prazo. O máximo termal de

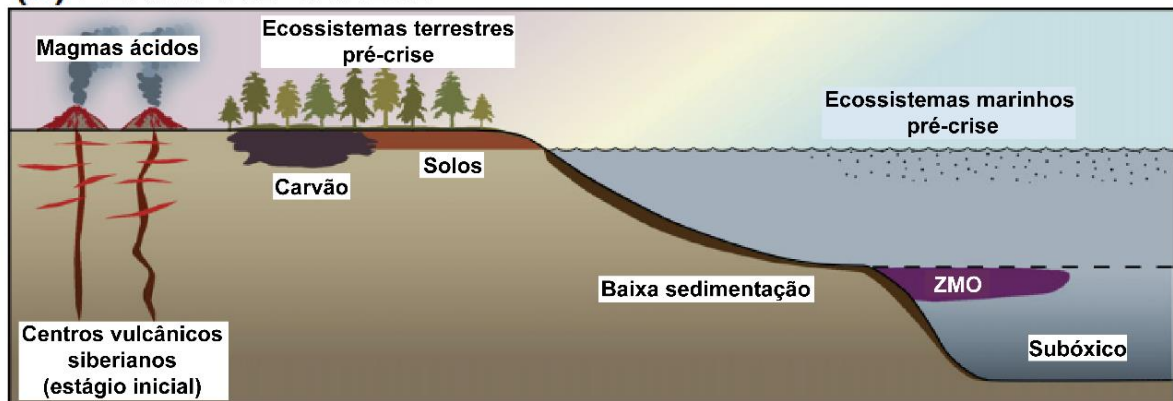
aproximadamente 32° ocorre no limite Permiano-Triássico. (B) Gráfico de magnitude da extinção, comparando os volumes das LIPs com o diâmetro de cratera dos bólidos.

Essas mudanças atmosféricas tiveram um impacto profundo sobre os processos sedimentares e geomorfológicos em ambientes continentais, antecedendo em pelo menos 200 mil anos as transformações observadas nos sistemas marinhos (Fielding *et al.*, 2021). Entre os principais impactos, destacam-se: (1) o intensificado intemperismo químico e a erosão continental, que promoveram uma entrada expressiva de nutrientes nos oceanos, elevando a produtividade primária e, consequentemente, favorecendo a expansão das zonas de anoxia no fundo oceânico (Fig. 2; Benton & Newell, 2014); (2) a expansão do cinturão de aridização, marcada pela instalação de desertos em regiões tropicais e subtropicais (Benton & Newell, 2014), acompanhada por mudanças nos estilos fluviais em latitudes temperadas, resultando longos períodos de seca intercalados por eventos de inundação sazonal de grande magnitude (Newell, 1999); e (3) a transição de sistemas lacustres perenes para ambientes lacustres rasos e efêmeros, dominados por intensa evaporação, culminando na formação de depósitos do tipo *playa-lake* (Newell *et al.*, 2010).

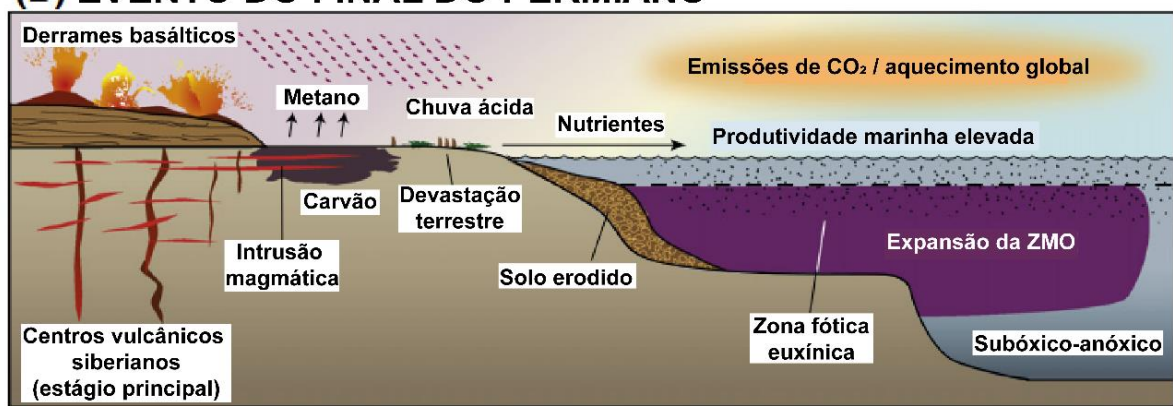
Entre os possíveis agentes responsáveis pela extinção em massa do limite Permiano–Triássico, Benton & Newell (2014) destacam a hipóxia (i.e., sufocamento por deficiência de oxigênio), a hipercapnia (i.e., mortalidade associada ao excesso de CO₂), a acidificação dos oceanos, o aumento extremo da temperatura, a intensificação da aridez, a ocorrência de chuvas ácidas, a erosão em larga escala e a destruição da camada de ozônio, todos interpretados como subprodutos de uma cascata de mudanças ambientais propagas do continente para os oceanos.

Entretanto, esses autores ressaltam uma limitação metodológica fundamental na identificação desses agentes, uma vez que sua inferência se baseia majoritariamente na coincidência temporal e espacial entre alterações atmosféricas, processos geológicos e previsões teóricas acerca de respostas fisiológicas e anatômicas da fauna e da flora. Segundo Benton & Newell (2014), em geral não são observadas modificações anatômicas diagnósticas que permitam associar diretamente a mortalidade biológica à atuação de um agente específico, o que dificulta a identificação e aferição dos agentes mais relevantes da extinção.

(A) PERMIANO TARDIO



(B) EVENTO DO FINAL DO PERMIANO



(C) TRIÁSSICO INICIAL

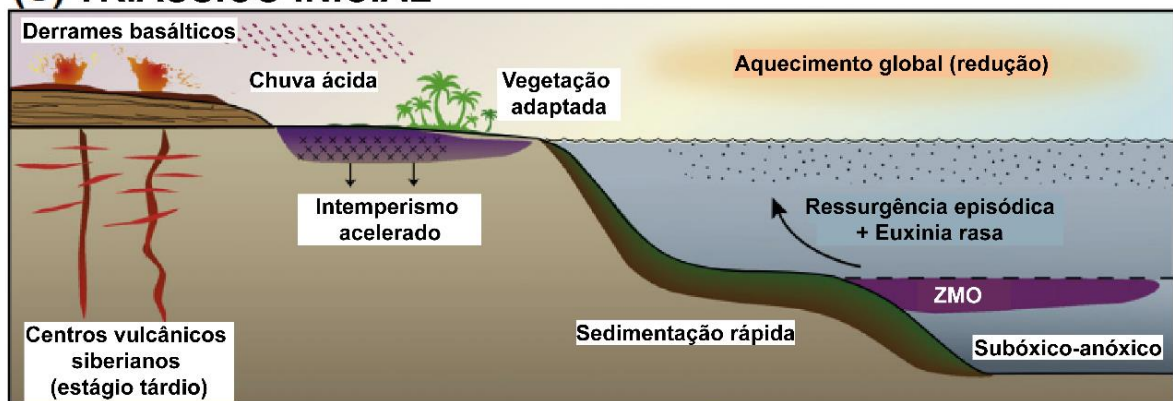


Fig. 2: Reconstruções interpretativas das mudanças dos sistemas terrestres e marinhos durante o limite Permiano Triássico, modificado de Algeo *et al.* (2011) e Benton & Newell (2014).

Nesse contexto, os ambientes marinhos apresentam um registro mais robusto quanto à sincronicidade entre as mudanças ambientais e a resposta biológica, permitindo a correlação direta entre variações em *proxies* climáticos e a mortalidade das espécies em um arcabouço estratigráfico relativamente contínuo e bem preservado (e.g., Knoll *et al.*, 1996; Knoll *et al.*, 2007; Clapham & Payne, 2011). Em contraste, nos ambientes continentais a aplicação dessas abordagens é

significativamente mais limitada, em razão da elevada heterogeneidade dos habitats terrestres e da ampla diversidade fisiológica dos organismos envolvidos, que incluem não apenas vertebrados, mas também plantas e insetos (Benton & Newell, 2014).

Além disso, estudos que compilam dados da extinção em ambientes continentais tendem a privilegiar seções-tipo localizadas em altas latitudes, como aquelas das bacias do Karoo, Sydney, Bowen, Terra de Vitória, Montanhas Transantárticas Centrais e Satpura/Raniganj (e.g., Benton & Newell, 2014; Zhu *et al.*, 2019). Essa preferência decorre, em parte, da ampla gama de métodos já aplicados nessas bacias, o que confere maior robustez aos modelos de transição climática. Entretanto, essa mesma concentração de dados pode induzir à extrapolação de condições climáticas típicas de zonas temperadas e polares para todo o registro Permiano–Triássico. Em alguns casos, tais interpretações enfrentam limitações e controvérsias mesmo no âmbito das próprias bacias de referência, conforme apontado por Retallack (1999) e Gastaldo *et al.* (2020).

Nesse contexto, o Gondwana apresenta uma ampla variedade de depósitos do Lopingiano ao Olenekiano distribuídos latitudinalmente que não são comumente incluídos nestes modelos clássicos de transição climática, cujo estudo e a avaliação pode contribuir para os modelos atuais de mudanças que antecedem o limite Permiano–Triássico. Com base nisso, a presente monografia tem como objetivo caracterizar o registro do limite Permiano–Triássico nas áreas que integravam o Gondwana, buscando estabelecer os principais critérios para o reconhecimento desse limite, com ênfase em aspectos faciológicos e deposicionais, bem como avaliar a existência de possíveis diacronismos que condicionam ou limitam a correlação entre estes depósitos em escala global.

2. CONTEXTO PALEOCLIMÁTICO E PALEOGEOGRÁFICO DO GONDWANA

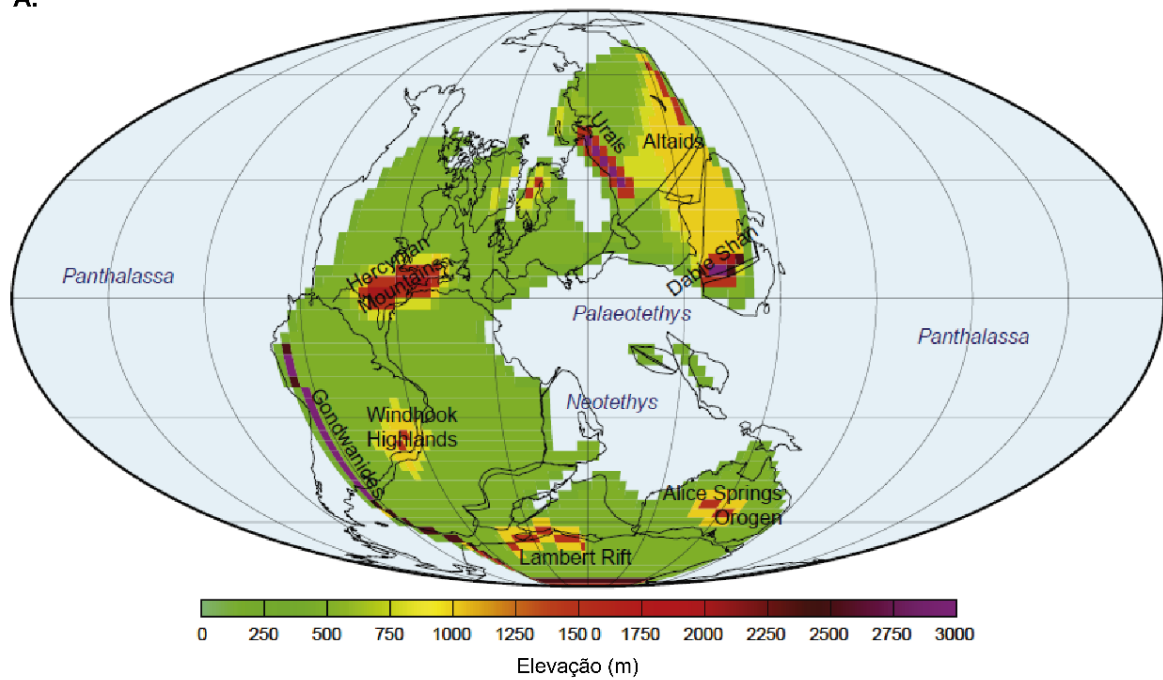
Durante o final do Permiano, as massas continentais correspondentes ao Gondwana e à Laurásia encontravam-se unidas ao longo da sutura Variscana, configurando um supercontinente denominado Pangea (Veevers, 2004). Segundo Veevers (2004), essa configuração teve início no Mississipiano Superior (~320 Ma), com o estabelecimento da colisão continente–continente, e persistiu até o Jurássico Inicial, quando se iniciou a abertura do Atlântico Central.

Ao longo do Permiano Superior, a Pangea era circundada pelo oceano Panthalassa e apresentava, em sua porção oriental, um amplo golfo oceânico profundo, o mar do Tethys, cuja localização encontrava-se restrita aos cinturões tropical e subtropical (Fig. 3; Roscher *et al.*, 2011). Nesse intervalo, o supercontinente exibiu uma ampla distribuição latitudinal, estendendo-se de altas latitudes do hemisfério sul às do hemisfério norte, com posicionamento ligeiramente centrado no equador (Benton & Newell, 2014).

Em termos climáticos, a margem circo-tethyana apresentava um regime predominantemente monsonal, resultante da ampla exposição de massas continentais e da presença de um mar quente, fatores que intensificaram as altas temperaturas durante o verão (Kutzbach & Gallimore, 1989). Na porção central do continente, desenvolviam-se cinturões áridos a semiáridos, caracterizados por condições extremas de *greenhouse*, que favoreceram a deposição de sedimentos flúvio-eólicos (Limarino *et al.*, 2014).

As regiões polares, por sua vez, encontravam-se livres de gelo durante esse intervalo, sendo marcadas por um clima temperado úmido a subúmido (Retallack *et al.*, 1996). Essas condições foram favorecidas pelo transporte eficiente de calor por correntes oceânicas em direção às altas latitudes e pela redução do albedo superficial associada à ausência de calotas polares (Kiehl & Shields, 2005).

A.



B.

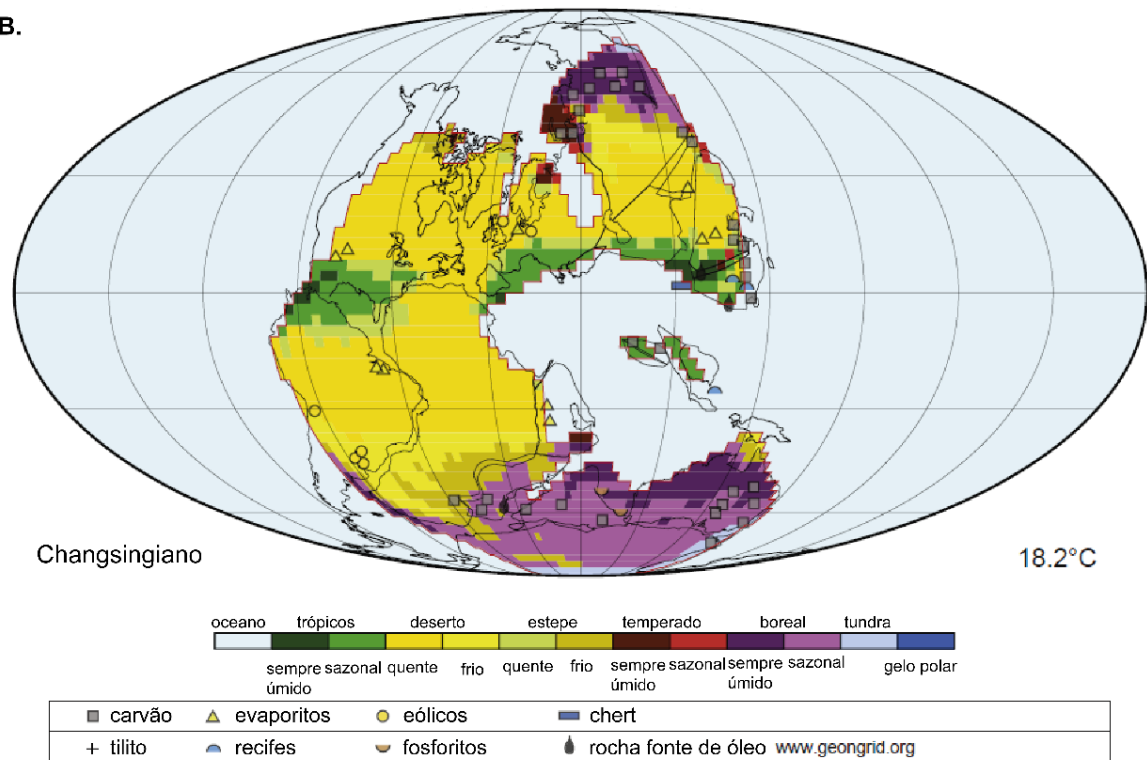


Fig. 3: Reconstrução paleogeográfica e paleoclimática do Pangea ao longo do Changsingiano, modificado de Roscher *et al.* (2011). (A) Modelo paleogeográfico do Pangea com a localização e

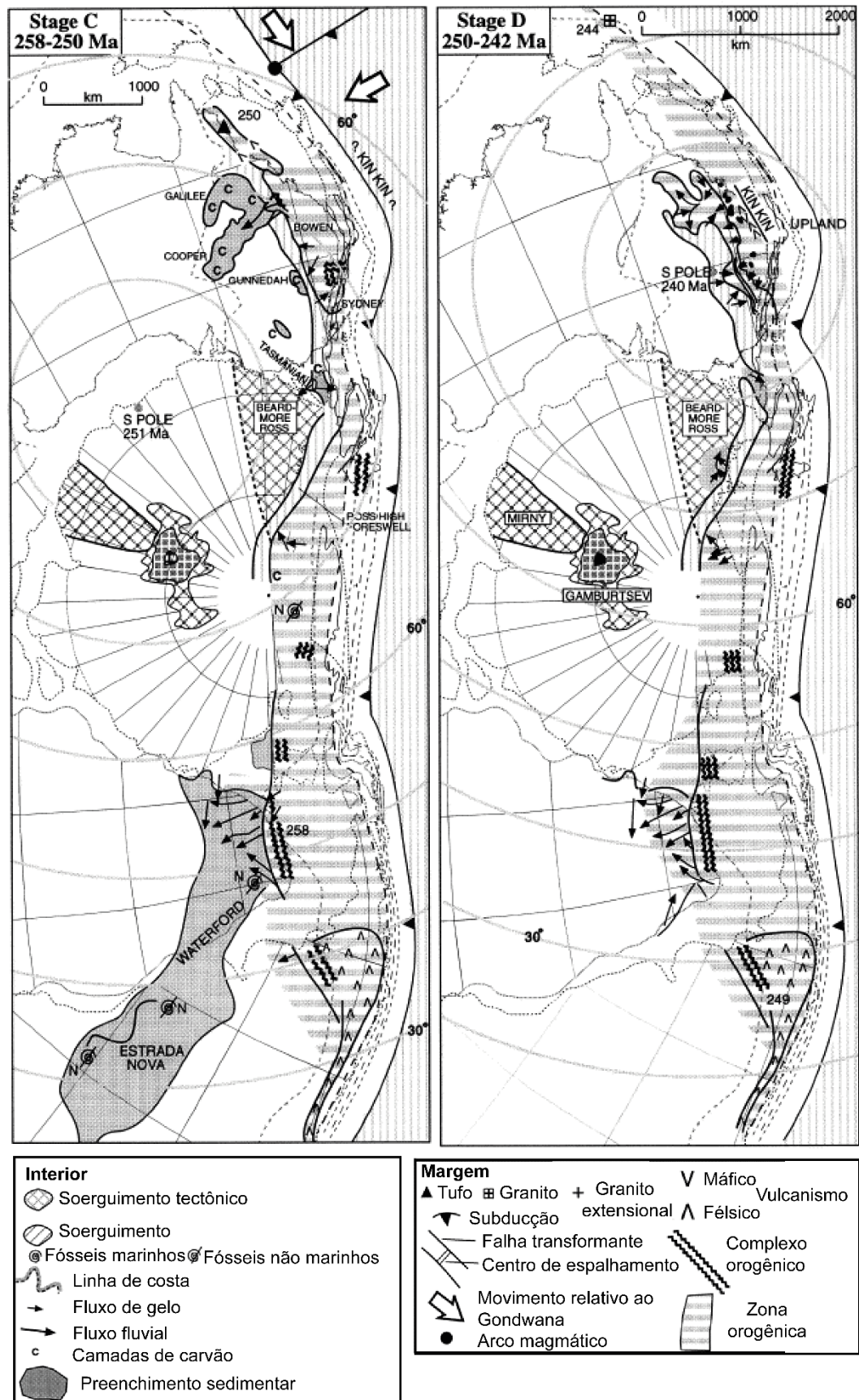
elevação dos principais orógenos. (B) Modelo paleoclimático as zonas climáticas de Köppen & Geiger utilizando temperaturas médias globais de 18.2°C.

Entretanto, diversos autores questionam a real amplitude geográfica da resposta dos ambientes deposicionais a essas forçantes climáticas, uma vez que a instalação de anoxia em escala global é considerada difícil de sustentar (Winguth & Winguth, 2012) e muitos registros continentais não exibem evidências sindeposicionais de aridização acentuada (Li *et al.*, 2017; Retallack *et al.*, 2003).

Durante a transição Permiano–Triássica, a porção sudoeste do Gondwana esteve sob influência das Gondwanides, onde a acreção do Terreno da Patagônia promoveu a propagação de esforços compressivos intraplaca (Milani & De Wit, 2008). Esse processo resultou no aumento das taxas de subsidência em áreas intracratônicas, decorrente da superposição de efeitos de subsidência termal e flexural, afetando as bacias de Paganzo, Chaco–Paraná e Karoo (Wopfner, 1994; Milani, 1997; Milani & De Wit, 2008; Scherer *et al.*, 2023).

Ao longo do ciclo Gondwânico, essa margem esteve submetida a um regime tectônico de transpressão dextral, marcado por cavalgamentos com vergência para NE nas Sierras Australes ou Sierra de la Ventana (Rossello *et al.*, 1997; de Santa Ana, 2006; Kleiman & Japas, 2009; Alessandretti, 2012). Sobre tudo, este intervalo também foi marcado pelo magmatismo Choiyoi, cujo clímax do vulcanismo de arco resultou em expressiva sedimentação vulcanoclástica entre aproximadamente 275 e 250 Ma (Fig. 4; López-Gamundí *et al.*, 1994). A existência dessas orogêneses reflete o estabelecimento de uma margem do tipo andina ao sudoeste do Gondwana, desenvolvida a partir da subducção da crosta oceânica da Panthalassa durante a consolidação da Pangea (López-Gamundí *et al.*, 1994; Rossello *et al.*, 1997; Zerrfass *et al.*, 2005).

Na porção central do continente, as bacias do Alto Atlas passaram a experimentar um regime extensional relacionado às primeiras tentativas de abertura do Oceano Atlântico Central (Beauchamp *et al.*, 1999; Domènech *et al.*, 2015; Benaouiss *et al.*, 2023). Em contraste, na porção norte da Bacia do Karoo, uma anomalia térmica induzida pela configuração do supercontinente estabeleceu um regime extensional desde aproximadamente 320 Ma (Veevers & Powell, 1994), que passou a controlar a deposição da porção norte do Karoo até o Jurássico Médio (Catuneanu *et al.*, 2005).



Na porção sudeste do supercontinente, a evolução do arco magmático associado à Panthalassa, vinculada à orogênese Gondwanides, exerceu forte influência sobre a reorganização do relevo continental (Fig. 4; Veevers, 1994; Veevers, 2004; Catuneanu *et al.*, 2005). Por volta de 250 Ma, o avanço desse arco magmático a partir da paleoposição de Queensland em direção ao nordeste da Austrália promoveu o aumento das taxas de subsidência em bacias de *foreland* e epicontinentais, estendendo-as por cerca de 6.000 km até o Polo Sul e aproximadamente 2.000 km em direção às Montanhas Ellsworth, onde ainda são preservados remanescentes desse orógeno (Collinson *et al.*, 1992; Mukasa & Dalziel, 2000; Pankhurst, 2002; Veevers, 2004).

3. CARACTERÍSTICAS DO LIMITE PERMIANO – TRIÁSSICO: DO ESTRATÓTIPO A CORRELAÇÃO

O Limite Permiano-Triássico tem seu estratótipo marcado pelo pino de ouro na base da camada 27c em uma seção marinha-carbonática rasa em Meishan, na província de Zhejiang na China (Ogg & Chen, 2020). O estratótipo coincide com o primeiro aparecimento do conodonte *Hideodus Parvus*, que é precedido por uma excursão negativa de isótopos de carbono ($\delta^{13}\text{C}$) associados com a Zona de conodonte *Clarkina yini* localizada aproximadamente 1 metro abaixo do limite Permiano-Triássico (Ogg & Chen, 2020). O evento principal de extinção do Permiano-Triássico coincide com a camada 25, que também está associada com uma mudança no padrão de sedimentação marinha, que anteriormente era dominada por carbonatos e passou a ser predominantemente siliciclástica entre a transição de camadas 24e e 24f (Ogg & Chen, 2020). A camada 25 possui uma camada de bentonita cuja datação por U/Pb corresponde a 251.939 $\pm$ 0.031 Ma (Shen *et al.*, 2019). Entre as famílias extintas nessa seção, estão espécies do gênero *Clarkina* e *Hideoudus* da família *Conodontophoridae* e Amonóides do gênero *Pleuronodoceras*, *Rotodiscoceras*, *Pseudogastrioceras*, *Otoceras*, *Hypophiceras* e *Tompophiceras*.

Essa seção foi amplamente estudada, tendo sido empregado magnetoestratigrafia (cf. Zhang *et al.*, 2021) e diversos outros métodos geoquímicos (e.g., Shen *et al.*, 2011; Joachimski *et al.*, 2012; Song *et al.*, 2015; Liu *et al.*, 2017; Sun *et al.*, 2018; Shen *et al.*, 2019; Liu *et al.*, 2020; Dudás *et al.*, 2021) que produziram resultados que vem sido tentativamente replicados em outras seções ao redor do

mundo de forma a propor uma correlação global tanto entre os estratos marinhos, quanto entre os estratos marinhos e continentais.

Nos depósitos da província de Meishan, a transição entre os estágios Changhsingiano e Induano consiste em pelo menos cinco magnetozonas normais e cinco magnetozonas reversas (Zhang *et al.*, 2021). Os depósitos do Changhsingiano são dominados por um amplo momento de polaridade normal segmentado por quatro períodos curtos de polaridade reversa, onde o limite Permiano Triássico ocorre dentro do Período normal denominado MS5n (Zhang *et al.*, 2021). As transições de alta frequência no topo do Changhsingiano (marcado pelas magnetozonas: MS3n, MS3r, MS4n, MS5n) são correlacionáveis com depósitos do Sul dos Alpes e do Centro da Europa, todavia a tentativa de correlação com depósitos continentais da Bacia do Karoo não produziu bons resultados (Fig. 5; Zhang *et al.*, 2021).

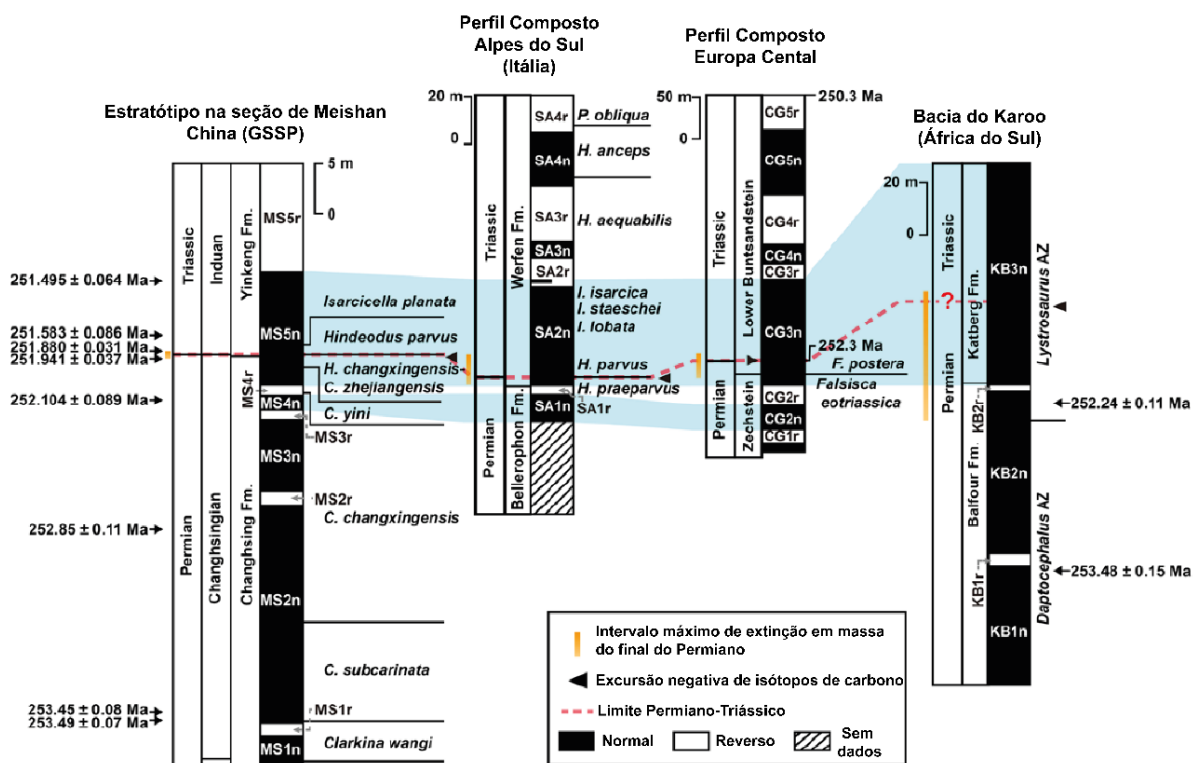


Fig. 5: Correlação Bioestratigráfica e Magnetoestratigráfica entre o estratótipo de Meishan e outras seções-tipo do Limite Permiano-Triássico. Modificado de Zhang *et al.* (2021).

No que tange ao registro geoquímico, a seção de Meishan apresenta um conjunto isotópico particularmente relevante, uma vez que sua completude permite extrair os elementos fundamentais para a correlação quimioestratigráfica com

unidades de outras localidades. Até o momento, já foram aplicadas análises isotópicas de carbono, estrôncio, lítio, mercúrio, oxigênio, ósmio e zinco ao longo dessa seção.

O registro isotópico de carbono ($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$) é caracterizado por uma excursão negativa de aproximadamente -6‰ à medida que se aproxima do limite Permiano–Triássico. A assinatura isotópica exibe um declínio gradual ao longo de um intervalo relativamente curto (cerca de 90 mil anos), iniciado na camada 23. Essa tendência é seguida por um pulso negativo mais pronunciado na porção superior da camada 24 e ao longo da camada 25, abrangendo aproximadamente 20 mil anos. Posteriormente, observam-se picos negativos de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ nas camadas 25 e 26, seguidos por uma recuperação gradual em ambos os isótopos ao longo do limite P–Tr. (Fig. 6). De acordo com Shen e colaboradores (2011), a assinatura isotópica decrescente $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ pode ter sua origem vinculada a um colapso isotópico, aumento do intemperismo continental ou intenso vulcanismo, essa tendência é interrompida por quedas abruptas de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ e $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$, que por sua vez, apresentam sincronicidade com o colapso das florestas tropicais e com a extinção em massa dos organismos marinhos.

Os valores isotópicos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ obtidos em elementos conodontes apresentam uma inclinação abrupta a partir do Changhsingiano, alcançando o ponto de inflexão apenas no Spathiano (Triássico Inicial) com valores de 0.70836. Esse aumento repentino ao longo do Limite Permiano-Triássico é vinculado ao aumento do intemperismo continental e maior influxo sedimentar fluvial alcançando as bacias oceânicas (Fig. 6; Song *et al.*, 2015).

O registro isotópico de lítio ($\delta^7\text{Li}$) é marcado por um pronunciado pico negativo (atingindo valores de -0.3 a $+1.0\text{‰}$) ao longo das camadas 25 e 26, essa excursão negativa é seguida por um rápido aumento nos valores de $\delta^7\text{Li}$ culminando em $+9.3\text{‰}$ ao longo das camadas 26 e 27. Essa mudança abrupta ao longo do Limite Permiano-Triássico é seguida por uma tendência de queda e normalização ao longo de valores próximos a $+1.0\text{‰}$ (Fig. 6). De acordo com Sun e colaboradores (2018), essas mudanças no conteúdo de lítio estão associadas ao influxo continental de material siliciclástico resultantes de um acréscimo no grau de intemperismo superficial próximo ao limite Permiano-Triássico.

Isótopos de Mercúrio ($\delta^{202}\text{Hg}$) apresentam uma excursão negativa, alcançando valores de -1.3‰ na base da camada 25, partindo de valores de fundo de -0.4 a $-$

0.6‰. Acima da camada 25, a curva isotópica apresenta uma excursão positiva até a camada 27, culminando em valores próximos a -1%. Essa assinatura isotópica ao longo do Limite Permiano-Triássico é seguida de uma excursão negativa que precede o enriquecimento nos valores isotópicos de mercúrio ao longo do Triássico inicial. Os altos valores de $\delta^{202}\text{Hg}$ são coincidentes com os picos de Hg/TOC nas seções mais rasas, como na província de Meishian, o que indica alta concentração de Hg na porção superior da termoclina e sincronidade com o evento de extinção (Shen *et al.*, 2019). Esse padrão não é verificável nas porções mais profundas evidenciando diacronicidade na extinção ao longo dos ambientes marinhos (Fig. 7).

Excursões negativas de $\delta^{202}\text{Hg}$ estão associadas ao enriquecimento de mercúrio de origem vulcanogênica evidenciando um feedback dos ambientes marinhos em relação ao acréscimo do enriquecimento de mercúrio atmosférico e aumento do intemperismo químico ao longo das seções continentais (Shen *et al.*, 2019).

O registro isotópico de oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$) são marcados por valores entre 21.3 e 22.3 ao longo das camadas 22 e 23, experienciando valores entre 20.7 e 21.6 ao longo do intervalo compreendido entre as camadas 24 e 26. A partir da camada 27, uma queda nos valores de isotópicos de oxigênio é observada, atingindo valores de aproximadamente 19.5‰ no início do registro da biozona de *H. parvus*. As mudanças no conteúdo de oxigênio a partir da camada 26, indicam um rápido acréscimo na temperatura dos oceanos compondo um salto de 23°C para aproximadamente 35°C (Joachimski *et al.*, 2012).

Os valores de $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ apresentam quatro excursões negativas (camadas 23, 24d, 26 e 34) próximas ao limite Permiano-Triássico, que estão associadas com o acréscimo de valores não radiogênicos de $\delta^{192}\text{Os}$. O registro isotópico de $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ apresenta tendências similares ao registro de $\delta^{66}\text{Zn}$, o que sugere influência do input vulcânico, visto que eventos vulcânicos fornece isótopos leves de zinco e ósmio não radiogênicos (Fig. 6; Liu *et al.*, 2017; Liu *et al.*, 2020).

Em relação a concentração de elementos maiores, o intervalo de extinção (24f a 26) apresenta concentrações anômalas de Vanádio, Cromo, Níquel, Cobre, Arsênio, Molibdênio e Urânio, o que de acordo com Dudás e colaboradores (2021) sugere o impacto de condições redutoras sobre a distribuição de elementos. Concentração de elementos traço nessa seção, respondem principalmente a tipo litológico (carbonático

ou siliciclástico), o que sugere uma mudança de proveniência dos componentes detríticos ou mudança no padrão de alteração química ou física a partir da camada 24f (Dudás *et al.*, 2021).

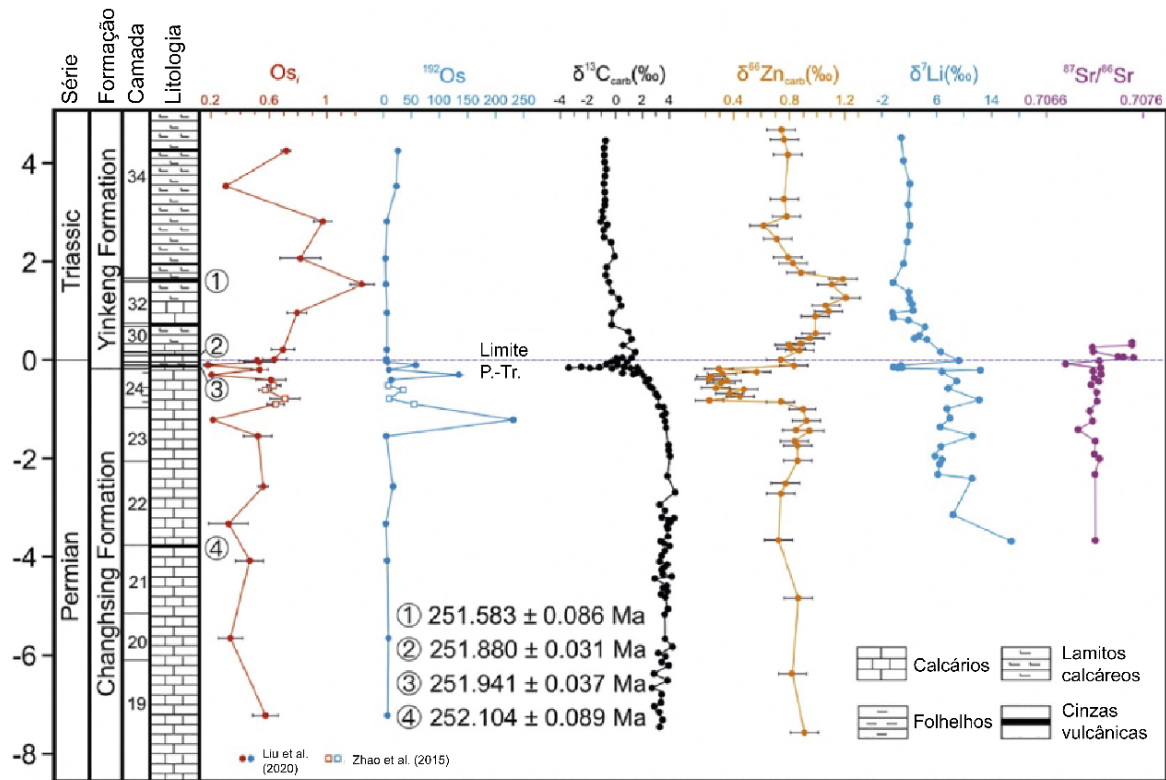


Fig. 6: Registro Isotópico da Seção de Meishan. Os valores isotópicos de carbono integrados a figura são de Shen *et al.* (2011); Zn são de Liu *et al.* (2017); Li são de Sun *et al.* (2018) e Sr/Sr são de Song *et al.* (2015). Modificado de Liu *et al.* (2020).

De acordo com Shen e colaboradores (2019), o registro de isótopos de mercúrio indica um longo período de extinção nos ambientes marinhos. Ao analisarmos o registro de oxigênio previamente apresentado, a diminuição na concentração de $\delta^{18}O$ é gradual, tendo um pico de queda e rápida mudança de temperatura ao longo da camada 26 e 27 (Joachimski *et al.*, 2012). Os outros isótopos por outro lado, registram mudanças expressivas de forma precoce ao longo das camadas 25 e 26, evidenciando uma resposta síncrona ao intemperismo resultante de perturbações imediatas no ciclo do carbono (Liu *et al.*, 2020). Tais mudanças foram responsáveis por um amplo input de nutrientes advindo dos continentes, que pode estar associado com a extinção em massa da vida marinha sob condições de ampla anoxia, mas de forma mais importante eles demonstram que a extinção foi gradual e na faixa de tempo das emissões relacionado a Grande província Ígnea das Traps

Siberianas (Shen *et al.*, 2019; Liu *et al.*, 2020). Essa hipótese tem correlação com os depósitos continentais da Laurásia, mais especificamente no Sul da China, onde foram reconhecidas excursões negativas de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ em seções continentais que registram o fim de elementos fósseis da flora *Gigantopteris*, com idades U/Pb de 252 +/- 0.07 Ma, coincidentes com a camada 25 da seção marinha de Meishan (Shen *et al.*, 2011).

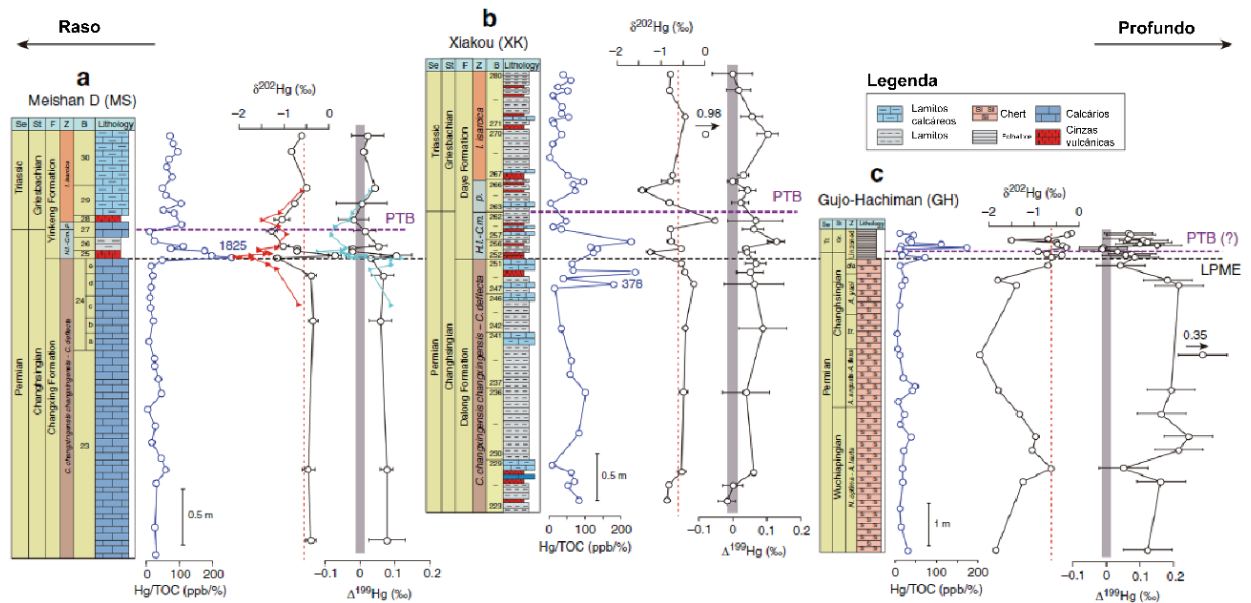


Fig. 7: Registro isotópico de mercúrio na seção tipo do Limite Permiano-Triássico e suas correlatas. Modificado de Shen *et al.* (2019).

Todavia, é importante destacar que nem todas as seções continentais podem ser facilmente correlacionadas ao estratótipo de Meishan. Assim, os tópicos seguintes apresentam, de forma sintética, os principais elementos que definem o limite P.–Tr. em depósitos continentais com foco no Gondwana, ressaltando os indicadores mais úteis para a correlação em ambientes terrestres e suas problemáticas.

3.1. Evidências marinhas versus continentais: registro sedimentológico

Além dos elementos bioestratigráficos e do registro isotópico, o limite Permiano-Triássico é rastreado pela existência de lacunas em relação ao registro de corais no ambiente marinho (Fig. 8; Flügel & Kiessling, 2002; Benton & Newell, 2014).

Nos ambientes continentais, as lacunas estão associadas com o desaparecimento de níveis de carvões durante o Limite Permiano-Triássico (Fig. 8; Veevers *et al.*, 1994; Retallack *et al.*, 1996). De acordo com Retallack (1995) e Retallack e colaboradores (1996), as similaridades entre os hiatos nos registros de corais e de carvões, especialmente quanto à sincronicidade de seu início e término, sugerem a existência de uma causa comum para o desaparecimento desses depósitos.

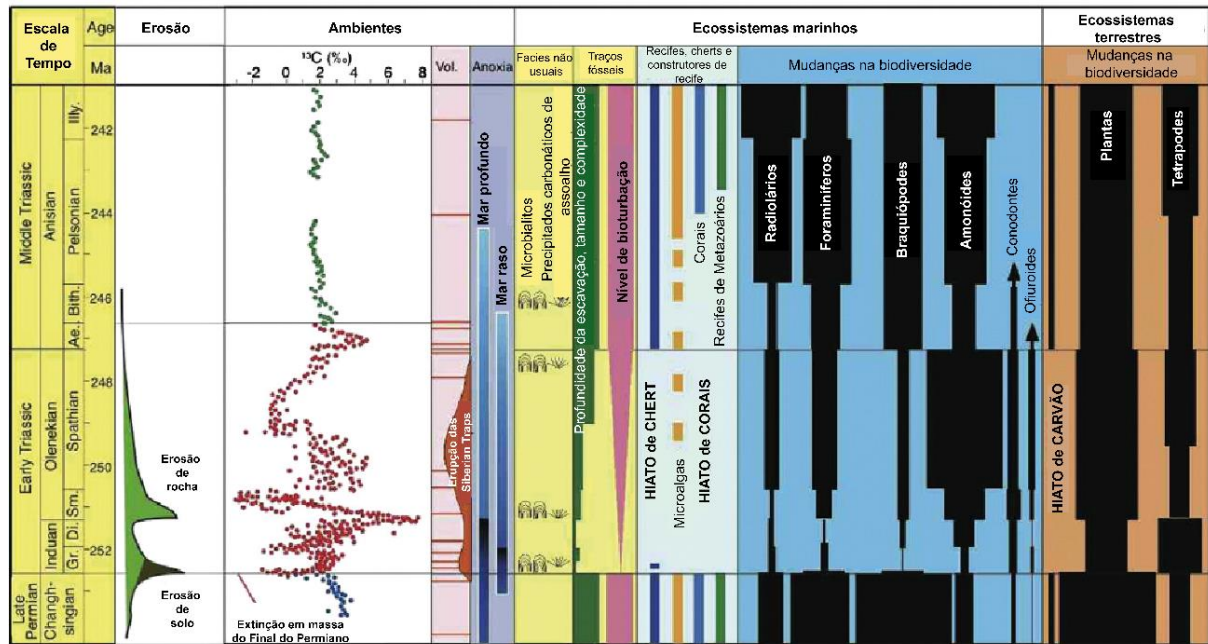


Fig. 8: Resumo das mudanças ambientais e de biodiversidade do Changhsingiano até o Anisiano. Modificado de Benton & Newell (2014).

3.1.1. Hiato no registro de corais

Nos ambientes marinhos, observa-se um hiato de aproximadamente 10 Ma na ocorrência de recifes construídos por metazoários, estendendo-se do Limite Permiano-Triássico até o meio do Anisiano (Chen & Benton, 2012). Entretanto, estes limites tem um grau de equivoco, pois os recifes microbiais persistem ao longo do Triássico Inferior (Lehrmann, 1999). De acordo com Flügel & Kiessling (2002), houve uma redução superior a 99,9% nas taxas de produção de carbonato recifal por metazoários durante a crise Permiano-Triássica. Essa queda drástica foi acompanhada por declínios acentuados na espessura e diversidade de todos os organismos construtores de recifes, refletindo padrões equivalentes tanto na distribuição geográfica (latitudinal e longitudinal) do hiato quanto na magnitude da extinção entre os diferentes grupos construtores (Flügel & Kiessling, 2002).

Os recifes do final do Permiano apresentam grandes dimensões e são dominados por esporões de esponjas e microrganismos, com participação subordinada de corais (Flügel & Kiessling, 2002). Esses recifes ocorrem principalmente como recifes do tipo *framework*, *mounds* ou bioestromas (Flügel & Kiessling, 2002). Durante o evento de extinção, os organismos produtores de recifes foram severamente afetados, provavelmente em decorrência de hipercapnia associada à acidificação dos oceanos, hipóxia e níveis tóxicos de sulfeto (Knoll *et al.*, 2007; Benton & Newell, 2014). Nessas condições, organismos dependentes de íons carbonato para biocalcificação e metabolismo, como os corais rugosos, foram particularmente impactados pelas alterações no pH e pela redução no estado de saturação do CaCO_3 na água do mar (Benton & Newell, 2014). Além disso, em cenários de elevação das temperaturas médias, os corais tendem a apresentar declínio nas taxas de calcificação (Cooper *et al.*, 2008). Essas amplas mudanças no equilíbrio geoquímico oceânico podem ter contribuído significativamente para a recuperação tardia dos corais após o evento de extinção.

No Triássico Inferior, os recifes passam a ser dominados por microrganismos e apresentam pequena espessura, atingindo no máximo cerca de 5 metros (Lehrmann, 1999). No Anisiano, observa-se uma ampliação da diversidade taxonômica, com valores próximos aos níveis pré-extinção, bem como uma recuperação nas dimensões e espessuras dos recifes (Flügel & Kiessling, 2002).

De acordo com Flügel & Kiessling (2002), no que diz respeito à distribuição geográfica, após o evento P–Tr os recifes apresentam expansão latitudinal e manutenção do padrão longitudinal dos recifes Permianos ao longo do Triássico Inferior. Durante o Triássico Médio, contudo, ocorre uma restrição latitudinal, com registros concentrados em zonas abaixo do paralelo 22 N, até o Carniano, quando as latitudes mais altas voltam a ser ocupadas.

3.1.2. *Hiato no registro de carvões*

O registro mais antigo de carvões formados por vegetais superiores remonta ao Devoniano Superior, apresentando um registro contínuo vinculado a ambientes úmidos capazes de produzir turfa até os dias atuais (Retallack *et al.*, 1996). Entretanto, o Triássico Inferior constitui uma exceção notável a essa tendência, pois há um hiato

na formação de depósitos de carvão que se estende do Limite Permiano–Triássico até o Triássico Médio (Veevers *et al.*, 1994).

Os carvões produzidos durante o Devoniano Superior são marcados por ocorrências ao longo de zonas climáticas tropicais e subtropicais, com expansão para as altas latitudes durante o Carbonífero (Retallack *et al.*, 1996). No Permiano, contudo, observa-se uma mudança significativa nesse padrão, com as ocorrências de carvão tornando-se restritas a cinturões de clima temperado em latitudes mais elevadas (Retallack *et al.*, 1996). Essa alteração é comumente atribuída à evolução de organismos decompositores tropicais, como fungos e bactérias, que são capazes de degradar com maior eficiência a matéria orgânica vegetal.

Essa mudança na biota e nos padrões climáticos também resultou em transformações substanciais na composição dos carvões, que passaram de assembleias ricas em vitrinita, típicas do Carbonífero, para carvões dominados por macerais do grupo das inertinitas, como a fusinita, durante o Permiano Superior (Retallack *et al.*, 1996).

A partir do topo do Changhsingiano, depósitos de carvão deixam de ser registrados em altas latitudes, apesar de ainda existirem extensas áreas continentais sob clima predominantemente úmido e com condições latitudinais ideais para sua formação (e.g., Bacias de Sidney e Bowen; Fig. 3). Segundo Retallack *et al.* (1996), essa ausência decorre da extinção da flora produtora de carvão sem substituição imediata, aliada à intensificação das chuvas ácidas que promoveram um aumento significativo das taxas de erosão do solo e da lixiviação de nutrientes.

Nessas condições, os depósitos de carvão só reaparecem no Triássico Médio, com o surgimento de uma nova flora produtora adaptada a substratos ácidos e, possivelmente, a ambientes disóxicos (Retallack *et al.*, 1996). Os carvões desse intervalo, por consequência, tendem a ser raros e delgados, apresentando forte heterogeneidade quanto aos táxons produtores, incluindo gêneros como *Dicroidium*, *Antarcticycas* e *Linguifolium*. A distribuição dessas plantas evidencia um marcado caráter providencialista na recolonização dos ambientes úmidos (Retallack *et al.*, 1996).

3.1.3. Diacronismo no limite P.-Tr. continental e marinho

Apesar das similaridades nos intervalos temporais dos hiatos associados ao evento de extinção do final do Permiano, como sugerido por Retallack (1995) é amplamente reconhecido que a crise biológica nos ambientes continentais e marinhos foi diacrônica (Yin *et al.*, 2007; Peng & Shi, 2009).

O registro fóssil de restos vegetais e palinomorfos terrestres da seção de Shangsi, na província de Sichuan (China), revela um declínio gradual da diversidade desde o início do Wuchiapingiano, seguido por uma aceleração desse processo nas proximidades do Limite Permiano–Triássico (Fig. 9; Peng & Shi, 2009). Segundo esses autores, essa tendência de queda lenta indica um processo de extinção prolongado que possivelmente teve início com a formação de Pangea, ou seja, anterior à camada 25 de Meishan, sendo posteriormente intensificado próximo ao Limite P–Tr em decorrência das erupções das Traps Siberianas.

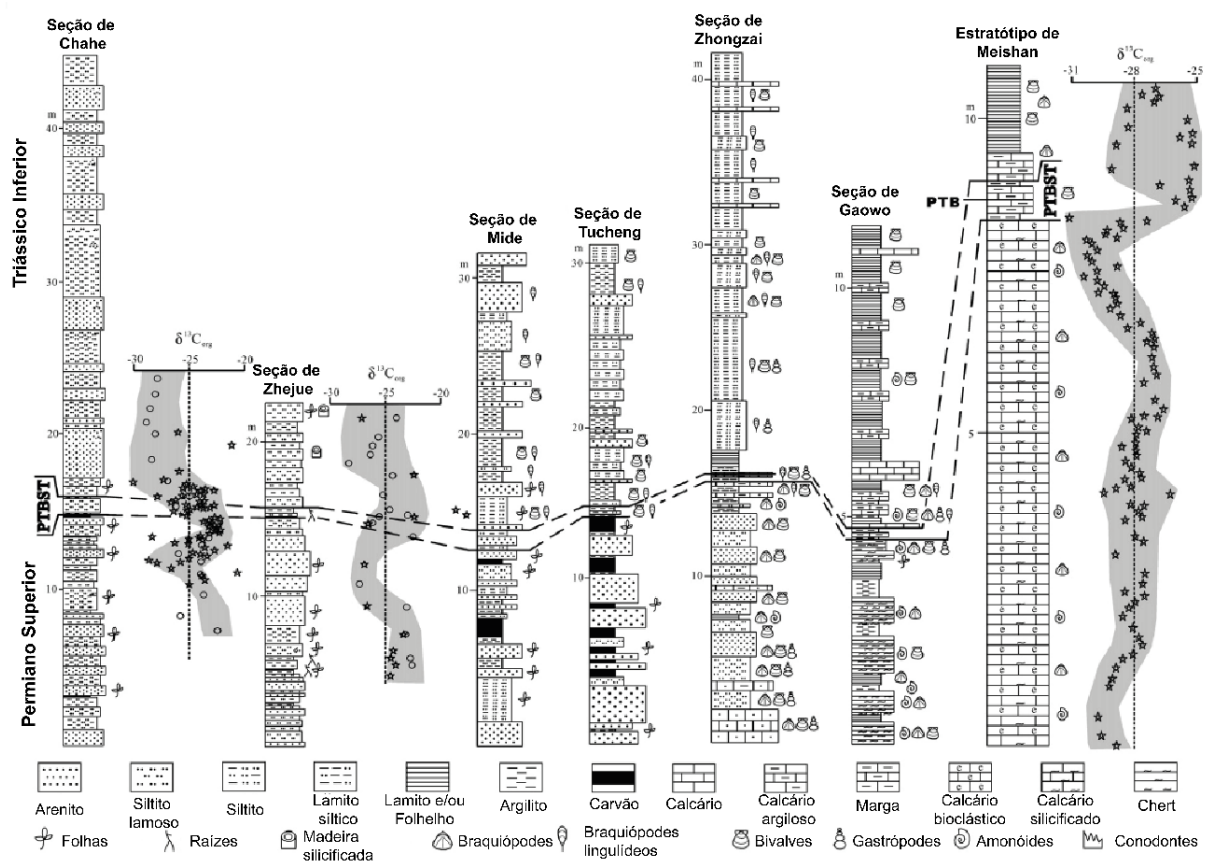


Fig. 9: Correlação entre os depósitos terrestres da província de Sichuan e Meishan. Modificado de: Peng & Shi (2009).

Nos depósitos lacustres continentais da Bacia de Junggar, no sul da China, o registro isotópico documenta múltiplos pequenos pulsos de deposição de enxofre e mercúrio associados ao vulcanismo das Traps Siberianas, ocorridos cerca de 300 mil anos antes da extinção marinha (Dal Corso *et al.*, 2024). Esses pulsos revelam um impacto de longa duração sobre os ecossistemas continentais, que não se limita às bacias adjacentes a província ígnea Siberiana. Relações similares também são registradas na Bacia de Sidney (Burgess *et al.*, 2014). Onde, o colapso da flora de *Glossopteris* ocorre próximo ao desaparecimento dos níveis de carvão, apresentando sincronidade com o primeiro pulso eruptivo das Traps Siberianas, equivalente à camada 20 de Meishan (Mays *et al.*, 2019).

Na Bacia do Karoo, observam-se relações semelhantes no registro fóssil de vertebrados. Smith & Botha-Brink (2014) identificaram três fases distintas de extinção, associadas ao progressivo aumento da aridização e da sazonalidade climática ao longo de aproximadamente 120 mil anos, reforçando a ideia de uma extinção diacrônica. De acordo com Gastaldo *et al.* (2015), as mudanças faunísticas da Bacia do Karoo provavelmente aconteceram durante o Changhsingiano inicial, dessa forma não podendo ser correlacionadas ao evento de Meishian. Essa diacronicidade entre os registros continental e marinho, embora relativamente pequena, torna-se mais evidente ao longo dos ambientes continentais dada a influência da paleogeografia e dos cinturões climáticos em sua dispersão.

3.1.3.1. O registro fóssil do Limite Permiano-Triássico continental

Classicamente o limite Permiano-Triássico continental tem sido reconhecido e debatido com base no registro fossilífero de restos vegetais (incluindo impressões, restos permineralizados e palinomorfos) e vertebrados fósseis.

O limite Permiano-Triássico em ambientes continentais era classicamente definido a partir de fósseis de vertebrados, onde a principal referência eram os depósitos do Grupo Beaufort, na Bacia do Karoo. Nestes depósitos, o limite Permiano-Triássico era identificado pelas Zonas de Associação de *Daptocephalus* e *Lystrosaurus declivis* (Smith & Botha-Brink, 2014). A Zona de Associação de *Daptocephalus* corresponde à co-ocorrência de *Daptocephalus leoniceps* e *Theriongnathus microps*, cuja base é marcada pelo primeiro aparecimento de ambas

as espécies. Internamente, essa biozona reúne representantes de diversas ordens, incluindo Dicynodontia, Therocephalia, Gorgonopsia, Parareptilia, Eureptilia e Temnospondyli (Viglietti *et al.*, 2016).

A Zona de Associação de *Lystrosaurus declivis* é definida pela primeira ocorrência dos dicinodontes *Lystrosaurus declivis* e *Lystrosaurus murrayi*, além do arcosauriforme *Proterosuchus fergusi* (Botha-Brink & Smith, 2020). Essa biozona apresenta baixa biodiversidade, sendo dominada por dicinodontes (ordem Anomodontia). Em menor abundância, ocorrem fósseis pertencentes às ordens Amphibia, Parareptilia, Lepidosauromorpha, Archosauromorpha, Anomodontia, Therocephalia e Cynodontia (Botha-Brink & Smith, 2020).

Essas zonas de associação têm sido aplicadas, ainda que de forma tentativa, aos depósitos continentais das bacias rift da África Oriental, Madagascar, Austrália e Antártida. Contudo, problemas intrínsecos observados na própria seção-tipo, somados às dificuldades de correlação em registros tão fragmentários, limitam sua eficácia. De acordo com Gastaldo *et al.* (2022), há uma sobreposição entre o topo da Zona de Associação de *Daptocephalus* e a de *Lystrosaurus*, marcada pela ocorrência de táxons característicos de ambas as zonas, o que contraria os *datums* que deveriam separá-las (Fig. 10; cf. Gastaldo *et al.*, 2018; Gastaldo *et al.*, 2022). Além disso, datações U–Pb recentes em cinzas vulcânicas inseridas na ZA de *Lystrosaurus* sugerem que o limite Permiano–Triássico reconhecido em Meishan se encontra internamente a essa zona, desacoplando o evento de extinção dos limites bioestratigráficos tradicionalmente adotados (Gastaldo *et al.*, 2020).

Esse processo é evidenciado pelo desaparecimento dos níveis ricos em carvão próximos ao limite Permiano–Triássico, os quais só voltam a ocorrer no Triássico Médio (Retallack, 1995; Retallack *et al.*, 1996).

A substituição da Flora de *Glossopteris* pela Flora de *Dicroidium* tem sido interpretada como consequência do evento de extinção P–Tr, apontado por diversos autores como um dos fatores responsáveis pelo aumento das taxas de erosão ao longo do Changhsingiano (cf. Retallack *et al.*, 2003; Benton & Newell, 2014). Essa extinção é concomitante à substituição da flora de *Gigantopteris* por *Pleuromeia* na Laurásia, o que, de acordo com Shen *et al.* (2011), representa o colapso da vegetação terrestre, possivelmente síncrono ao pico do evento de extinção marinha.

Entretanto, evidências da Antártida sugerem a persistência de *Glossopteris* até o Triássico Inferior (Collinson *et al.*, 2006). Na Argentina, a extinção da Flora de *Glossopteris* ocorre no intervalo Wuchianpingiano-Changhsingiano, no entanto na bacia de Los Menucos é registrado a permanência de elementos atribuídos à flora glossopterídea dentro da própria Flora de *Dicroidium*, como *Rhipidopsis densinervis*, ultrapassando o limite Permiano-Triássico (Bodnar *et al.*, 2021). Segundo Bodnar *et al.* (2021), esse registro pode representar uma flora de refúgio durante a transição Permiano–Triássico, dada a composição essencialmente xeromórfica de seus componentes (e.g., *Umkomasiales*, *Peltaspermales*, *Cycadales*, *Bennettitales*, *Gnetales*), que demonstram adaptações a condições áridas e ambientalmente estressantes.

Em relação aos palinomorfos, o registro Permiano-Triássico é marcado por uma mudança nas assembleias palinológicas, onde o Permiano Superior é marcado pela ocorrência de palinozonas contendo *Dulhuntyispora parvithola* para palinozonas contendo *Protohaploxypinus microcorpus* e *Lunatisporites pellucidus* no Triássico inicial (Retallack *et al.*, 1995). A palinozona de *D. parvithola* é dominada por grãos de pólen bissacados estriados, enquanto as zonas de *P. microcorpus* e *L. pellucidus* apresentam uma maior proporção de esporos e grãos de pólen bissacados não estriados (Retallack *et al.*, 1995). Essa relação se mantém semelhante para todo o Gondwana, representando uma mudança florística determinada pelo desaparecimento de florestas úmidas e pântanos compostos por samambaias para florestas oligotróficas e charcos compostas por coníferas com folhas de agulha e

licópodas herbáceas (Retallack *et al.*, 1995). Ao longo da Bacia de Bowen ocorre o registro da Zona de *Playfordiaspora crenulata* após a zona que contém a ocorrência de *D. parvithola*, essa zona de acordo com Foster (1982) marca um período de transição entre as floras marcando a última expressão da flora de Glossopteris.

Apesar das mudanças claras em relação a transição fossilífera entre os períodos Permiano-Triássico, o registro paleontológico apresenta alguns desafios quanto a diacronicidade latitudinal do desaparecimento dos espécimes ao longo do planeta e a existência de potenciais zonas de refúgio.

3.1.3.2. Ausência de camadas de evento no ambiente continental

A designação de camadas de evento nos limites Permiano–Triássicos continentais é comumente empregada por diversos autores (e.g., Retallack & Krull, 1999; Retallack, 2005; Smith & Ward, 2001) como forma de identificar transições pontuais nos depósitos terrestres, permitindo assim sua correlação com a seção-tipo de Meishan. No entanto, sabe-se que a maioria dos depósitos continentais, como os paleossolos, apresenta resolução temporal inferior à dos depósitos marinhos, uma vez que tende a se acumular muito lentamente e, portanto, não registra variações climáticas pontuais de curto prazo (Benton & Newell, 2014). No caso específico dos paleossolos, quando maduros, geralmente resultam da atuação de múltiplos processos associados a mais de um regime climático (cf., Yakimenko *et al.*, 2000), o que limita sua utilização como horizontes de transição claramente definidos.

Mesmo com essas limitações, camadas de evento foram tentativamente atribuídas em depósitos Permiano-Triássicos Gonduânicos das bacias: Montanhas Transantárticas Centrais (Brechas de Argilito por Retallack & Krull, 1999; Retallack, 2005); Sydney (Brechas argilosas por Retallack, 1999); Karoo (Ritmitos lama-areia sem registro fóssil por Smith & Ward, 2001) e Raniganj (Conglomerado matriz suportado por Sarkar *et al.*, 2003). De forma similar, essas designações tem como base a existência de feições sedimentológicas destoantes do resto do registro, representam um datum acima do último registro de carvão e coincidem com zonas de escassez no conteúdo fossilífero. Entretanto, ao serem aferidas as suas características sedimentológicas e geoquímicas, alguns destes registros carecem de

Fig. 11: Linha do tempo de eventos dos eventos florísticos e biológicos ao longo do Limite Permiano-Triássico. Modificado de: Mays *et al.* (2019).

Em ambientes continentais, a incidência de eventos climáticos associados à extinção tende a ser registrada por hiatos, refletindo períodos de não deposição ou erosão dos depósitos (Benton & Newell, 2014). Neste contexto, o limite Permiano–Triássico da Bacia do Karoo foi recentemente realocado dentro da Formação Katberg, com base na aplicação de um arcabouço multidisciplinar que posiciona o limite em um nível marcado por hiatos e diastemas (Gastaldo *et al.*, 2015).

Visto que, mudanças climáticas pronunciadas tendem a afetar os equilíbrios dos sistemas deposicionais, mudando o perfil de equilíbrio dos rios ou cessando a sedimentação e o transporte em sistemas eólicos (cf. Newell, 2001; Benton & Newell, 2014). A presença de discordâncias no limite Permiano-Triássico é amplamente observada nos depósitos de baixas latitudes do Gondwana, como nas bacias da Tasmânia, Moçambique, Zâmbia, Botsuana e Marrocos. No entanto, essas bacias não apresentam um arcabouço multidisciplinar robusto que permite a diferenciação entre os hiatos tectônicos e climáticos resultantes da transição Permiano-Triássica.

4. O REGISTRO DO LIMITE PERMIANO-TRIÁSSICO CONTINENTAL NO GONDWANA

A transição entre os períodos Permiano e Triássico no Gondwana é tradicionalmente reconstruída a partir dos registros da África do Sul, Antártica, Austrália e Índia (cf. Benton & Newell, 2014). Esses depósitos apresentam grandes espessuras sedimentares e fornecem um arcabouço paleoambiental de alta resolução para o Permiano, sustentado por um amplo conjunto de dados bioestratigráficos, magnetoestratigráficos, geoquímicos e por estudos de paleossolos. De modo geral, a transição Permiano–Triássica nesses locais é interpretada como a passagem de um clima quente e úmido para condições progressivamente mais áridas, marcada pelo primeiro aparecimento de camadas avermelhadas atribuídas ao Triássico Inicial, as amplamente conhecidas *redbeds* (e.g., Ward *et al.*, 2001; Smith & Ward, 2001; Smith & Botha-Brink, 2014). Entretanto, essa interpretação climática associada ao surgimento das *redbeds* tem sido questionada por alguns autores, especialmente devido à ausência de mudanças físicas e químicas expressivas, tanto na composição de elementos maiores quanto no teor de hematita, ao longo dos níveis pelíticos Permianos e Triássicos. Esses dados sugerem a persistência de condições climáticas úmidas, bem como a continuidade da flora permiana na base da Zona de Associação

Fig. 12: Mapa paleogeográfico do Pangea no Permiano tardio com as bacias estudadas: 1) Montanhas transantárticas centrais (Antártida); 2) Terra de Vitória (Antártida); 3) Bowen (Austrália); 4) Sydney

(Austrália); 5) Tasmânia; 6) Satpura/Raniganj (Índia); 7) Karoo (África do Sul); 8) Morandava (Madagascar); 9) Moatize-Minjova (Moçambique); 10) Ruhuhu (Tanzânia); 11) Mombasa (Quênia); 12) Vale do Médio Zambeze & Luangwa (Zâmbia); 13) Nilo Azul (Etiópia); 14) Kalahari (Botswana); 15) Ischigualasto-Villa Union (Argentina); 16) Los Menucos (Argentina); 17) Bacia do Vale de Argana, Alto Atlas & Marrakech (Marrocos). Mapa modificado de: Roscher *et al.* (2011); Benton & Newell (2014);

4.1. Bacias de alta latitude / Borda das Gondwanides

As bacias associadas à margem oceânica do Panthalassa correspondem a sistemas desenvolvidos sob um regime tectônico compressivo, resultando na formação de bacias de retroarco e de antepaís que se estendem da Austrália à Antártica, sul da África e da América do Sul (Veevers *et al.*, 1994). Essas bacias se originaram em resposta a um regime de subducção rasa atuante ao longo das margens sul e oeste do Gondwana (Catuneanu *et al.*, 2005). Na Antártica, remanescentes de um orógeno são registrados em rochas permianas dobradas nas montanhas Ellsworth e Pensacola (Collinson *et al.*, 1992), enquanto evidências da existência de um arco magmático ativo durante o Permiano–Triássico, estendendo-se da Nova Zelândia ao oeste da Antártica e à Península Antártica, são sugeridas por dados isotópicos (Mukasa & Dalziel, 2000; Pankhurst, 2002). Entre as bacias formadas nesse contexto tectônico em altas latitudes destacam-se as bacias das Montanhas Transantárticas Centrais, Terra de Vitória, Bowen, Sydney e Tasmânia.

4.1.1. Bacias da Antártida

O limite Permiano – Triássico na Antártida aflora em maior completude ao longo das bacias que hoje correspondem as Montanhas Transantárticas Centrais e Terra de Vitória (Retallack *et al.*, 2006; Collinson *et al.*, 2006). Além dessas duas localidades, seções complementares são correlacionadas nas Montanhas do Príncipe Charles.

4.1.1.1. Montanhas Transantárticas Centrais

O registro da passagem destes períodos está contido no Grupo Victoria, nas formações Buckley (Permiano Superior) e Fremouw (Triássico Inferior a Superior). Essas unidades foram depositadas em um contexto de retroarco de antepaís, cuja rápida subsidência permitiu a acumulação de espessos pacotes que ultrapassam

1200 metros e registram eventos separados que culminam na extinção P-Tr. (Collinson *et al.*, 2006).

As formações Buckley e Fremouw são constituídas por arenitos médios a grossos organizados em sucessões granodecrescentes que culminam no aparecimento de arenitos finos, siltitos e lamitos no topo da sucessão (Collinson *et al.*, 2006). Ambas as unidades são interpretadas como sistemas deposicionais fluviais entrelaçados de baixa sinuosidade (Isbell, 1990; Barrettt, 1969) e adicionalmente apresentam sucessões icnológicas semelhantes (Miller, 2000).

Apesar de suas similaridades em termos de arquitetura deposicional e fácies, essas unidades se distinguem quanto composição detrítica, presença de níveis carbonosos, conteúdo fossilífero e coloração dos paleosolos (Fig. 13). A formação Buckley, apresenta composição quartzosa no membro inferior, enquanto detritos vulcânicos dominam na porção superior da formação (Isbell, 1990). Além disso, é comum a ocorrência de níveis de carvão e extensos depósitos lacustres entre os depósitos fluviais. Nestes níveis foram encontradas impressões de folhas de *Glossopteris browniana* e de raízes de *Vertebraria australis* (Retallack *et al.*, 2005). Adicionalmente, os paleosolos da Formação Buckley apresentam coloração acinzentada ou oliva-acinzentada e são carbonosos (Retallack *et al.*, 1996a; Retallack & Krull, 1999; Krull & Retallack, 2000). Essas condições indicam a predominância de um clima úmido ao final do Permiano, caracterizado pela ocorrência de pântanos de turfa e pequenos lagos associados a um sistema fluvial entrelaçado (Retallack *et al.*, 2005).

A base da Formação Fremouw apresenta arenitos predominantemente quartzosos na maioria das seções, com exceção da área próxima a geleira de Shackleton onde os arenitos apresentam composição intermediária em relação ao topo da Formação Buckley (Barrettt, 1969; Vavra, 1982). Um nível lacustre ocorre no membro Middle Fremouw, em forma de folhelhos negros com espessura de aproximadamente 50 metros na seção de Halfmoon Bluff (Collinson *et al.*, 2006). Fósseis de plantas típicas do Triássico são reconhecidos a partir de 55 metros acima do último carvão (Fig. 14), e incluem *Voltziopsis africana*, *Dicroidium zuberi*, *Townrovimites brookvalensis*, *Voltziopsis augusta* e *Pagiophyllum* sp. indet. (Retallack *et al.*, 2005). Quanto aos paleosolos, estes são majoritariamente esverdeados e avermelhados contendo pouca matéria orgânica (Collinson *et al.*, 2006), sendo comum a ocorrência do pedotipo Dolores que são paleosolos

ferruginosos caracterizados pela ocorrência de nódulos de bertierina (Retallack *et al.*, 1999). Tais características sugerem solos menos úmidos no início do Triássico, onde a presença destes pedotipos sugere condições de baixa oxigenação atmosférica (Berner, 2002; Retallack *et al.*, 2005).

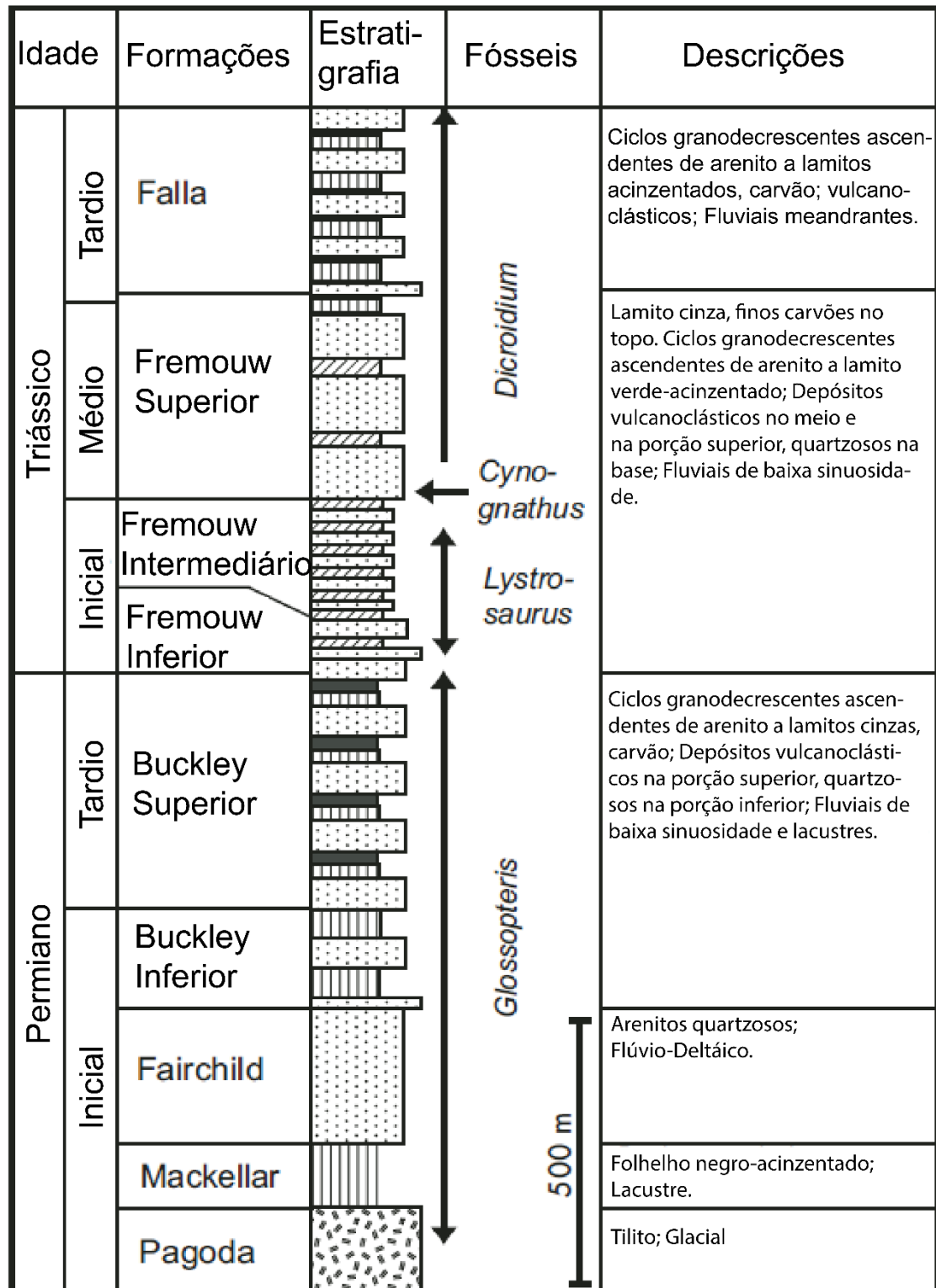


Fig. 13: Estratigrafia dos depósitos das Montanhas Transantárticas Centrais.

Quanto ao registro de fósseis de animais, os estratos permianos da Formação Buckley apresentam um registro limitado a escamas de peixes palaeoniscídeos encontradas em coprólitos atribuídos a peixes pulmonados (Krull & Retallack, 2000). A Formação Fremouw apresenta um abundante registro de espécies característicos do Triássico (Fig. 14), que incluem o cinodonte *Thrinaxodon liorhinus* (Retallack & Hammer, 1996; Retallack & Krull, 1999) e os dicinodontes *Lystrosaurus murrayi* (Retallack & Hammer, 1996; Retallack & Krull, 1999a), *Myosaurus gracilis* e *Lystrosaurus curvatus* (Cosgriff & Hammer, 1981; McManus *et al.*, 2002). Adicionalmente, o Triássico da Antártida apresenta registro do dicinodonte de grande porte *Lystrosaurus mccaigi*, um táxon característico do Permiano superior da África do Sul (Retallack *et al.*, 2005). De acordo com Collinson e colaboradores (1994), o limite Permiano-Triássico encontra-se no contato litológico entre os carvões da Formação Buckley e os siltitos verdes da Formação Fremouw, onde a transição é marcada por uma desconformidade. Além da mudança de paleosolos, fauna e flora, essa transição litológica é acompanhada por uma grande anomalia negativa de carbono-13 ($\delta^{13}\text{C}$) (Retallack *et al.*, 2005).

Nas localidades de Graphite Peak e Coalsack Bluff, nas Montanhas Transantárticas Centrais, foram descritas brechas de argilito marcando o limite Permiano-Triássico, coincidentes com o pico negativo de $\delta^{13}\text{C}$ (Retallack & Krull, 1999; Retallack, 2005). Nessas brechas, foram identificadas possíveis evidências de impacto meteórico, como quartzo de choque (Retallack *et al.*, 1998), fragmentos de condritos ricos em Fe-Ni-Si (Basu *et al.*, 2003) e fulerenos (C_{60}) com razões extraterrestres de $^3\text{He}/^{36}\text{Ar}$ (Becker *et al.*, 2001; Poreda & Becker, 2003). Além disso, anomalias modestas de irídio foram reportadas cerca de 70 cm abaixo do limite (Retallack *et al.*, 1998), embora esse dado não tenha sido replicado (Retallack, 2005).

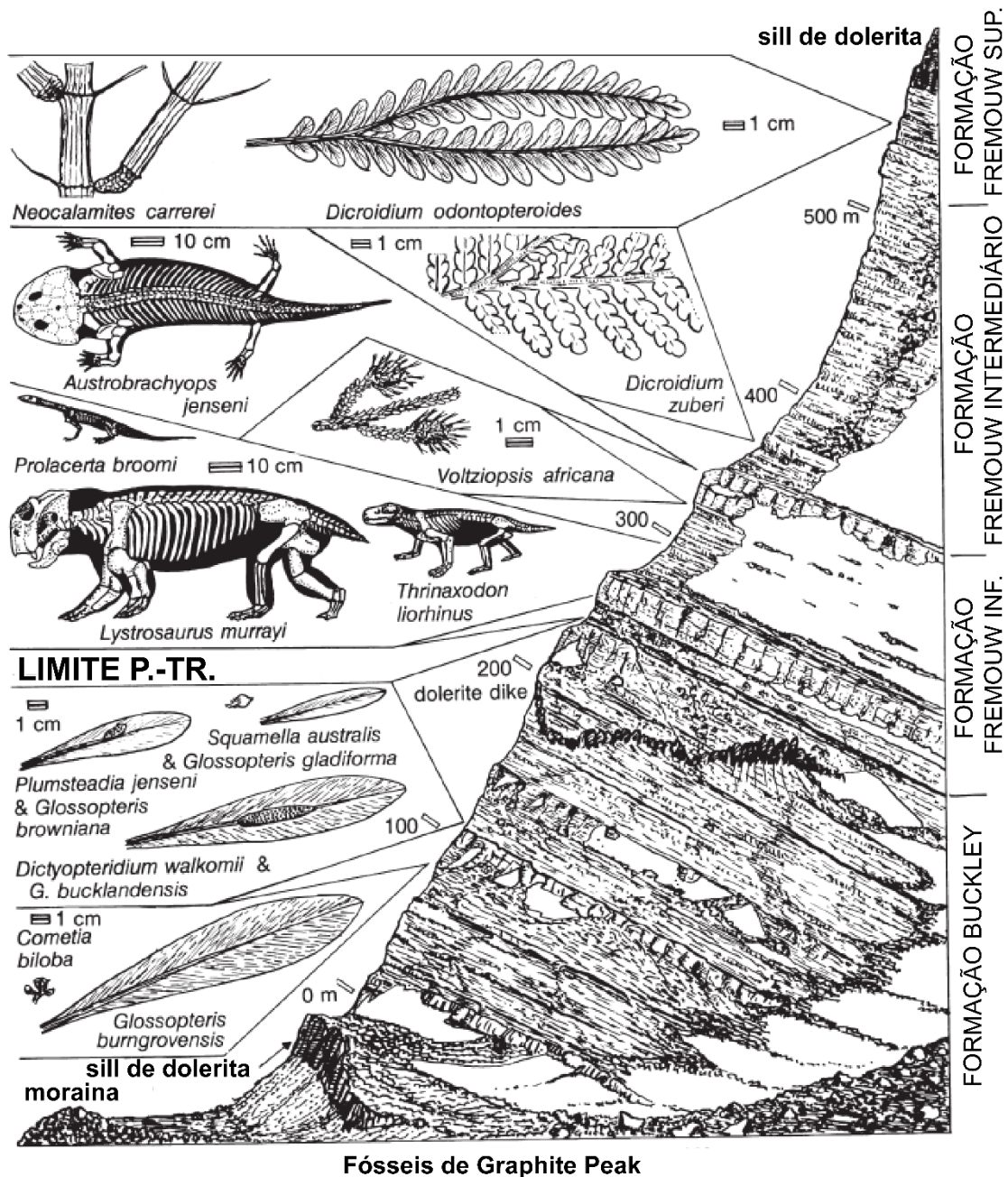


Fig. 14: Registro fóssil da localidade de Graphite Peak, nas Montanhas Transantárticas Centrais. Modificado de Retallack & Krull (1999).

Recentemente, esses indícios vêm sendo reinterpretados. Estudos indicam que os grãos de quartzo não seriam resultado de choque (Langerhorst *et al.*, 2005), e sugerem que a proximidade da seção com intrusões de diabásio pode ter alterado as razões dos gases nobres e os registros geoquímicos de Fe-Ni-Si (e.g., Buseck, 2002; Koeberl *et al.*, 2004; Collinson *et al.*, 2006). Essa intrusão jurássica também teria apagado o sinal magnetoestratigráfico original, impossibilitando a identificação e

correlação das magnetozonas características do limite Permiano-Triássico na seção (Collinson *et al.*, 2006).

De acordo com Retallack (2005), as texturas dos clastos que compõem essas brechas indicam que os paleosolos foram possivelmente retrabalhados por fluxos de lama, sugerindo um episódio significativo de erosão de solos no limite Permo-Triássico.

4.1.1.2. Terra de Vitória

Na Terra de Vitória, o limite Permiano-Triássico está registrado no Grupo Victoria, que inclui as formações Weller Coal Measures (Permiano Tardio) e Feather Conglomerate (Triássico Inferior) (Isbell, 1990). Segundo Isbell (1990), o contato entre as formações Weller Coal Measures e Feather Conglomerate representa um hiato de milhões de anos, possivelmente abrangendo o limite Permiano-Triássico. No entanto, Retallack *et al.* (2005) argumentaram que o registro isotópico de carbono está completo em pelo menos uma localidade da Terra de Vitória, na seção de Allan Hills, indicando a preservação do limite nessa área (Retallack *et al.*, 2005).

As unidades permiano-triássicas na Terra de Vitória apresentam uma espessura aproximada de 850 metros e foram acumuladas em uma bacia do tipo Rift (Isbell & Cúneo, 1990; Isbell, 1990). Os depósitos da Formação Weller Coal Measures registram progradações de leques aluviais que se interdigitam com depósitos lacustres e pântanos ao longo do eixo da bacia (Isbell & Cúneo, 1990; Isbell, 1990) e são sucedidos por depósitos de sistemas fluviais entrelaçados da Formação Feather Conglomerate (Barrett & Fitzgerald, 1985).

O registro da Formação Weller Coal Measures apresenta uma relação que varia de desconformidade a paraconformidade com os depósitos devonianos sotopostos da Formação Metschel Tillite (McKelvey *et al.*, 1977). A unidade é composta por arenitos finos a grossos intercalados com lamitos e camadas de carvão, atingindo uma espessura total de 222 metros (Isbell & Cúneo, 1990).

A base destes depósitos do Permiano Superior é caracterizada pela ocorrência de arenitos finos a grossos com geometria tabular, organizados em sucessões

granodecrescentes ascendentes que compõem associações de fácies interpretadas como barras de acreção lateral e canais abandonados, típicos de sistemas fluviais meandранtes de alta sinuosidade (Isbell & Cúneo, 1990). A composição desses arenitos é marcada pela ocorrência de quartzo, clastos de granito e quartzito, além de troncos fósseis (Isbell & Cúneo, 1990).

Esses depósitos são sucedidos por um longo (50-180 m) intervalo finamente granuloso, com ocorrência esparsa de níveis de carvão, compostos por siltitos laminados e lamitos carbonáticos que, localmente, se interdigitam com arenitos finos a médios. Estes arenitos mostram sucessões granodecrescentes ascendentes, geometria tabular e estratificação plano-paralela à cruzada sigmoidal, frequentemente com drapes de lama em sua base. Essas características são interpretadas como resultado da progradação de deltas do tipo Gilbert sobre sistemas lacustres e margens pantanosas (Isbell & Cúneo, 1990).

Na porção superior da unidade, ocorrem corpos arenosos em lençol, de granulometria grossa, com domínio de estratificações cruzadas, interpretados como depósitos de canais fluviais entrelaçados (Isbell & Cúneo, 1990). Além disso é comum a ocorrência de depósitos de carvões e margas carbonosas preenchendo superfícies erosivas côncavas. A relação entre os estratos cruzados e as camadas limítrofes foram interpretadas como barras de acreção frontal de canais fluviais entrelaçados e canais abandonados (Isbell & Cúneo, 1990). Na base dos depósitos fluviais ocorrem clastos isolados e estriados de cascalho com até 45 centímetros de diâmetro (Smith *et al.*, 1998). A presença desses clastos, aliada à ausência de barras e canais bem definidos e à predominância de depósitos arenosos tabulares, sustenta a interpretação de origem glacial para esses sedimentos, associados a eventos de inundação causados por degelo (Smith *et al.*, 1998).

A Formação Feather Conglomerate é composta por arenitos quartzosos a subarcóseos, grossos a muito grossos e conglomerados com espessura aproximada de 200 metros (Barrett & Fitzgerald, 1985). Essa unidade é constituída por dois membros, Inferior e Superior (ou Fleming), que podem ser diferenciados faciológicamente. O membro inferior é composto por camadas de arenitos grossos a muito grossos, mal a moderadamente selecionados, com geometria em lençol que ocorrem intercalados com paleosolos cinza esverdeados (Barrett & Fitzgerald, 1985).

O membro superior é caracterizado pela ocorrência de arenitos grossos e lamitos, que estão organizados em ciclos granodecrescente ascendentes (Barrett & Fitzgerald, 1985). Devido dominância de depósitos grossos com estratos cruzados e a ausência de ciclicidade nestes depósitos, sugere que a deposição ocorreu em um sistema fluvial entrelaçado, caracterizado pela ocorrência de barras longitudinais e transversas com diminuição do relevo das formas de leito e granulometria em sentido a jusante (Barrett & Fitzgerald, 1985).

Em relação ao conteúdo fóssilífero, a formação Weller Coal Measures apresenta uma flora composta por folhas de *Glossopteris*, *Gangamopteris*, *Cordaites* e *Phyllothea australis* (Fig. 15), assim como raízes (*Vertebraria*), órgãos reprodutivos (*Plumsteadia* sp.) e frutificações (*Senothea* e *Squamella*) (Isbell & Cúneo, 1990; Retallack & Krull, 1999), onde registram-se as últimas ocorrências de *Glossopteris* e raízes de *Vertebraria* cerca de 12 e 3 metros abaixo do contato com a formação Feather Conglomerate, respectivamente (Retallack & Krull, 1999; Retallack, 2005). Além disso, é comum a ocorrência de troncos fósseis e madeira petrificada (similares a gimnosperma *Dadoxylon allani*) junto em arenitos em lençol (Isbell & Cúneo, 1990). Já a formação Feather Conglomerate, apresenta registro de troncos fósseis pertencentes ao grupo Corystospermaceae, como *Antarcticoxylon priestleyi*, *Nothophytum krausellii* (Meyer-Berthaud e Taylor, 1991) e *Kykloxyton fremouwense* (Meyer-Berthaud *et al.*, 1993). Também foram identificados palinomorfs típicos do triássico (Retallack & Krull, 1999). Complementarmente, foram identificadas escavações verticais ao longo das camadas arenosas relacionadas ao icnogênero *Skolithos* (Barrett & Fitzgerald, 1985; Retallack & Krull, 1999).

Quanto a assinatura isotópica de $\delta^{13}\text{C}$, as medições ao longo do limite Permiano-Triássico na seção de Alan Hills são consideradas problemáticas, uma vez que não são replicáveis dado aos baixos teores de carbono (Retallack *et al.*, 2005). Segundo Retallack *et al.* (2005), os valores de carbono orgânico obtidos apresentam picos negativos logo após o último registro de plantas fósseis permianos (*Phyllothea australis*) e imediatamente abaixo do paleossolo Dolores, que é considerado um solo típico Triássico. Essas medidas posicionam o limite Permiano-Triássico nos últimos 19,5 metros da Formação Weller Coal Measures.

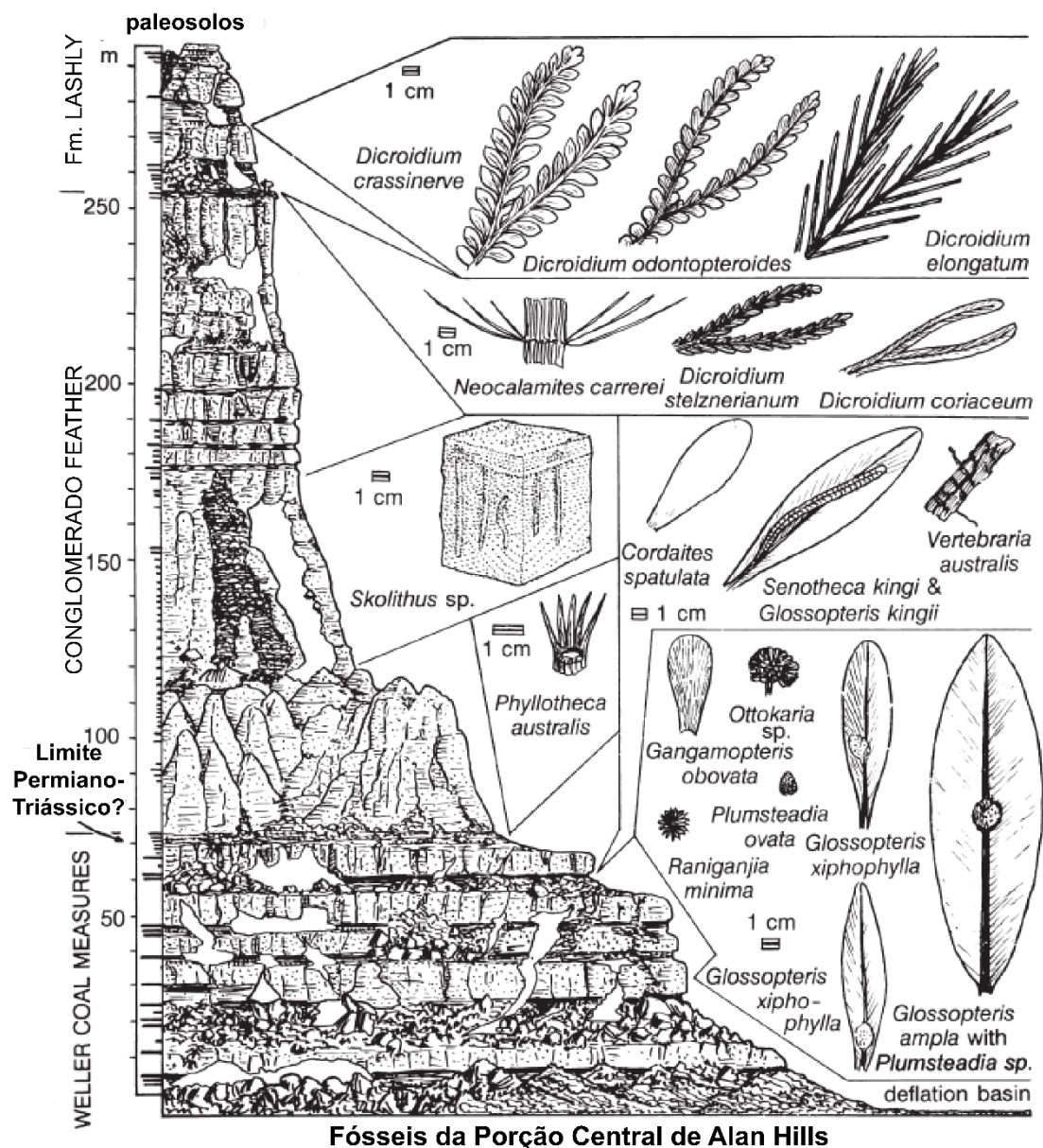


Fig. 15: Conteúdo fóssilífero da porção Central de Alan Hills na Terra de Vitória. Modificado de: Retallack & Krull (1999).

Os paleossolos da Formação Weller Coal Measures são caracterizados pela ocorrência de vários pedotipos, dos quais a transição entre o pedotipo Susanne e Dolores possivelmente contemplam o limite Permiano-Triássico (Retallack & Krull, 1999). O pedotipo Susanne demarca a última ocorrência de marcas de raízes carbonosas, sendo sucedido pela pedotipo ferruginoso Dolores que apresenta grandes nódulos de clorita, siderita, e bertierina, além do preenchimento de marcas de raízes por argila (Retallack & Krull, 1999; Retallack *et al.*, 2005). Essa transição

entre paleossolos indica uma queda de umidade e oxigenação no limite P-Tr. (Retallack & Krull, 1999).

Na Formação Feather Conglomerate os paleossolos são caracterizados por redes veios verticais preenchidos por areia grossa em seu topo, internamente com ocorrência de *fragipans* argilosas e ferruginosas, níveis caolinitizados e cloritizados e bases mosqueadas (Barrett & Fitzgerald, 1985; Retallack & Krull, 1999). Esses elementos indicam a formação de solo sob clima temperado, sub úmido a úmido.

4.1.2. Austrália (*Bacias de Bowen e Sydney*)

O limite Permiano-Triássico continental na Austrália está registrado nas sub bacias de Bowen e Sydney, onde o registro do último momento do Permiano é marcado pelo desaparecimento de camadas de carvão (Retallack, 1999). O emprego de tal sistemática metodológica foi alvo de críticas por Mays *et al.* (2019) e Fielding *et al.* (2020), visto que existe diacronismo em relação ao tempo do desaparecimento dos carvões e a extinção da fauna e da flora, além disso, dados bioestratigráficos sugerem que os últimos depósitos de carvão Permianos não ocorrem no momento real da transição entre estes períodos, mas sim entre 600 a 200 mil anos antes.

Além disso, estas bacias constituem uma superbacia de nome Bowen-Gunnedah-Sydney, marcada por uma fase de retroarco de antepaís durante o Permiano Tardio (Michaelson, 2001; Fielding *et al.*, 2021). As unidades componentes dessa bacia apresentam uma nomenclatura estratigráfica confusa com um excesso de nomes informais frequentemente associados a critérios puramente litoestratigráficos associados a camadas de carvão locais e que por vezes não são facilmente correlacionáveis dentro da própria bacia (*cf.* McLoughlin, 2021 - Figura 2).

4.1.2.1. Bacia de Bowen

Na bacia de Bowen o limite Permiano-Triássico é expresso através do contato entre as Formações Rangel Coal Measures (Permiano Superior) e Sagittarius Sandstone (Triássico Inicial) (Fig. 16; Michaelson, 2001). Essas unidades foram depositadas durante a fase de retroarco de antepaís da superbacia Bowen-Gunnedah-

Sydney. Embora esse contato configure uma paraconformidade, ele marca uma mudança ambiental e estratigráfica significativa da bacia, associada à extinção de aproximadamente 95% das plantas formadoras de pântanos. A presença ou ausência desse tipo de vegetação, assim como dos depósitos de carvão, constitui o principal critério para a separação das formações Rangel Coal Measures e Sagittarius (Michaelson, 2001).

A Formação Rangel Coal Measures (RCM) apresenta espessura variável, entre 50 e mais de 200 metros em seu depocentro, sendo composta por depósitos flúvio-lacustres associados à formação de carvão em ambientes de turfeira (Fig. 16A; Michaelson, 2002). Os depósitos são constituídos majoritariamente por lamitos, siltitos, folhelhos carbonosos, carvões e arenitos líticos fino a médios com conglomerados restritos (Wilson, 2017). Entre os depósitos arenosos, destacam-se canais fluviais, complexos de diques marginais, leques de espriamento e depósitos de *overbank*, vinculados a grandes sistemas de rios tributários e aos canais alimentadores desses leques (Fielding *et al.*, 1993; Michaelson, 2002). De acordo com Michaelson *et al.* (2002), embora os canais fluviais da Formação Rangel fossem perenes, apresentavam alta variabilidade de descarga, o que favoreceu o desenvolvimento e a expansão de ambientes de turfeira durante os períodos de baixa descarga fluvial.

Já a porção medial da formação revela estruturas sedimentares que sugerem influência de marés durante a deposição nos canais (Fielding, 2015). As evidências incluem a presença de heterolitos inclinados com acúmulo de lama, principalmente na porção entre o *brinkpoint* e na base dos estratos cruzados, frequentemente associados a acamamentos rítmicos; além de acamamentos *wavy* e *flaser* com interlaminação ritmada, estruturas de sinérese e depósitos de lama fluida. Também se observam paleocorrentes com distribuição bipolar, fósseis marinhos ao longo do preenchimento dos canais e baixa diversidade de icnofósseis (Fielding, 2015). Indicadores de influência marinha foram observados em formações correlatas a RCM, Baralaba Coal Measures e Bandanna, sob forma de acritarcos espinhosos e elevados teores de boro associados ao carvão (Smyth & Cook 1976; Mallett 1980).

A Formação Sagittarius, por sua vez, é dominada por arenitos esverdeados, de granulação fina a grossa, bem selecionados, acompanhados por conglomerados,

siltitos e lamitos subordinados (Michaelson, 2002). Os arenitos ocorrem com geometria em lençol, frequentemente dispostos em pacotes amalgamados, com espessura de até 1 m, compostos por estratos cruzados acanalados e planares, com marcas onduladas, formando sucessões de até 40 metros de espessura, com padrão de granodecrescência ascendente (Michaelson, 2002). Essa sucessão tem sido interpretada como parte de um sistema fluvial entrelaçado, em que as finas e amplas barras em lençol representam o preenchimento de uma vasta planície fluvial (Fig. 16B; Michaelson, 2002).

Quanto a composição do arcabouço sedimentar, os arenitos da Formação Rangel Coal Measures apresentam alta abundância de líticos (62%), seguido de quartzo (29%) e feldspatos (9%), em comparação, os arenitos da Formação Sagittarius Sandstone que apresentam um aumento na quantidade de quartzo (49%) associada ao decréscimo em feldspatos (6%) e líticos (45%), notavelmente os feldspatos são encontrados frequentemente alterados (Michaelson, 2002). Segundo Michalsen & Handerson (2000), essa mudança composicional entre os arenitos não foi acompanhada por uma mudança de proveniência, mas reflete um aumento da alteração química provavelmente relacionado ao aumento da incidência pluvial e da paleotemperatura durante o limite Permiano-Triássico.

O limite Permiano-Triássico era comumente atribuído a transição litológica entre as formações de Rangel Coal Measures e Sagittarius, entretanto correlações palinológicas entre as unidades revelaram que esse limite é essencialmente diacrônico ao longo da bacia (Wilson, 2017). O conteúdo fossilífero destas unidades é marcado principalmente por biozonas com base em palinomorfos, onde o topo da Formação Rangel Coal Measures é demarcado zona de intervalo *Upper Stage 5*, sendo imediatamente sucedida pelas zonas de associação de *Playfordiaspora crenulata*, *Protohaploxypinus microcorpus*, *Lunatisporites pellucidus* e *Protohaploxypinus samoilovichii* já pertencentes a Formação Sagittarius (Grupo Rewan) (Foster, 1982). A zona reconhecida como *Upper Stage 5* é uma zona de intervalo definida pelas primeiras ocorrências de *Dulhuntyispora parvithola* e *Triplexisporites playfordii* (Kemp *et al.*, 1977), sendo notavelmente reconhecida pela sua comum associação com restos de fósseis e *Glossopteris* (Foster, 1982). A zona de *Playfordiaspora crenulata* é identificada pela associação dos táxons *Indotriradites rallus*, *Densoisporites playfordii*, *Brevitriletes hennellyi*, *Triquitrites proratus*, *Playfordiaspora crenulata* e

Triplexisporites playfordii (Foster, 1982). Segundo Foster (1982), essa zona marca um evento com significado bioestratigráfico e evolutivo, pois os táxons *Brevitriletes hennellyi*, *Triquitrites proratus*, *Playfordiaspora crenulata* e *Triplexisporites playfordii* pertencem a flora de transição e marcam a última expressão da flora Glossopteris, surgindo em um período frio e temperado do topo do Permiano e prosperaram em um clima úmido e quente dentro do Triássico. As zonas de associação de *P. microcorpus*, *L. pellucidus* e *P. samoilovichii* já representam uma flora característica triássica marcada pela dominância por esporos cavados e triletes, presumidamente pertencentes a licófitas pertencentes a flora de *Dicroidium*, combinado com uma baixa diversidade de grãos de pólen bissacados (Foster, 1982; Retallack *et al.*, 1996). Macrofósseis de plantas foram identificados ao longo dos depósitos de leques de espriamento distais da Formação Rangel Coal Measures e incluem Alethopteris, Schizoneura, Glossopteris e Phyllothea, além da ocorrência de vertebrária ao longo dos depósitos de *overbank* (Michaelsen *et al.*, 2000). Icnofósseis de Planolitos e Skolithos e outras estruturas biogênicas inclinadas são comuns ao longo dos depósitos de *overbank* da Formação Saggitarius (Michaelsen, 2002).

De acordo com Morante (1996) a base da zona de associação de *P. microcorpus* está próxima do limite P-Tr., onde os valores de $\delta^{13}\text{C}$ ficam entre -24 e -25,16%. Acima dessa zona de associação, excursões de -5% foram registradas, atingindo valores próximos a -30%. Os valores medidos na base de *P. microcorpus* coincidem com a maior excursão isotópica negativa de $\delta^{13}\text{C}$ correspondente ao Changhsingiano tardio no GSSP em Meishan (Metcalf *et al.*, 2008). Dados de conodontes em um poço exploratório na bacia de Perth foram utilizados por Metcalfe e colaboradores (2008) para a calibração das palinozonas nas bacias australianas, a ocorrência do conodonte *Clarkina jolfensis* em conjunto com *P. microcorpus* sugere idade Changhsingiana para esta zona, o que segundo os autores lhes levou a aferir a base da zona de *L. pellucidus* como limite P-Tr. na bacia de Bowen. A base dessa palinozona atinge valores isotópicos de $\delta^{13}\text{C} = -30.34\%$.

Em relação ao desenvolvimento de paleossolos, o topo da Formação Rangel Coal Measures não apresenta horizontes desenvolvidos o que sugere que a sedimentação da unidade foi marcada por continuidade no desenvolvimento de turfeiras em um contexto de rápida aggradação (Michaelsen *et al.*, 2000). De acordo com Michaelsen (2002) a Formação Saggitarius não apresenta marcas de raízes o que sugere perda

total de vegetação ou densidade de vegetação extremamente baixa. Entretanto, não existem trabalhos que abordam a natureza ou existência de paleossolos nessa formação.

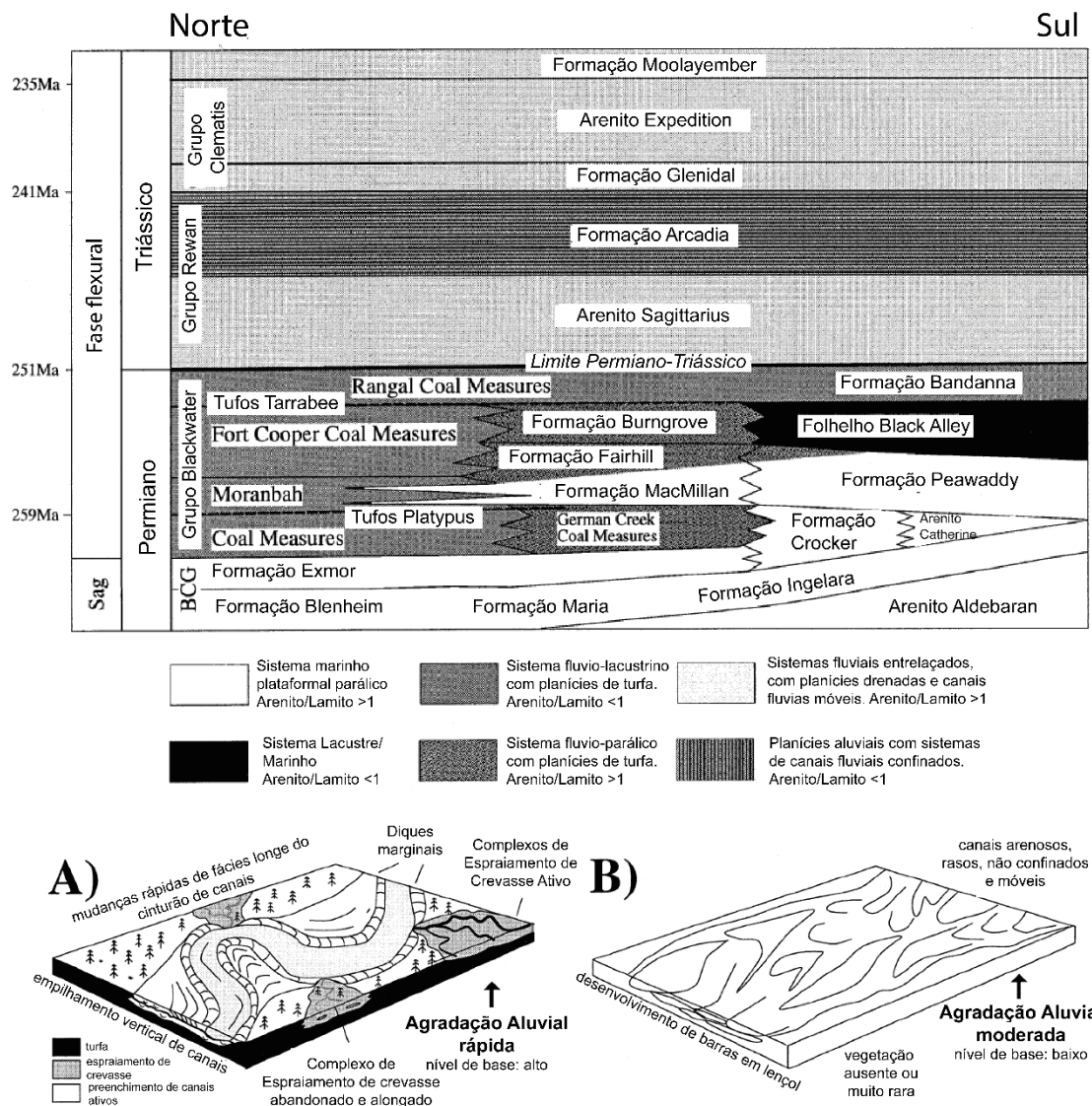


Fig. 16: Arcabouço estratigráfico da bacia de Bowen. A) Reconstrução dos ambientes sedimentares da unidade Rangal Coal Measures. B) Reconstrução dos ambientes sedimentares do Arenito Sagittarius. Modificado de Michaelsen (2002).

4.1.2.2. Bacia de Sydney

O registro Permiano-Triássico da bacia de Sydney é registrado pelos grupos Illawarra, Newcastle e Wollombi Coal Measures (Permiano Superior), que são sucedidas pelas unidades: Formação Caley, Coalcliff Sandstone e Munmorah

Conglomerate pertencentes ao Grupo Narrabeen (Triássico inicial) (Retallack, 1999). Essas unidades foram depositadas na sub-bacia de Sydney na fase de retroarco de antepaís da superbacia Bowen-Gunnedah-Sydney em resposta a contração crustal do evento Hunter-Bowen (Fielding *et al.*, 2021).

As unidades do Permiano superior (Illawarra, Newcastle, Wittingham e Wollombi Coal measures) são caracterizadas pela ocorrência siltitos, carvões, arenitos grossos e conglomerados (Bamberry, 1991). A ocorrência de níveis correlacionáveis de tufo, fisicamente e por *fingerprints* geoquímicos (Kramer *et al.*, 1999), entre os Grupos Newcastle e Wollombi Coal Measures, permitiu a correlação direta entre as unidades e a recomendação do abandono da nomenclatura vinculada ao Grupo Wollombi e adoção somente nomenclatura do Grupo NewCastle (Creech *et al.*, 2004).

Os depósitos do grupo Illawara Coal Measures foram interpretados como de origem flúvio-deltaica por Connolly & Ferm (1971), com ocorrências de carvão restritas a planícies deltaicas distais. No entanto, interpretações mais recentes sugerem uma maior complexidade estratigráfica, onde foram interpretadas sucessões majoritariamente deltaicas, intercaladas com sistemas fluviais entrelaçados, sistemas fluviais meandantes, e sequências marinho rasas de forma subordinada (Bamberry, 1991). O topo dessa unidade é marcado pela ocorrência dos membros Bulli Coal e Frazer Beach (McLoughlin *et al.*, 2021). O membro Bulli Coal é caracterizado ocorre como camadas de 2-3 metros de carvão betuminoso bandados intercalados com lamitos carbonáticos e camadas de siderita, sendo correlato direto ao membro Vales Point do grupo Newcastle Coal Measures (McLoughlin, 2021). O Membro Frazer Beach, anteriormente conhecido como “*marker mudstone*”, demarca o topo tanto do grupo Illawara quanto do grupo Newcastle Coal Measures, e é constituído por uma camada delgada de lamitos negros ricos em matéria orgânica sendo sucedido pela primeira ocorrência de canal fluvial do grupo Narrabeen do Triássico Inferior (McLoughlin, 2021).

O Grupo Newcastle Coal Measures é constituído por carvões intercalados com lamitos, arenitos, depósitos vulcanoclástico e conglomerados (Fielding *et al.*, 2025). A grosso modo, esses depósitos constituem ambientes deposicionais que variam de planícies deltaicas distais e leques aluviais proximais com paleocorrentes em sentido sul e representam a porção proximal do sistema aluvio-deltaico do Grupo Illawara

(Bamberry, 1991). De acordo com Fielding *et al.* (2025), esses depósitos aluviais costeiros representam um sistema fluvial de alta acomodação, onde os subambientes são constituídos por grandes canais fluviais tributários, depósitos de *overbank*, charcos costeiros e planícies aluviais dominadas por depósitos piroclásticos, que em sua porção mais distal apresentam influência de maré e *backflow*.

O topo dessa unidade é constituído pela Formação Moon Island Beach, que por sua vez compreende cerca de onze membros formais, dos quais destacam-se os membros limítrofes Vales Point Coal Seam e Frazer Beach (McLoughlin, 2021). De acordo com Retallack (1999), o limite Permiano-Triássico localizado imediatamente sobre o Vales Point Coal Seam é marcado pela ocorrência de uma brecha negra, argilosa de composição caolinítica que registra a primeira ocorrência de *Protohaploxypinus microcorpus*.

Os depósitos do Triássico Inferior são caracterizados majoritariamente pela ocorrência de arenitos, conglomerados, folhelhos e siltitos marrons-avermelhados vinculados ao Grupo Narrabeen (Goldberry & Holland, 1973; Bamberry, 1991). Estes depósitos são interpretados como de origem fluvial entrelaçado associados lateralmente a depósitos de planícies de inundação (Bamberry, 1991). A unidade Coal Cliff Sandstone é composta por arenitos, lutitos e lamitos ferruginosos, organizados em sequências granodecrescentes ascendentes associadas com ambientes fluviais (Ward, 1972). Os depósitos da Formação Caley são compostos por folhelhos e arenitos, cuja arquitetura se assemelha aos depósitos do Grupo Illawara, apresentando um padrão fluvial pantanoso (Ward, 1972). Esses depósitos se interdigitam com níveis conglomeráticos da unidade Munmorah Conglomerate na porção leste da bacia, o que sugere que ambas as unidades estejam relacionadas a porção de *outwash* de um sistema de leques aluviais (Ward, 1972).

Quanto ao conteúdo fossilífero do Grupo Illawara Coal Measures, especialmente ao longo do membro Frazer Beach, ocorrem grãos de pólen atribuídos a glossopterideas e esporos de pteridófitas, além de tocas de cinodonte e pegadas de lystrossaurideos (Retallack, 1996; McLoughlin, 2021). No Grupo New Castle Coal Measures é comum a ocorrência de troncos fósseis (*Dadoxylodon* e *Araucarioxylon*) em horizontes de “florestas fósseis”, localizados principalmente na base dos níveis vulcanoclásticos (Retallack, 1999; Fielding *et al.*, 2025). Além de troncos, foram encontradas associações com folhas de *Glossopteris kingii*, *Glossopteris Chevronata*,

Neomariopteris lobifolia e *Phyllothea australis*, órgãos reprodutivos (*Senotheca*, *Austroglossa*, *Cometia*, *Plumsteadia* e *Ottokaria*) e raízes associadas (*Vertebraria*) (Fig. 17; Retallack, 1999; Shi *et al.*, 2010; Fielding *et al.*, 2025). Em algumas camadas foram registradas ocorrências de fósseis de insetos em um depósito de lagerstätten, principalmente como concentração de asas (Jell, 2004) e alguns espécimes identificados como da ordem Mecoptera, Hemiptera, Coleoptera e Protelytroptera (Shi *et al.*, 2010). Enquanto, ao longo das fácies costeiras é ocorrem raras escavações semelhantes ao icnofóssil *Macarronichnus*, associados a organismos análogos a vermes poliquetas modernos (Herbert, 1997). Em relação ao registro palinológico, a Grupo Newcastle Coal Measures encontra-se, em sua totalidade, contido em uma biozona marcada por esporos e grãos de pólen, a zona de *Dulhuntyispora parvithola* também reconhecida como Upper Stage 5 (Laurie *et al.*, 2016).

O registro fossilífero do Triássico é marcado pelo aparecimento de frondes de *Voltziopsis wolganensis* e *Dicroidium callipteroides*, assim como *Merianopteris* sp., *Cladophlebis carnei*, *Paracalamites australis* e *Isoetes beestoni* (Fig. 17; Retallack, 1999). As formações basais do Triássico ocorrem na zona de associação de *Protohaploxypinus microcorpus* (Retallack, 1995; Retallack, 1999). O que sugerem a mudança de configuração climática de um ambiente frio e temperado, para um ambiente úmido e quente dominado principalmente por esporos.

Dados de isótopos de carbono $\delta^{13}\text{C}$ na Bacia de Sydney, apresentam valores de -24 a -25‰ nos estratos Permianos, enquanto valores próximos a -25 a 31.5‰ são encontrados no grupo Narrabeen (Morante *et al.*, 1995). Os valores mais negativos nos estratos Permianos foram encontrados ao longo do poço Murrays Run-1, antes da última aparição da flora de *Glossopteris* em sedimentos pertencentes a biozona Upper Stage 5 e que podem indicar o fim da deposição dos carvões. De acordo com Morante (1995), o limite Permiano-Triássico provavelmente coincide com o limite litológico entre os carvões Permianos e o Grupo Narrabeen, que coincide com a ocorrência do Coal Gap (*sensu* Veevers *et al.*, 1994).

Em relação aos paleossolos, os depósitos Permianos apresentam paleossolos com alto teor de matéria orgânica de coloração amarelo-marrom a cinza comumente intercalado com os níveis de carvão (Retallack, 1999). Intercalado a esses níveis, ocorrem *stone-rolls* (depósitos de permafrost ou fraturas que ocorrem como lentes isoladas), diques clásticos e estruturas de chama, que evidenciam a formação destes

paleossolos em um clima frio na porção ativa de permafrost (Retallack, 1999). Enquanto isso, os paleossolos encontrados no grupo Narrabeen (Triássico Inferior) são de coloração avermelhada e apresentam indícios de depleção de matéria orgânica, redução química de óxidos, hidróxidos avermelhados por desidratação e ocorrência de películas de argila e níveis ricos em siderita e *mottling* (Retallack, 1991). A ausência de níveis de carvão associados, sugerem uma mudança ambiental de climas frios-temperados dominados por pântanos marginais congelados para ambientes frios-temperados dominados por florestas de coníferas ou de folhas largas e mistas, que são anormalmente quentes para latitudes próximas a 65°-85° Sul (Retallack, 1999).

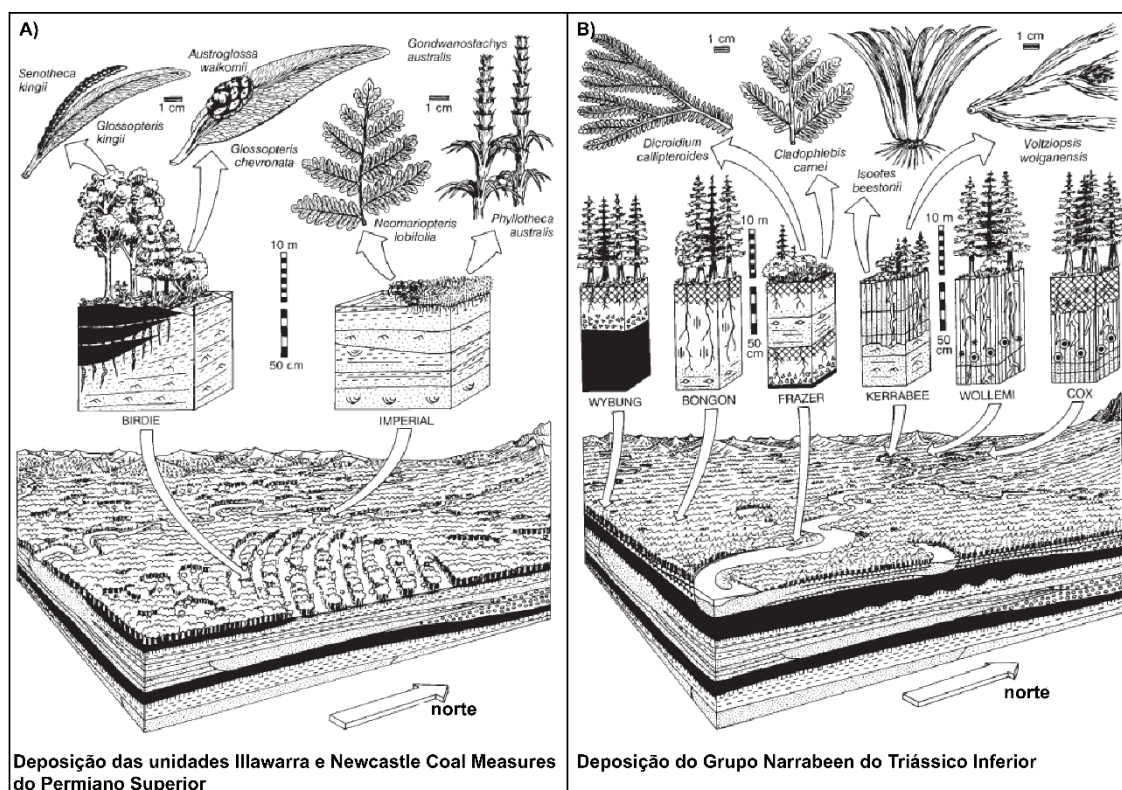


Fig. 17: Deposição nas unidades Illawarra e Newcastle Coal Measures do Permiano Superior e no Grupo Narrabeen do Triássico Inferior da Bacia de Sydney. Modificado de Retallack (1999).

4.1.3. Tasmânia

Nas reconstruções do Gondwana, os depósitos Permiano-Triássicos da Tasmânia estão justapostos aos depósitos antárticos da Terra de Victoria e provavelmente representam uma extensão dos depósitos de mesma idade das Montanhas Transantárticas (

Fig. 18; Collinson *et al.*, 1987). Estes depósitos foram acumulados em uma bacia sag ou de antepaís (Collinson *et al.*, 1987) e apresentam um padrão de sucessão ambiental semelhantes aos depósitos antárticos.

As unidades do Permiano Superior são compostas por arenitos médio a grossos intercalados com níveis de carvão e siltitos interpretados como sistemas fluviais meandantes costeiros, estes depósitos são denominados como “Sequência Upper Freshwater” ou Cygnet Coal Measures (Collinson *et al.*, 1987; Collinson *et al.*, 1990). De acordo com Fielding *et al.* (2010), estes depósitos podem ser interpretados como um sistema fluvial-estuarino sem influência glacial e lateralmente associados a sistemas costeiros de turfa. Nestes depósitos é comum a ocorrência de raízes de vertebrária *in situ* e bioturbação do tipo Planolites (Fielding *et al.*, 2010). Adicionalmente foram encontradas impressões de *Sphepnospidas*, *Glossopteris*, *Gangamopteris*, *Phyllothea* e *Schizoneura* em depósitos correlatos a esta unidade (Banks & Ahmad, 1962; Banks & Naqvi, 1967). Quanto ao conteúdo microfossílico, os depósitos apresentam uma assembleia marcada pela ocorrência da microflora de *Dulhuntyispora* o que sugere como pertencente ao Permiano tardio (Banks & Naqvi, 1967). Os depósitos continentais da Formação Cygnet Coal Measures são correlatos aos folhelhos marinhos carbonáticos do permiano superior pertencentes a Formação Jackey Shale (Collinson *et al.*, 1990).

O Triássico Inferior é caracterizado pela Formação Ross Sandstone, que ocorre superposta de forma discordante as formações Jackey Shale e Cygnet Coal Measures. Essa unidade registra a deposição de sistemas fluviais entrelaçados desprovidos de níveis de carvão, cujo registro é composto predominantemente por corpos arenosos (<10 m), quartzosos, médios a grossos, organizados em ciclos granodecrescentes ascendentes (Collinson *et al.*, 1987; Collinson *et al.*, 1990). Localmente ocorrem intervalos dominados por depósitos de lama, que são interpretados como de origem lacustre ou pertencentes a planícies de inundação (Collinson *et al.*, 1990). De acordo com Collinson *et al.* (1990) os depósitos da Formação Ross Sandstone são correlatos e englobam os depósitos do arenito Springs anteriormente pertencente a Formação Knocklofty, aflorante na porção sul da bacia da Tasmânia, e os arenitos da Formação Ossa, aflorantes no NW da bacia da Tasmânia.

Localidade Série - Estágio		Montanhas Transantárticas Centrais	Sul da Terra de Victoria	Norte da Terra de Victoria	Tasmânia	
Triássico Superior	Noriano	Formação Falla	D			
	Carniano			Formação Section Peak	Formação Brady	Camadas de carvão de New Town e Mt. Nicholas
Triássico Médio	Ladiano	Formação Fremouw Superior	C			
	Anisiano				Formação Tiers	
Triássico Inferior	Scythiano	Int. Inferior	B			
					Arenito Ross	Fm. Knocklofty
Permiano Superior		Formação Buckley	A		Fm. Cluan	Arenito Springs
					Folhelho Jackey	Cygnnet Coal Measures
			Cg. Feather	Fleming		

Fig. 18: Correlação estratigráfica entre a bacia da Tasmânia com as bacias da Antártida. Modificado de Collinson *et al.* (1987).

Quanto ao conteúdo fóssilífero dessa unidade, o registro apresenta um predomínio de vertebrados fósseis, dos quais incluem o réptil proterosuquídeo *Tasmaniosaurus triassicus* (Camp & Banks, 1977) e temnospondilos como *Blinasaurus townrowi*, *Chomatobatrachus halei*, *Deltasaurus kimberleyensis* e *Derwentia warreni* (Cosgriff, 1974). Quanto ao registro microfossilífero, estes depósitos apresentam *Lundbladispora brevicula* e *Densilosporites playfordi* (Playford, 1965; Camp & Banks, 1977).

Quanto ao registro isotópico da Bacia da Tasmânia, Lestari e colaboradores (2024) realizaram análises de $\delta^{13}\text{C}$ em um poço que atravessa o Supergrupo Parmeener (Carbonífero tardio–Triássico), localizado na porção norte da bacia. Contudo, o limite Permiano–Triássico não está preservado, pois corresponde a uma discordância que se estende do Guadalupiano ao Induano. Além disso, os depósitos de idade Induana–Olenekiana apresentam espessura conjunta de 6 metros. Ao longo do poço, foram identificadas apenas três excursões de carbono de correlação global, associadas aos eventos do Guadalupiano (Permiano Médio), do Carniano (Triássico tardio) e do Noriano (Triássico tardio).

4.2. Bacias de clima temperado/ Rift da porção central e setentrional da Índia

Ao longo das porções central e setentrional da Índia, diversas bacias do tipo rift, limitadas por falhas normais e caracterizadas por geometrias de meio-gráben, estavam consolidadas durante o Permo-Triássico (Veevers & Tewari, 1995). A gênese dessas bacias está associada à reativação de lineamentos de rifts intracratônicos proterozoicos sob um regime tectônico extensional (Veevers & Tewari, 1995; Ghosh, 2002). Esses meios-grábens integram um sistema de rift de grande escala, cuja extensão alcança aproximadamente 1.000 km ao longo da margem passiva do Tethys, sendo conjugado aos rifts localizados no leste da Antártica (Veevers & Tewari, 1995; Ghosh, 2002). Algumas dessas bacias preservam um registro abundante de estruturas de deformação em sedimentos inconsolidados nos depósitos permianos, o que, segundo Bhattacharya *et al.* (2016), constitui evidência de paleosismicidade associada à atividade de falhamentos sin-sedimentares, provavelmente vinculados ao desenvolvimento extensional das bacias durante o Permiano.

4.2.1. Índia (*Bacias Satpura /Raniganj*)

Na Índia o limite Permiano-Triássico continental ocorre nas bacias de Son–Mahanadi, Satpura e Raniganj (Sarkar *et al.*, 2003), no entanto, apenas a última é reconhecida quanto a completude da seção, sendo essa cotada como candidata a seção-tipo da transição P.-Tr. na Índia. A Bacia de Raniganj é uma bacia do tipo rift, cujo preenchimento é dado pelo supergrupo Gondwana que se entende do Permiano ao Cretáceo inferior, a deposição ocorreu ao longo de depressões limitadas por falhas e zonas de cisalhamento *en-echelon*, que são paralelas a lineamentos do escudo da Índia peninsular (Ghosh, 2002).

O limite P-T é composto pelas formações Raniganj (Permiano Superior) e Panchet (Triássico Inferior), que apresentam relações de contato tanto gradacionais quanto em discordância local (Sarkar *et al.*, 2003). As rochas Permianas da Formação Raniganj são compostas por intercalações de arenitos brancos a acinzentados, folhelhos negros e carvões (Sarkar *et al.*, 2003). Estes depósitos são interpretados como de origem flúvio-lacustre, em condições que proporcionaram a formação de extensos pântanos de turfa (Mishra *et al.*, 2017). Acima dos níveis de carvão é comum

a ocorrência de siltitos com clastos de vegetais terrestres, constituindo gradação normal e sugerindo a ocorrência e aumento de fluxos turbidíticos próximos ao limite P-T, culminando na presença de um conglomerado matriz suportado interpretado como um fluxo de detritos (Fig. 19; Sarkar *et al.*, 2003). Quanto ao conteúdo fossilífero da Formação Raniganj, são encontrados fósseis corpóreos da assembleia Vertebraria-Glossopteris, e assembleias micropaleontológicas de grãos de pólen bissacados do gênero *Crescentipollenites* e monosacados estriados do tipo *Densipollenites* (Fig. 19; Sarkar *et al.*, 2003).

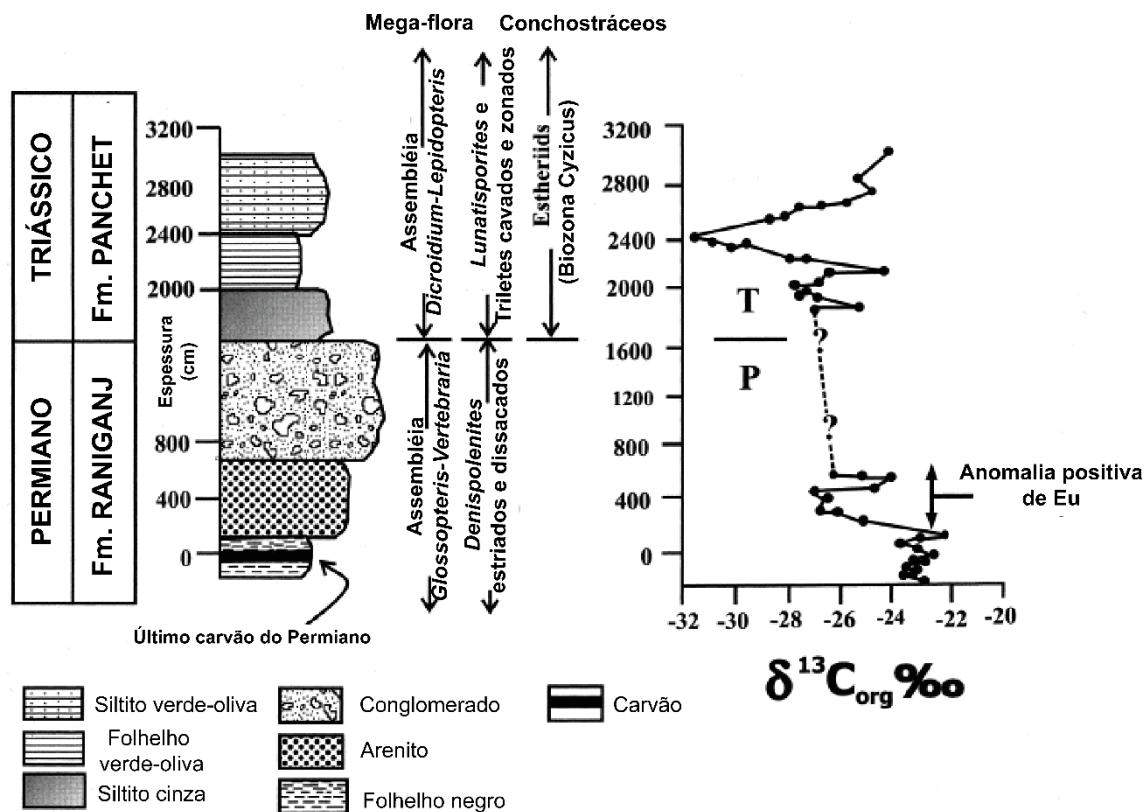


Fig. 19: Limite Permiano-Triássico na bacia de Raniganj. Modificado de Sarkar *et al.* (2003).

Por outro lado, as rochas Triássicas da Formação Panchet são compostas por arenitos de coloração rosada e folhelhos cinzas a verde-oliva (Sarkar *et al.*, 2003). Estes depósitos foram depositados em ambientes fluviais-entrelaçados em um clima predominantemente quente e árido (Mishra *et al.*, 2017). Quanto ao conteúdo paleontológico são encontrados fragmentos de fósseis da assembleia *Dicroidium-Lepidopteris*, assim como assembleias de esporos que incluem *Lunatisporites*, *Densoisporites*, *Lundbladispota* (Fig. 19; Sarkar *et al.*, 2003). Adicionalmente são encontrados conchostráceos pertencentes a biozona de Cyzicus, dos quais destacam

se a assembleia de *Cyzicus bengalensis*, *C. mangaliensis* e *Cornia panchetella* que são indicativos do Triássico inicial (Fig. 19; Sarkar *et al.*, 2003).

O registro isotópico de $\delta^{13}\text{C}$ ao longo da seção Permiano-Triássica de Banspetali revela valores estáveis ao longo de -25 ‰ com flutuações de -4 ‰ nos sedimentos da Formação Raniganj próximo ao limite P-T, que estão associadas com uma anomalia positiva de Európio (Fig. 19; Sarkar *et al.*, 2003). Segundo Sarkar *et al.* (2003) isso sugere uma provável mudança de proveniência durante a deposição, vinculada a mudanças paleogeográficas de cunho tectônico ou no nível do mar que mudaram o padrão erosivo próximo ao limite. Ao longo da porção basal da Formação Panchet (Triássico Inicial), os valores de $\delta^{13}\text{C}$ caem em média -6 ‰ e alcançam um máximo de -9‰, o que é comparável a aqueles medidos na Bacia do Karoo e na Australia sugerindo sincronidade de eventos ao longo do Gondwana (Sarkar *et al.*, 2003). Em relação ao registro isotópico de oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$), executado nas primeiras argilas autigênicas, evidencia um aumento de 6,6‰ a 10,4‰ que foi interpretado como uma transição de um clima úmido para semi-árido (Dutta & Suttner, 1986; Sarkar *et al.*, 2003). Essa transição climática é corroborada pelo um acréscimo na ocorrência de esmectita, clorita, feldspatos potássicos rosados e minerais ferruginosos logo acima da última ocorrência de carvão da Formação Raniganj.

4.3. Bacias de clima temperado / Bacia de Antepais e Rifts do Centro e Sudoeste Africano resultantes da colisão com o orógeno do Cabo

As bacias que ocupam as porções central e meridional da África registram a evolução do Supergrupo Karoo, representando um ciclo sedimentar de primeira ordem associado à amalgamação e à subsequente fragmentação do supercontinente Pangea (Catuneanu *et al.*, 2005). As bacias formadas durante esse intervalo desenvolveram-se sob uma dinâmica tectônica complexa, resultante da interação entre esforços compressivos propagados ao longo da margem sudoeste do Gondwana e esforços distensivos oriundos da margem do Tethys (Catuneanu *et al.*, 2005).

Os esforços compressivos estão relacionados à margem convergente situada na porção sul do Gondwana, caracterizada pela subducção rasa da placa paleopacífica sob o supercontinente. Esse processo culminou na acreção e colisão de

diversos terrenos e na formação do Cinturão de Dobramentos e Cavalgamentos do Cabo. As bacias desenvolvidas nesse contexto correspondem a bacias de retroarco do tipo antepaís, sendo a Bacia do Karoo da África do Sul o principal exemplo desse sistema.

Em contraste, o campo de esforços distensivos que atuou nas porções central e setentrional do Gondwana teve origem, provavelmente, por volta de 320 Ma, associada à amalgamação do supercontinente. Esse evento teria gerado uma anomalia térmica intracontinental, resultando no desenvolvimento de um domo termal que precedeu o rifteamento (Veevers & Powell, 1994; Catuneanu *et al.*, 2005). O regime extensional decorrente promoveu a abertura do domínio do Tethys, cujos esforços distensivos atuaram desde o Carbonífero Superior até a ruptura do Gondwana no Jurássico Médio (Catuneanu *et al.*, 2005).

Nesse contexto extensional, distinguem-se dois grandes domínios de bacias: (i) bacias do tipo *sag*, desenvolvidas principalmente na porção ocidental da África, e (ii) bacias extensionais do tipo rift, predominantes na porção oriental do continente (Catuneanu *et al.*, 2005). As bacias rift do domínio leste compreendem um conjunto de sistemas que se estendem do rio Zambezi ao Chifre da África, incluindo, entre outras, as bacias do Botswana (Kalahari), Zimbabwe (bacias do Vale Médio do Zambezi e de Luangwa), Moçambique (Moatize–Minjova), Tanzânia (Ruhuhu) e Madagascar (Sakamena *Rift*). Por sua vez, as bacias do tipo *sag* incluem principalmente as bacias de Angola e do Congo.

Dada a maior completude estratigráfica e o melhor controle cronológico e paleoambiental do registro sedimentar, a presente revisão concentra-se no registro vinculado ao domínio de retroarco de antepaís e as bacias rift do domínio leste africano.

4.3.1. África do Sul (*Bacia do Karoo*)

O limite Permiano-Triássico na África do Sul é considerado o registro mais completo do limite Permiano-Triássico em ambiente terrestre, apresentando boas espessuras e possibilidade de ampla correlação na bacia (Gastaldo *et al.*, 2022). Os

depósitos estão contidos no supergrupo Karoo da Bacia do Karoo, que por sua vez é interpretada como uma bacia de retroarco de antepaís formado atrás de um arco magmático e de um cinturão de dobramento e cavalgamento cujo padrão de preenchimento apresenta diacronismo inerente as porções distais e proximais da bacia (Catuneanu *et al.*, 1998).

O final do Permiano e início do Triássico na Bacia do Karoo é representado pelas formações Balfour e Katberg. A Formação Balfour é composta por arenitos quartzo-feldspáticos amarelo-avermelhados e siltitos, cujas associações de fácies compõem depósitos de canais, barras de pontal, dique marginal, espraiamento de crevasse e meandros, que são interpretados como depósitos de origem fluvial dominada por sistema fluviais de alta sinuosidade incisos em paleosolos de coloração verde-oliva (Retalack *et al.*, 2003; Gastaldo *et al.*, 2015). Na porção de topo (Membro Palinklof), os sistemas os depósitos fluviais mudam de estilo e passam a apresentam baixa sinuosidade, enquanto os paleosolos tornam-se cinza-avermelhados (Fig. 20; Ward *et al.*, 2000; Smith & Botha-Brink, 2014).

Quanto ao conteúdo fossilífero vegetal da Formação Balfour, incluem-se uma variedade de folhas de *Glossopteris*, estruturas reprodutivas como *Lidgettonia* e *Rigbya* e raízes carbonizadas identificadas como *vertebraria* (Retallack *et al.*, 2003). Quanto ao conteúdo palinológico, foram encontrados microfósseis referentes a Zona de Associação de *Dulhuntyispora parvithola*, correlacionável com a bacia de Sidney (Gastaldo *et al.*, 2022).

Fósseis de vertebrados no membro Palinklof pertencem a zona de associação de *Daptocephalus*, anteriormente conhecida como zona de associação de *Dicynodon*, que inclui cerca de 34 gêneros de vertebrados terrestres (Rubidge, 1995; Gastaldo *et al.*, 2022). Essa zona é limitada pelo primeiro aparecimento de *L. murrayi* e *L. declivis* que marcam o início da Zona de Associação de *Lystrosaurus declivis*, que representa a expressão terrestre da extinção do final do Permiano e, portanto, corresponde ao Permiano Superior (cf. Gastaldo *et al.*, 2022). A zona de associação de *Lystrosaurus* apresenta 17 gêneros distintos, o que sugere perda de 88% dos gêneros para a extinção (Rubidge, 1995; Retallack *et al.*, 2003). Esses fósseis apresentam um aumento no grau de desarticulação e fragmentação em sentido ao limite Permiano Triássico, o que pode ser interpretado como consequência de um decréscimo na

acumulação de planícies de inundação e de inundações à medida que se aproxima do limite P-T (Smith & Botha-Brink, 2014).

A Formação Katberg é composta por conglomerados intraformacionais e arenitos finos a médios, organizados em ciclos granodecrescentes ascendentes com espessura aproximada de 5 a 10 metros. Localmente, esses depósitos são intercalados com siltitos de coloração verde-oliva e lamitos avermelhados, com espessura variando entre 2 e 10 metros, os quais são comumente erodidos pelo ciclo sedimentar subsequente (Fig. 20; Smith & Botha-Brink, 2014).

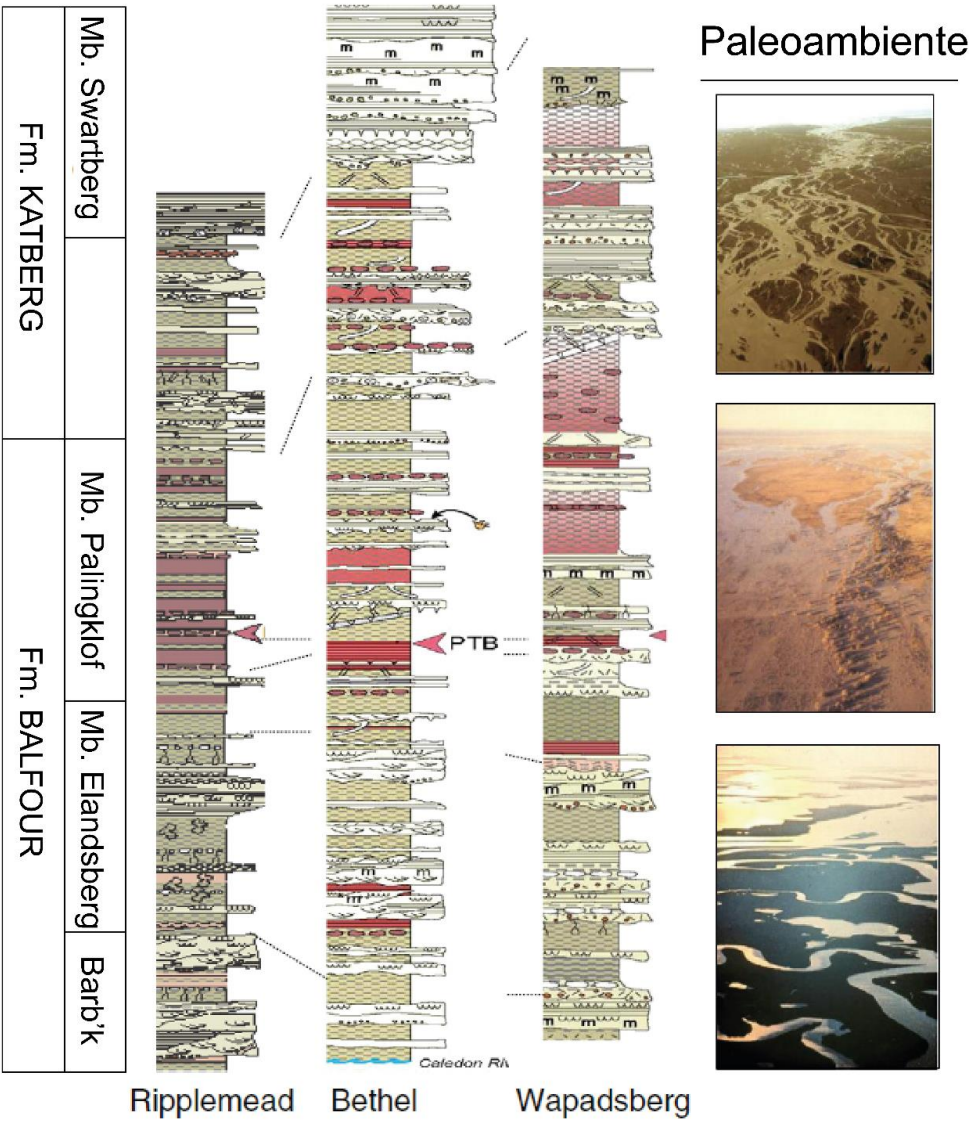


Fig. 20: Coluna estratigráfica e sucessão de ambientes sedimentares análogos aos ambientes interpretados para o intervalo Permiano-Triássico, na figura o limite Permiano-Triássico está posto em

uma “camada de evento” em no Membro Palinklof conforme Ward (2001). Modificado de: Smith & Botha-Brink (2014).

Os corpos arenosos apresentam, em geral, geometria tabular e são limitadas por superfícies erosivas. Os estratos são compostos por estruturas cruzadas acanaladas e planares, podendo ocasionalmente exibir laminação horizontal e marcas onduladas. Estes pacotes arenosos ocorrem frequentemente amalgamados e apresentam relações sedimentológicas que sugerem acreção frontal (Neveling, 2004; Pace *et al.*, 2009; Bordy *et al.*, 2011; Smith & Botha-Brink, 2014). Os lamitos, por sua vez, frequentemente exibem gretas de contração preenchidas por arenitos associados a eventos de espriamento de crevasse (Smith & Botha-Brink, 2014). Já os conglomerados intraformacionais mostram evidências de retrabalhamento pedogênico e textura de encolhimento septário (Smith & Botha-Brink, 2014). Os depósitos da Formação Katberg são interpretados como canais fluviais de baixa sinuosidade, amplos, porém rasos, desenvolvidos sob condições de alta variabilidade de descarga, associados com áreas de planície de inundação e depósitos de espriamento de crevasse (Smith & Botha-Brink, 2014).

Os fósseis vegetais da Formação Katberg incluem troncos de coníferas permineralizados (e.g., *Dadoxylon sclerosum*) além de pequenas sementes ovóides, fragmentos de brotos de licópsidas, fragmentos de folhas e finas “agulhas” de coníferas, similares às floras registradas no Grupo Sakamena, em Madagascar, e na Bacia de Sidney (Retallack *et al.*, 2003).

Em relação aos fósseis de vertebrados, a Formação Katberg corresponde à Zona de Associação de *Lystrosaurus*, que compreende anfíbios, pararreptéis, arcossauromorfos e uma ampla variedade de terápsidos (Smith & Botha-Brink, 2014). Paleotocas atribuídas à icnoespécie *Reniformichnus katikatii* ocorrem ao longo dos depósitos de planície de inundação da porção basal da unidade. Esses icnofósseis foram preenchidos passivamente durante episódios de inundação rápida, em níveis onde também ocorrem fósseis de *Lystrosaurus sp.* e *Procolophon trigoniceps* (Krummeck & Bordy, 2018).

O registro isotópico de δO^{18} conduzido na Zona de Associação de *Daptocephalus* feita através da análise do fosfato de presas de dicinodontes e nódulos de carbonato comporta curvas com baixos valores ao longo do Permiano, com um

aumento de aproximadamente 2% na porção correspondente ao Triássico, onde as oscilações de valores iniciam a partir do limite definido por Smith & Botha-Brink (2014) (MacLeod *et al.*, 2000). De acordo com MacLeod *et al.* (2000), esse acréscimo de valores isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ apontam para um acréscimo de 4 a 6 °C durante a deposição da porção de topo da seção analisada, o que corrobora com a ideia de aumento da temperatura e aridez ao longo do triássico inicial. Quanto aos valores isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$, a Bacia do Karoo não apresenta condições adequadas para análise (cf. Tabor *et al.*, 2007). Alguns autores tentaram conduzir análises de $\delta^{13}\text{C}$ e nódulos em paleossolos, no entanto os valores negativos obtidos refletem as condições de precipitação da calcita, que na Bacia do Karoo são derivadas da oxidação da matéria orgânica em ambientes anóxicos e de baixa drenagem que podem estar associados a redução de sulfato, o que por sua vez não reflete diretamente nas condições atmosféricas extrabaciais (Tabor *et al.*, 2007).

O posicionamento do limite Permiano–Triássico (P–Tr) na Bacia do Karoo tem sido objeto de debate contínuo ao longo das últimas décadas, com diferentes autores propondo sua localização em distintos níveis estratigráficos. As principais hipóteses podem ser sintetizadas da seguinte forma:

(i) Base da Formação Katberg, definida pelo primeiro aparecimento do dicinodonte do gênero *Lystrosaurus* (Kitching, 1977). Essa proposta, entretanto, é considerada problemática, uma vez que estudos posteriores demonstraram a sobreposição estratigráfica entre as biozonas de *Lystrosaurus* e *Dicynodon* ao longo de aproximadamente 41 metros (Smith, 1995; Smith & Ward, 2001), comprometendo o uso desse critério como marcador cronoestratigráfico preciso. Conforme apontado por Gastaldo *et al.* (2022), restos de *Moschorhinus*, um espécime designado a zona de associação de *L. declivis*, ocorre frequentemente com os espécimes *Daptocephalus lacerticeps* e *Lystrosaurus maccaigi* que são fósseis diagnósticos da zona de associação de *Daptocephalus*. Além disso, foi encontrado um crânio de *Dicynodon leontocephalus* no mesmo horizonte estratigráfico do *L. declivis* e *L. murrayi*, que são táxons diagnósticos da Zona de Associação de *Lystrosaurus* (Gastaldo *et al.*, 2018). Tais relações sugerem co-ocorrência entre as faunas ao longo do Changhsingiano, visto que estas compartilham táxons diagnósticos e ocorrem em uma paisagem rica em Glossopteris, ocorrendo em diferentes magnetozonas e

posições estratigráficas distintas ao longo dos afloramentos da Bacia do Karoo (Gastaldo et al., 2022).

(ii) Imediatamente abaixo de um intervalo de lamitos interpretado como uma camada de evento (Ward et al., 2000), no qual são registradas mudanças ambientais significativas, incluindo a transição entre diferentes estilos fluviais. Esse intervalo coincide com a última ocorrência de fósseis atribuídos à Zona de Associação de *Dicynodon* (Ward et al., 2000, 2005; Smith & Ward, 2001), sendo frequentemente interpretado como um marcador próximo ao limite P–Tr.

(iii) Em uma camada de lamitos brechados interpretados como pedolitos, inserida em ciclos deposicionais compostos por barras de pontal e lamitos no Membro Palingkloof da Formação Balfour (Retallack et al., 2003). Essa interpretação enfatiza mudanças pedogenéticas e ambientais associadas ao final do Permiano.

(iv) Em um nível milimétrico a centimétrico (~2 cm) de intercalações finas de siltitos e lamitos, associado à presença de um horizonte com nódulos micríticos oblatos (Ward et al., 2012). Esse nível foi interpretado como um possível *datum* estratigráfico e potencial camada de evento (Ward et al., 2000), frequentemente correlacionado a uma mudança abrupta nas condições sedimentares e a um empobrecimento significativo do registro paleontológico (Smith & Botha-Brink, 2014). No entanto, conforme salientado por Gastaldo et al. (2020), existem incertezas quanto à sua correlação estratigráfica regional, uma vez que esse horizonte não apresenta correspondência direta com os níveis propostos por Smith & Ward (2001) e Retallack et al. (2003), apesar de compartilhar critérios diagnósticos semelhantes.

(v) No interior da Formação Katberg, conforme sugerido por dados integrados de geocronologia U–Pb, magnetoestratigrafia e ocorrências fossilíferas (Gastaldo et al., 2015, 2018, 2022). Esses dados indicam a persistência de táxons característicos da Zona de Associação de *Dicynodon*, bem como de restos vegetais atribuídos à flora de *Glossopteris*, acima do suposto limite P–Tr (Fig. 20), o que implica um posicionamento mais elevado do limite em relação às propostas clássicas.

Em conjunto, essas interpretações evidenciam a complexidade do registro continental do limite Permiano–Triássico na Bacia do Karoo e reforçam a dificuldade de estabelecer um horizonte marcador único e regionalmente correlacionável,

refletindo o caráter diacrônico das mudanças ambientais, sedimentares e biológicas associadas a essa transição.

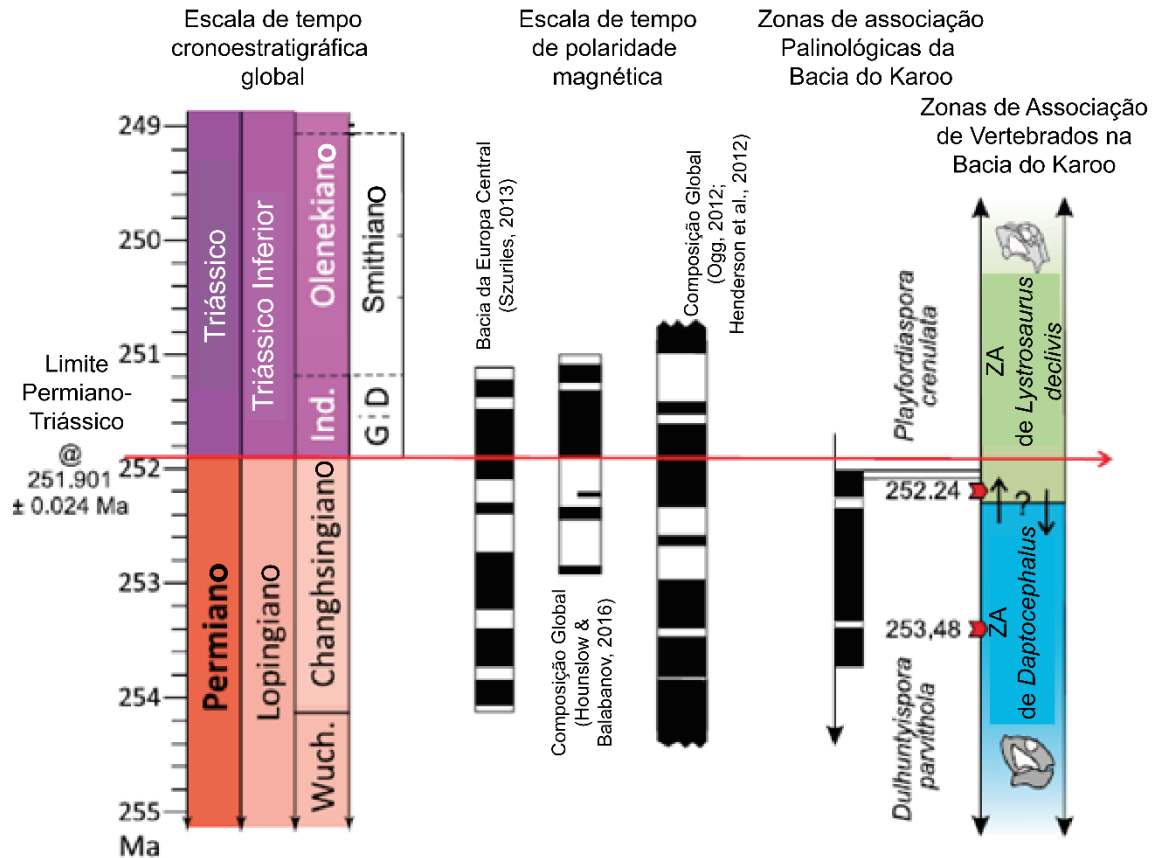


Fig. 21: Limite Permiano-Triássico na Bacia do Karoo. Modificado de Gastaldo *et al.* (2022).

4.3.2. Madagascar (Bacia de Morondava)

Os depósitos Permo-Triássicos de Madagascar ocorrem ao longo do Supergrupo Karoo na Bacia de Morondava (Wescott & Diggins, 1998). A Bacia de Morondava é interpretada como uma bacia do tipo rift, cujo espaço de acomodação foi gerado em resposta aos esforços distensivos atuantes no Gondwana e ao início da separação entre o continente africano e a ilha de Madagascar, processo iniciado já no Asseliano (Hankel, 1994).

Estruturalmente, a bacia é constituída por dois grabens estreitos, limitados por falhas de orientação aproximadamente N-S, separados por um horst central que manteve os compartimentos isolados até o Triássico Inferior (Smith, 2000). De acordo com Smith (2000), essa compartimentação estrutural favoreceu o desenvolvimento de associações sedimentares contrastantes entre os dois grabens, resultando em um

domínio flúvio-lacustrino com influência marinha na porção norte da bacia e um domínio essencialmente fluvial na porção sul (Fig. 22).

O limite Permiano–Triássico está inserido no Grupo Sakamena (Permiano Superior–Jurássico Inferior), que apresenta espessura total variando entre aproximadamente 2.000 e 4.000 metros e é subdividido nas formações Sakamena Inferior, Sakamena Intermediária e Sakamena Superior (Wescott & Diggins, 1998). Nesse contexto, o limite Permiano–Triássico é reconhecido no contato entre a Formação Sakamena Inferior, atribuída ao Permiano Superior, e a Formação Sakamena Intermediária, de idade Triássica inicial (Wescott & Diggins, 1998).

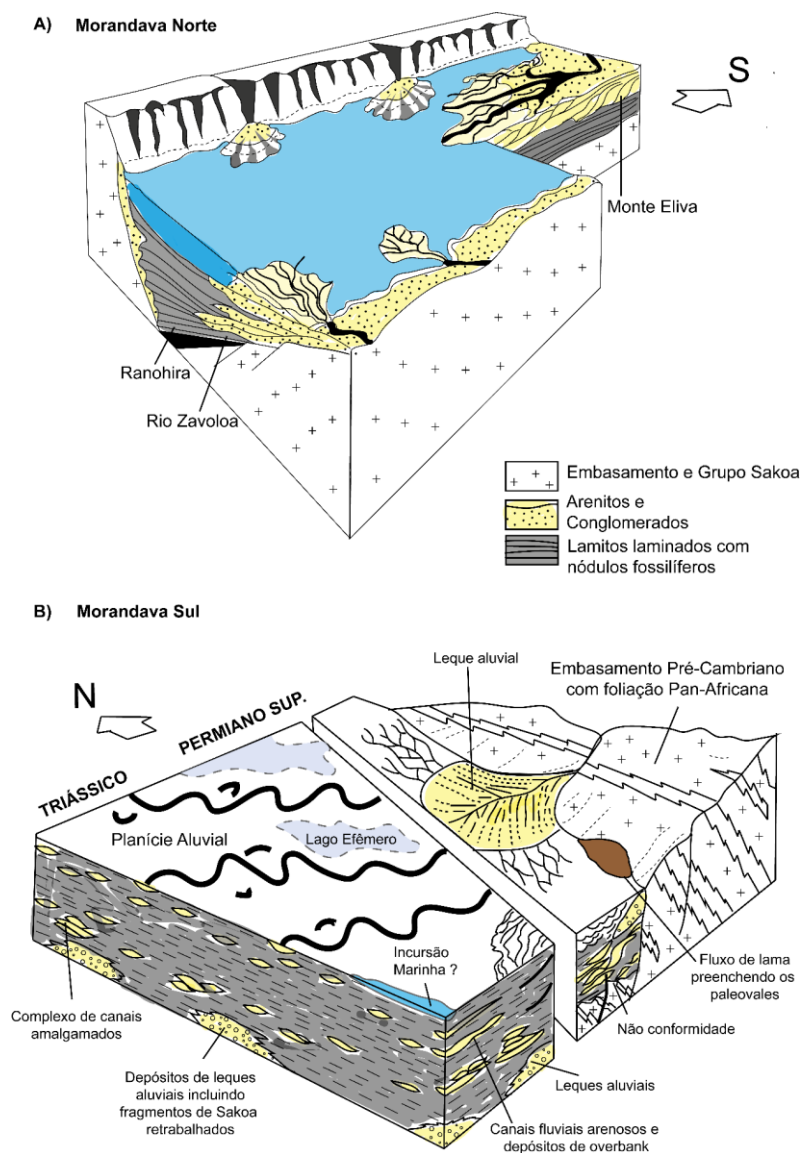


Fig. 22: Reconstrução paleoambiental da Bacia de Morandava, porções Norte (A) e Sul (B). Modificado de Smith (2000) e Westcott & Diggins (1998).

A Formação Sakamena Inferior é composta por uma sucessão clástica caracterizada por associações de fácies que incluem intercalações de conglomerados matriz-suportados e arenitos grossos, bem como arenitos médios intercalados com lamitos acinzentados, organizados em sucessões granodecrescentes ascendentes (Wescott & Diggens, 1998). O contato basal da unidade é marcado por uma discordância angular em relação ao Grupo Sakoa, frequentemente exibindo superfícies erosivas que cortam a unidade Calcário Vohitolia (Permiano Médio) (Wescott & Diggens, 1998).

Os conglomerados apresentam, em geral, clastos derivados tanto do embasamento cristalino quanto das unidades sedimentares subjacentes, incluindo fragmentos de calcários provenientes do Calcário Vohitolia. Os arenitos, por sua vez, ocorrem em corpos lenticulares, com estratificação cruzada e planar, e exibem bases erosivas conglomeráticas compostas predominantemente por seixos e clastos arrancados de lamitos (Wescott & Diggens, 1998).

As intercalações entre conglomerados matriz-suportados e arenitos grossos lenticulares são interpretadas como depósitos de fluxos de detritos associados a sistemas fluviais, nos quais os conglomerados são frequentemente retrabalhados pelos arenitos durante eventos episódicos de inundação (Wescott & Diggens, 1998). Já as associações de fácies constituídas por intercalações lamito–arenito formam, comumente, ciclos deposicionais de aproximadamente 15 a 30 metros de espessura. Esses ciclos são interpretados como depósitos de sistemas fluviais de baixa a média sinuosidade, com presença significativa de lama, porém com ausência de evidências claras de acreção lateral nas fácies arenosas, sugerindo uma posição distal em relação a leques aluviais desenvolvidos na base da Formação Sakamena Inferior (Wescott & Diggens, 1998).

De acordo com Smith (2000), na porção norte da Bacia de Morondava, a Formação Sakamena Inferior inclui ainda depósitos de origem lacustre, os quais se interdigitam lateralmente com as fácies fluviais, refletindo a compartimentação estrutural e a variabilidade paleogeográfica da bacia.

No que se refere ao conteúdo fossilífero, a Formação Sakamena Inferior é caracterizada por um predomínio de grãos de pólen bissacados, que correspondem a aproximadamente 45–80% da assembleia palinológica, representados principalmente pelos táxons *Guttulapollenites hannonicus* e *Weylandites lucifer*. Grãos de pólen bissacados teniados ocorrem em menores proporções (1–20%) e incluem

representantes dos gêneros *Protohaploxypinus*, *Lueckisporites*, *Striatopodocarpites* e *Lunatisporites* (Wright & Askin, 1987). Além desses, são registrados grãos de pólen bissacados não teniados, que perfazem cerca de 8–17% da assembleia, incluindo *Platysaccus*, *Falcisporites*, *Alisporites*, *Sulcatisporites* spp., *Klausipollenites schaubegeri* e *Vitresporites pallidus* (Wright & Askin, 1987). Os esporos são raros, representando apenas 2–8% da associação, com ocorrências predominantemente atribuídas ao gênero *Apiculatisporis* (Wright & Askin, 1987).

Essa assembleia palinológica é dominada por gimnospermas especializadas, apresenta baixa diversidade taxonômica e inclui elementos indicadores de condições climáticas áridas a semiáridas, como as plantas produtoras dos grãos do gênero *Weylandites* (Wright & Askin, 1987).

Quanto ao registro de vertebrados fósseis, a Formação Sakamena Inferior exibe elevada diversidade, incluindo procolofonídeos, como *Barasaurus*; tangassaurídeos e younginiformes especializados à vida aquática, como *Hovasaurus* e *Thadeosaurus*; younginiformes basais, como *Acerosodontosaurus*; e diápsidos, como *Claudiosaurus* e *Coelurosauravus* (Ketchum & Barrett, 2004). Além desses, ocorrem registros esparsos de peixes do gênero *Atherstonia*, temnospôndilos atribuídos a *Rhinesuchus* e sinápsidos indeterminados, ampliando o espectro ecológico documentado para a unidade.

A Formação Sakamena Intermediária é composta predominantemente por intercalações de lamitos e arenitos em sua porção basal, seguidas por sucessões dominadas por arenitos e lamitos maciços. Os arenitos são de composição sub-arcoseana, micáceos e ricos em detritos orgânicos, ocorrendo tipicamente como corpos lenticulares, amalgamados e, por vezes, organizados em ciclos granodecrescentes ascendentes. Esses depósitos são interpretados como produtos de sistemas fluviais de baixa a moderada sinuosidade. Os lamitos maciços, por sua vez, apresentam ocasionalmente horizontes nodulares carbonáticos, interpretados como depósitos de *overbank* ou de planície de inundação, com desenvolvimento esporádico de paleossolos (Wescott & Diggins, 1998).

Em contraste, na porção norte da Bacia de Morandava, a Formação Sakamena Intermediária é dominada por depósitos lamíticos, atribuídos a um episódio transgressivo relacionado à instalação de um mar epicontinental (Wescott & Diggins, 1998; Smith, 2000).

No que diz respeito ao conteúdo fossilífero, a assembleia palinológica da Formação Sakamena Intermediária é dominada por esporos de licópsidas, que correspondem a aproximadamente 25–40% da associação, incluindo principalmente *Densoisporites* spp., *Kraeuselisporites* spp. e *Lundbladispora* spp. (Wright & Askin, 1987). A assembleia característica inclui ainda *Playfordiaspora crenulata*, *Triplexisporites playfordii*, *Limatulasporites fossulatus*, *Ephedripites* sp., *Striomonosaccites morondavensis* e *Dictyophyllidites mortoni* (Wright & Askin, 1987). Os grãos de pólen bissacados teniados representam cerca de 14–26% da assembleia palinológica, sendo dominados por *Lunatisporites pellucidus* (Wright & Askin, 1987).

O registro de macrofósseis da Formação Sakamena Intermediária é amplamente dominado por uma ictiofauna diversa, composta por aproximadamente 36 táxons, incluindo celacantos, dipnoicos e uma grande diversidade de actinopterígios (Ketchum & Barrett, 2004). Além disso, são frequentes os registros de temnospôndilos, tais como *Deltacephalus*, *Mahavisaurus*, *Parotosuchus*, *Tertremoides*, *Trematosaurus* e *Wantzosaurus*, bem como, de forma subordinada, anuros basais do gênero *Triadobatrachus*.

Adicionalmente, Ketchum & Barrett (2004) descreveram uma coleção significativa de procolofonídeos e younginiformes provenientes de afloramentos da Formação Sakamena Intermediária na Bacia de Diego, incluindo materiais atribuídos a *Hovasaurus boulei* e *Barasaurus besairiei*, além de representantes das famílias Tangasauridae e Tangasaurinae. Segundo os autores, a persistência desses táxons, predominantemente de pequeno porte, sugere a sobrevivência seletiva de determinados grupos de vertebrados à extinção Permiano–Triássica.

4.3.3. Moçambique (Bacia de Moatize-Minjova)

Em Moçambique, o limite Permiano–Triássico é registrado na Bacia de Moatize–Minjova, cuja evolução está associada a esforços distensivos com direção S–SW e à reativação de falhas herdadas com orientações NW–SE e NNE–SSW desde o Permiano Inferior, culminando nos processos de ruptura do Gondwana (Bicca *et al.*, 2017). Nesse contexto, as unidades que abrangem o intervalo do limite pertencem ao Grupo Karoo, mais especificamente às formações Moatize (Permiano

Inferior–Médio), Matindé (Permiano Superior–Triássico Inicial?) e Cádzi (Triássico Inicial?–Médio).

As principais dificuldades na definição estratigráfica do limite Permiano–Triássico nessa bacia estão relacionadas às incertezas quanto ao posicionamento de uma unidade conglomerática situada entre as formações Matindé e Cádzi. Alguns autores, como Galasso *et al.* (2019), atribuem essa unidade à base da Formação Cádzi (Triássico Médio), fundamentando-se principalmente em mudanças no ambiente deposicional, no conteúdo micropaleontológico e na coloração das rochas. Em contraste, estudos conduzidos pelo consórcio GTK (2006), por Pereira *et al.* (2016) e por Bicca *et al.* (2017) posicionam essa unidade conglomerática no topo da Formação Matindé (Permiano Superior), com base em critérios faciológicos associados a sistemas fluviais entrelaçados, no conteúdo palinológico, em correlações com unidades equivalentes de bacias adjacentes e em sua distribuição areal.

A Formação Moatize é composta por conglomerados arenitos médios a muito finos, lamitos carbonosos e camadas de carvão (Bicca *et al.*, 2017). Estes depósitos são interpretados como de origem fluvial de alta sinuosidade, constituindo associações de fácies de canais meandantes e depósitos de overbank, onde o carvão foi depositado ao longo das planícies de inundação ou meandros abandonados (Fig. 23; Bicca *et al.*, 2017), lateralmente é comum a presença de depósitos lacustres influenciados por uma maior taxa de subsidência de bacia (Nyambe & Utting, 1997; Mugabe, 1999; Bicca *et al.*, 2017). A seção tipo dessa unidade apresenta uma espessura máxima de 340 metros (GTK Consortium, 2006), caracterizada por uma riqueza palinológica.

Em relação as assembleias microfossilíferas, os depósitos dessa Formação são dominados por uma assembleia característica do final do Changhsingiano, constituída por grãos de pólen associadas a flora de glossopterideas (*Protohaxypinus* e *Striatopodocarpites*) e esporos triletes cavados do gênero *Kraeuselisporites*, além de grãos de pólen de coníferas e pteridospermas como *Lueckisporites virkkiae*, *Guttulapollenites hannonicus* e *Weylandites lucifer* (Lopes *et al.*, 2021; Pereira *et al.*, 2016). O conteúdo sedimentológico e paleontológico sugere a predominância de um clima temperado úmido no topo da Formação Moatize (Mugabe, 1999)

A Formação Matindé é composta por arenitos avermelhados médio a grossos, arenitos conglomeráticos e conglomerados matriz suportados (Bicca *et al.*, 2017). Esses arenitos constituem padrões granodecrescentes ascendentes, frequentemente

apresentando estruturas que sugerem a presença de macroformas de acreção frontal ou migração longitudinal (Fig. 23; Bicca *et al.*, 2017). Essa associação de fácies aponta para a deposição em um sistema fluvial de baixa sinuosidade com elementos que sugerem a transição de um clima temperado úmido para um clima quente e árido síncrono com o soerguimento dos ombros do rift (Pereira *et al.*, 2016; Bicca *et al.*, 2017). Seu contato com a Formação Moatize é irregular, constituindo um limite de sequência marcado pela sobreposição de sistemas fluviais entrelaçados sobre planícies de inundação meandranes marcando o término das acumulações de carvão (Bicca *et al.*, 2017).

Em relação a assembleia palinológica, os depósitos de topo da Formação Matindé são dominados por esporos de licópodes como *Indotriradites* spp., *Lundbladispora* spp. e *Lunatisporites pellucidus*, sugerindo uma transição florística característica de um clima quente e árido (Pereira *et al.*, 2016).

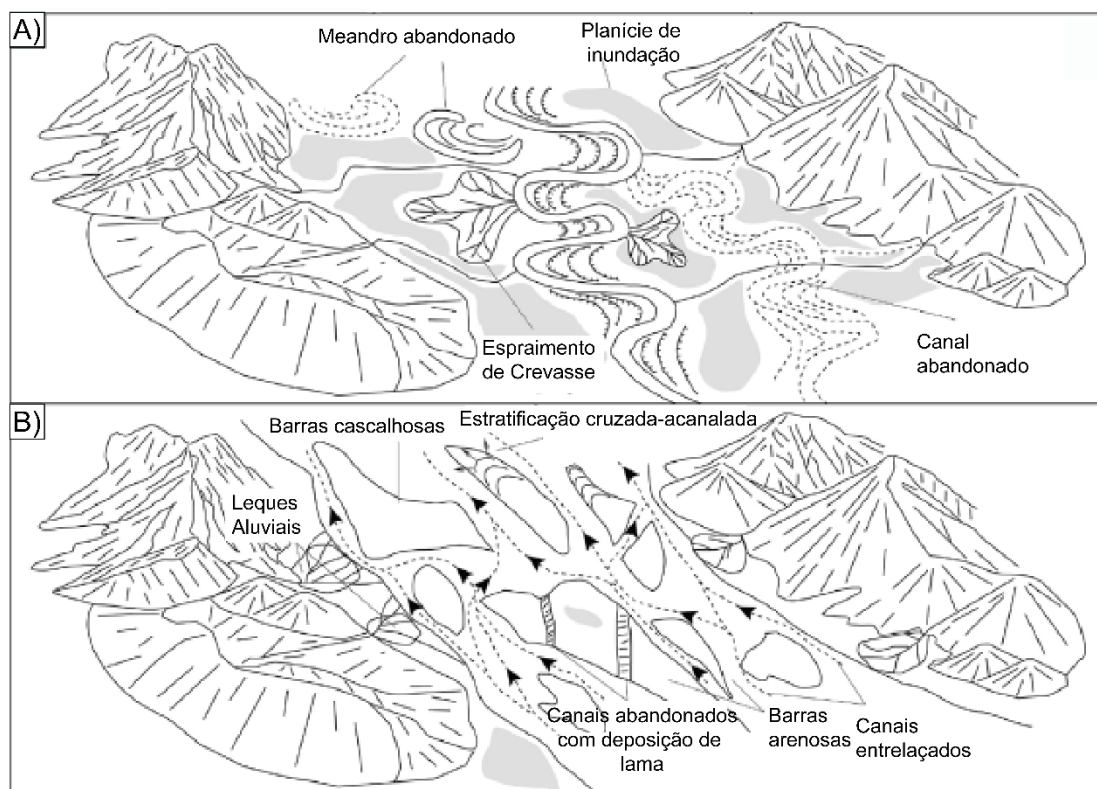


Fig. 23: Reconstrução Paleoambiental das Formações Moatize (Permiano Inferior a Médio); A) e Matindé (Permiano Superior ao Triássico Inferior; B) da Bacia de Moatize-Minjova. Modificado de Bicca *et al.* (2017).

4.3.4. Tanzânia (*Bacia de Ruhuhu*)

A sucessão Permiano-Triássico da Tanzânia ocorre no grupo Songea pertencente a bacia de Ruhuhu, apresentando um registro equivalente as unidades que compõem o supergrupo Karoo (Wopfner, 2002). A bacia de Ruhuhu é do tipo rift, com um registro sedimentar compreendido do Carbonífero ao Triássico inferior, cujos depósitos são correlacionados com as Bacias de Selous e Tanga da Tanzânia, Duruma do Kenya, Morandava de Madagascar e Luangwa na Zambia (Catuneanu *et al.*, 2005).

O limite P-Tr. é dado por uma discordância entre a Formação Usili, anteriormente denominada como K6, e a unidade informal chamada de “camadas Manda”, composta pelos membros informais Arenito Kingori (K7) e Lifua (K8) (Fig. 24A; Wopfner, 2002).

A Formação Usili, atribuída ao Permiano Superior, é composta por conglomerados, arenitos líticos e pelitos (Kaaya, 1992). A base da unidade é caracterizada por depósitos conglomeráticos lenticulares, organizados em três ciclos granodecrescentes ascendentes, que culminam na deposição de arenitos com laminação plano-paralela e marcas onduladas de corrente (Smith *et al.*, 2025).

Os depósitos conglomeráticos basais da Formação Usili estabelecem uma relação discordante com os sedimentos subjacentes da Formação Ruhuhu. Essa superfície de contato é predominantemente erosiva, embora, em alguns locais, apresente caráter angular. Apesar da presença dessa discordância, um hiato temporal relativamente curto, estimado em menos de 1 Ma, é atribuído a esse contato (Wopfner, 2002; Smith *et al.*, 2025).

O conglomerado basal apresenta blocos angulares de calcários estromatolíticos cuja origem sugere a erosão das sucessões dominadas por lamitos da Formação Ruhuhu (Smith *et al.*, 2025). Estes depósitos conglomeráticos são interpretados como leques aluviais progradantes associados a um sistema fluvial entrelaçado axial e suas planícies de inundação que se formaram em resposta a um soerguimento generalizado no final do Permiano colmatando os depósitos lacustres da Formação Ruhuhu (Wopfner, 2002; Smith *et al.*, 2025). A porção intermediária e superior da formação é composta por arenitos grossos com estratificação cruzada,

superpostos por siltitos maciços nodulares, lamitos e arenitos com geometria em fita representando o aumento do espaço de acomodação durante um momento pronunciado do rift e deposição de sistemas fluviais meandantes e *playa lakes* sucedidos por lagos axiais (Kreuser, 1995; Sidor *et al.*, 2010).

No que se refere ao conteúdo fossilífero, os conglomerados basais da Formação Usili contêm tanto fragmentos quanto espécimes relativamente completos de dicinodontes, pareiasauros e gorgonopsianos. Esses registros são interpretados como representativos da transição entre a porção superior da Zona de Associação de *Endothiodon* e a base da Zona de Associação de *Cistecephalus*, sendo o bom grau de preservação dos fósseis indicativo de curto tempo de exposição subaérea e transporte limitado antes do soterramento (Smith *et al.*, 2025).

De acordo com Sidor *et al.* (2010), a fauna da Formação Usili é considerada indivisa, uma vez que reúne elementos fossilíferos diagnósticos de diferentes biozonas clássicas. Nesse contexto, táxons tradicionalmente associados às zonas de associação de *Pristerognathus*, *Tropidostoma* e *Cistecephalus* (correspondentes às zonas de *Cistecephalus* e *Endothiodon* definidas por von Huene em 1950) ocorrem em associação com representantes da Zona de *Dicynodon* (atualmente *Daptocephalus*), coexistindo nos mesmos níveis estratigráficos. Exemplos dessa sobreposição incluem a ocorrência conjunta de táxons como *Rhachiocephalus* e *Theriognathus*, evidenciando a complexidade bioestratigráfica e o caráter gradacional das faunas permianas tardias na bacia.

No que se refere ao registro vegetal, foram identificados troncos silicificados atribuíveis a *Agathoxylon* sp. ou *Palauroxylon*. O elevado grau de silicificação desses materiais, em associação com a presença de ferro pedogenético nos fósseis de vertebrados, sugere a atuação de um clima temperado a úmido, marcado por períodos de seca pronunciada (Wopfner *et al.*, 2002; Smith *et al.*, 2025).

A interpretação de episódios de exposição subaérea associados a condições de seca intensa é corroborada pela ocorrência de gretas de contração, marcas de impacto de gotas de chuva, pseudomorfos de gipsita e paleosolos calcários constituídos por dolomita nodular (Kreuser, 1995). Esses indicadores sedimentológicos e pedogenéticos reforçam a hipótese de um regime climático sazonal, com alternância entre fases úmidas e secas durante o final do Permiano.

A unidade Manda Beds, que sobrepõe à Formação Usili, é composta por dois membros: o Arenito Kingori (Triássico Inferior) e o Membro Lifua (Triássico Inferior a Médio). A unidade basal, Arenito Kingori encontra-se em discordância angular sobre a Formação Usili, superfície que é interpretada como representando o limite Permiano–Triássico (Wopfner, 2002).

O Arenito Kingori é constituído por um conglomerado basal sucedido por uma sucessão relativamente monótona de arenitos quartzosos médios a grossos, organizados em grandes conjuntos de estratificação cruzada acanalada e planar (Wopfner, 2002; Smith *et al.*, 2017). Esses depósitos são interpretados como produtos de um sistema fluvial distributivo progradando sobre depósitos lacustres previamente estabelecidos (Fig. 24B; Markwort, 1991).

O Membro Lifua deposita-se de forma concordante sobre o Arenito Kingori, registrando uma transição relativamente rápida, porém contínua, entre sistemas fluviais distributivos dominados por canais e sistemas fluviais dominados por extensas planícies de inundação (Smith *et al.*, 2017). Esse membro apresenta uma espessura total aproximada de 1300 m, frequentemente subdividida em seis ciclos granodecrescente ascendentes com espessuras variando entre 150 e 200 m (Wopfner, 2002; Smith *et al.*, 2017). Esses ciclos são interpretados como depósitos de barras de pontal inseridas em sucessões flúvio-deltaicas, cujo empilhamento teria sido controlado por flutuações do nível de base de um lago axial, associadas a um regime climático semiárido (Fig. 24B; Markwort, 1991; Wopfner, 2002).

Quanto ao conteúdo fóssilífero, o Arenito Kingori apresenta um registro de vertebrados escasso e fragmentário, caracterizado pela ocorrência de restos isolados de difícil atribuição taxonômica (Smith *et al.*, 2017). Em contraste, o Membro Lifua exibe uma rica assembleia de tetrápodes, incluindo arcosauros (rauisuquídeos tecodontes), rincossauros, dicinodontes, dinosauriformes e cinodontes. As concentrações fóssilíferas estão associadas ao retrabalhamento de depósitos de *overbank*, resultante do rompimento de diques marginais e de episódios de espreadimento de crevasse (Smith *et al.*, 2017).

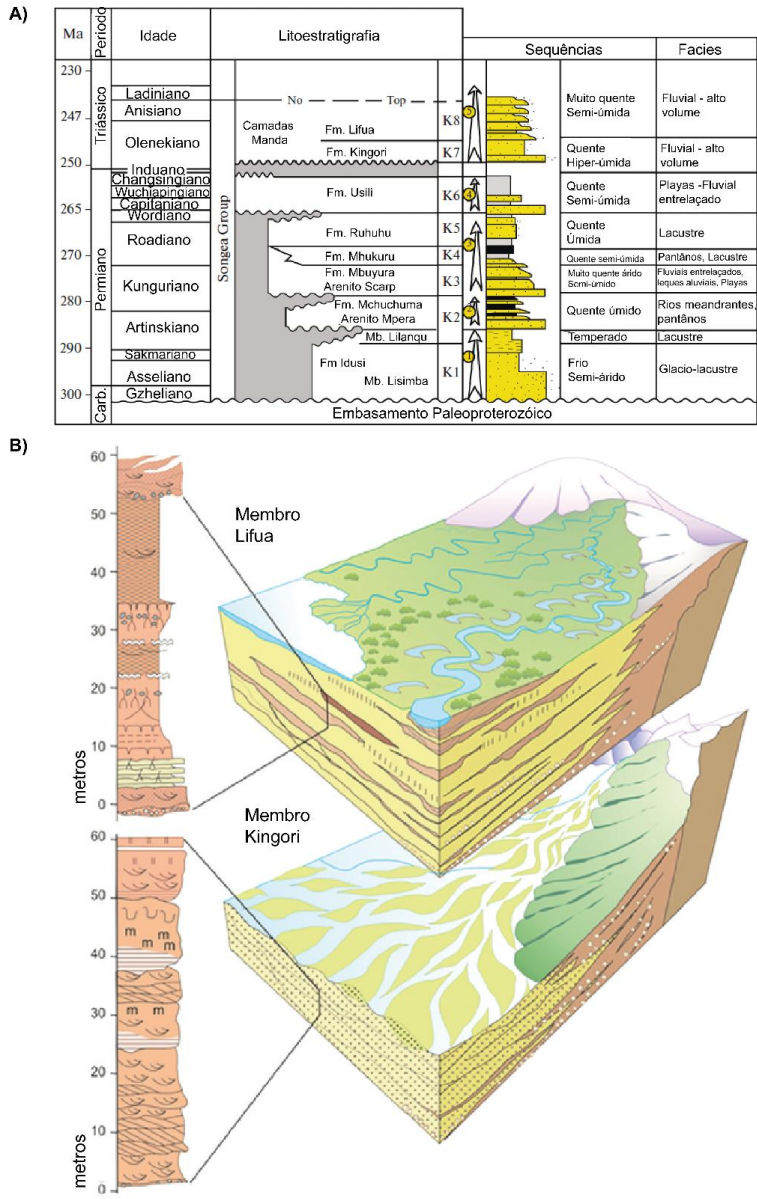


Fig. 24: Registro Litoestratigrafico da Bacia de Ruhuhu. A) Carta Litoestratigráfica com interpretação paleoclimática e ambiental das unidades. Modificado de Wopfner (2002). B) Reconstrução Paleoclimática da Unidade Camadas Manda. Modificado de: Sidor *et al.* (2010).

4.3.5. Quênia (Bacia de Mombasa)

O limite Permiano–Triássico no Quênia está registrado na Bacia de Mombasa, em depósitos anteriormente atribuídos ao Grupo Duruma ou à Série Duruma (Hankel, 1992; Catuneanu *et al.*, 2005). A Bacia de Mombasa insere-se no contexto das bacias

dos rifts do leste africano, formadas em resposta a esforços distensivos associados à fragmentação do Gondwana, que resultaram na deposição de sucessões sedimentares correlatas ao Supergrupo Karoo (Catuneanu *et al.*, 2005).

Entre as bacias do leste africano, a Bacia de Mombasa destaca-se por ainda carecer de estudos detalhados voltados à caracterização e delimitação do limite Permiano–Triássico. Seu registro estratigráfico permanece pouco investigado, especialmente no que se refere à reconstrução dos paleoambientes deposicionais e à interpretação das condições paleoclimáticas associadas ao intervalo P.-Tr.

Nesse contexto, o intervalo compreendido entre o Permiano Superior e o Triássico Inicial encontra-se registrado na Formação Maji ya Chumvi (Hankel, 1992). Essa unidade apresenta aproximadamente 1.200 metros de espessura e é constituída predominantemente por folhelhos negros, com arenitos médios a grossos subordinados. De acordo com Cannon *et al.* (1981), a Formação Maji ya Chumvi pode ser subdividida em três membros informais. Os membros inferior e superior correspondem a sistemas deposicionais predominantemente flúvio-lacustres, enquanto o membro intermediário representa um ambiente lacustre perene, caracterizado por espessas acumulações de folhelhos negros. Na base desse membro intermediário ocorre um horizonte fossilífero com espessura entre 30 e 50 metros, contendo abundantes nódulos e restos fósseis de peixes (Hankel, 1992).

Estes fósseis incluem *Australosomus* sp. e uma espécie semelhante a *Boreosomus gillioti*, ambas típicas de depósitos do Triássico Inferior das bacias de Morondava e Diego, em Madagascar (Hankel, 1992). Na porção superior da unidade foi identificada uma espécie de eosúquio adaptado à vida aquática, pertencente à família Tangasauridae, descrita como *Kenyasaurus mariakaniensis* (Harris & Carroll, 1977).

Quanto aos invertebrados, o membro inferior da formação apresenta impressões de asas atribuídas a duas espécies distintas da família Anthracoptilidae: *Afrocladus pumilio* e *Afrocladus kenyaensis* (Nel *et al.*, 2015). Além desses registros, ocorrem moluscos bivalves de água doce do gênero *Paleanadonta* (Kamen-Kaye, 1978).

Além desses fósseis, Hankel (1992) reconheceu duas assembleias palinológicas ao longo do contato entre os membros inferior e intermediário da Formação Maji ya Chumvi, as quais foram designadas informalmente como assembleias “antiga” e “jovem” (Fig. 25). Ambas são dominadas por esporos triletes cavados e por grãos de pólen dissacados e teniados. Entre os esporos, predomina o gênero *Lundbladispora*, enquanto diversas espécies de *Protohaploxylinus* são dominantes entre os grãos de pólen.

A assembleia “antiga” é composta pelos seguintes táxons: *Triplexisporites playfordii*, *Lundbladispora willmottii*, *Playfordiaspora crenulata*, *Lueckisporites virkkiae*, *Protohaploxylinus microcorpus* e *Weylandites* sp. Esses táxons integram a microflora característica do Permiano Superior, sendo correlacionáveis à Zona de *Lunatisporites pellucidus* da Austrália e às assembleias da porção inferior da Formação Sakamena Intermediária, em Madagascar (Hankel, 1992).

Por sua vez, a assembleia “jovem” inclui os táxons *Densoisporites complicatus*, *Densoisporites playfordii*, *Limatulasporites limatulus*, *Kraeuselisporites cuspidus* e *Lunatisporites pellucidus*. Essas espécies são típicas do Triássico Inferior e apresentam correlação com a Zona de *Protohaploxylinus microcorpus* da Austrália (Hankel, 1992).

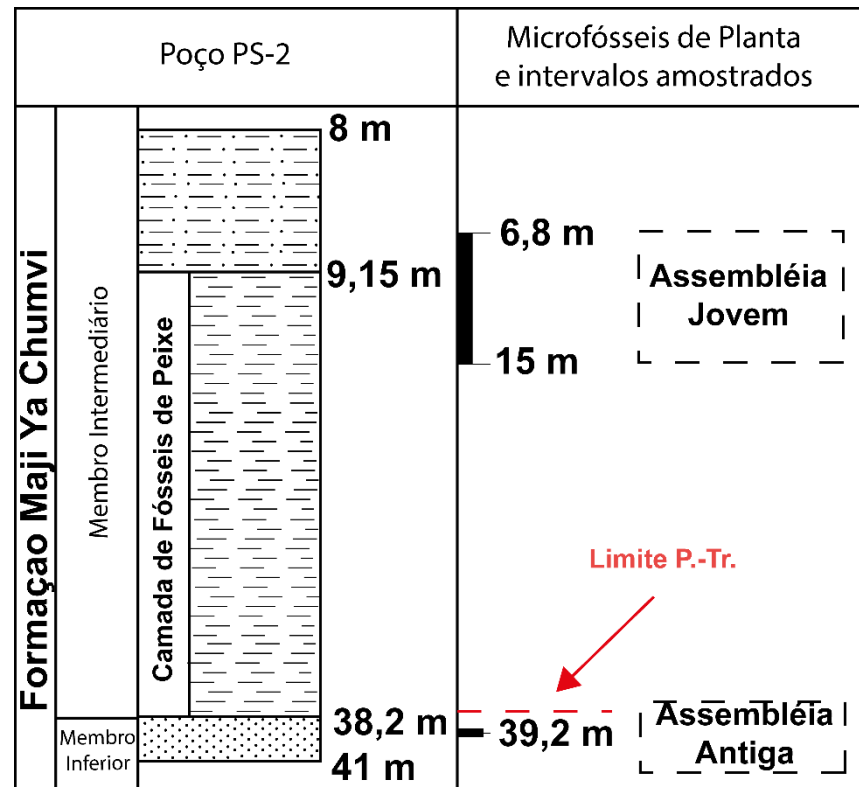


Fig. 25: Interpretação do Limite Permiano-Triássico entre o membro Inferior e Superior da Formação Maji Ya Chumvi com base nas assembléias palinológicas. Modificado de Hankel (1992).

4.3.6. Zâmbia (Bacias do Vale do Médio Zambeze e Luangwa)

Na Zâmbia, o limite Permiano-Triássico está registrado nos depósitos do Supergrupo Karoo, associados às bacias do tipo rift do Vale do Médio Zambeze e de Luangwa (Nyambe & Utting, 1997). Em ambas as bacias, o limite Permiano-Triássico corresponde a uma discordância estratigráfica entre formações homônimas, as quais apresentam semelhanças quanto aos ambientes deposicionais, ao conteúdo fóssilífero e aos intervalos de tempo atribuídos às unidades.

Em uma análise comparativa, a Bacia do Médio Zambeze destaca-se por apresentar um maior volume de estudos sob as perspectivas tectonoestratigráfica e sedimentológica quando comparada à Bacia de Luangwa. Em razão dessa maior base de dados disponíveis, optou-se por abordar e discutir o limite Permiano-Triássico na Zâmbia a partir do contexto deposicional da Bacia do Vale do Médio Zambeze.

A Bacia do Vale do Médio Zambeze teve sua deposição iniciada em um contexto intracratônico, cuja evolução foi condicionada pela reativação de lineamentos estruturais, permitindo a acumulação de sedimentos ao longo de grabens e vales tectonicamente controlados por sistemas de falhas (Nyambe, 1999).

Nesse contexto tectonoestratigráfico, a transição entre os períodos Permiano e Triássico encontra-se registrada em uma discordância estratigráfica que separa os depósitos da Formação Madumabisa, atribuída ao Permiano Superior, dos sedimentos da Formação Escarpment Grit, datados do Triássico Inferior ao Médio (Nyambe, 1999).

A Formação Madumabisa apresenta espessura aproximada de 700 metros e é constituída predominantemente por argilitos, pelitos e siltitos de coloração verde, cinza e marrom-amarelada (Nyambe & Dixon, 2000). Os pelitos e argilitos ocorrem, em geral, de forma maciça ou exibindo laminação crenulada, enquanto os siltitos e pelitos siltosos formam corpos tabulares laminados ou lenticulares, caracterizados por estruturas de acamamento *flaser* e *wavy* (Nyambe & Dixon, 2000).

Os pelitos laminados apresentam comumente evidências de bioturbação, destacando-se icnogêneros como *Teichichnus*, *Zoophycos*, *Rhizocorallium*, *Skolithos* e *Planolites* (Nyambe & Dixon, 2000). De maneira subordinada, ocorrem camadas lenticulares com geometria em cunha, compostas por arenitos muito finos a muito grossos, moderadamente selecionados, além de calcilutitos formados por precipitação diagenética e coalescência de nódulos de calcita ao longo de horizontes ricos em ostracodes e bivalves, inseridos em pelitos maciços (Nyambe & Dixon, 2000).

Esse conjunto de fácies é interpretado como representativo de um sistema deposicional lacustre perene, abrangendo subambientes que variam desde águas profundas até as margens do lago, com influência fluvial ocasional durante períodos de nível lacustre reduzido e precipitação carbonática associada a intervalos de baixa pluviosidade e ausência de aporte fluvial (Fig. 26; Nyambe & Dixon, 2000).

A interpretação lacustre é corroborada pela ocorrência de fósseis de organismos de água doce, como ostracodes, bem como por palinofácies contendo fragmentos de madeira, carvão e algas (Nyambe & Utting, 1997).

De acordo com Mweemba *et al.* (2025), a assembleia palinológica da Formação Madumabisa é dominada por grãos de pólen teniados, acompanhados por pólen bissacado não estriado, esporos triletes e monoletes, além de grãos de pólen monosacados, não sacados e monosulcados. Entre os táxons identificados, destacam-se *Guttulapollenites hanonicus*, *Klausipollenites schaubergeri*, *Marusipollenites striatus*, *Platysaccus papilionis*, *Pteruchipollenites landianus*, *Striatopodocarpites cancellatus*, *Striatopodocarpites fusus* e *Weylandites lucifer*, bem como quatro espécies de *Protohaploxypinus* e tétrades de *Lundbladispora braziliensis*.

Esses táxons, além de constituírem importantes marcadores bioestratigráficos do final do Permiano nas bacias gonduânicas, indicam o predomínio de coníferas e samambaias associadas à Flora de *Glossopteris*. A diversidade taxonômica registrada pela assembleia palinológica sugere condições climáticas quentes e úmidas, refletindo uma vegetação relativamente diversa durante a deposição da unidade (Mweemba *et al.*, 2025).

Segundo Barbolini *et al.* (2016), a palinoflora da Formação Madumabisa pode ser correlacionada à base da Zona de Associação de *Daptocephalus*, correspondendo ao intervalo Wuchiapingiano–Changhsingiano. No que diz respeito ao registro de vertebrados fósseis, a Formação Madumabisa contém restos de temnospôndilos, burnetídeos, dicinodontes, gorgonopsídeos, anteossaurídeos e dinocéfalos tapinocefalídeos, cuja ocorrência está associada a depósitos marginais interpretados como paleossolos (Sidor *et al.*, 2014).

A Formação Escarpment Grit deposita-se em discordância erosiva sobre a Formação Madumabisa e apresenta espessura aproximada de 500 metros (Nyambe & Utting, 1997; Yamane *et al.*, 2002). Essa unidade é constituída predominantemente por arenitos variando de muito grossos a finos, organizados em ciclos granodecrescentes ascendentes, que culminam na deposição de lama e apresentam, comumente, bases erosivas (Nyambe & Utting, 1997).

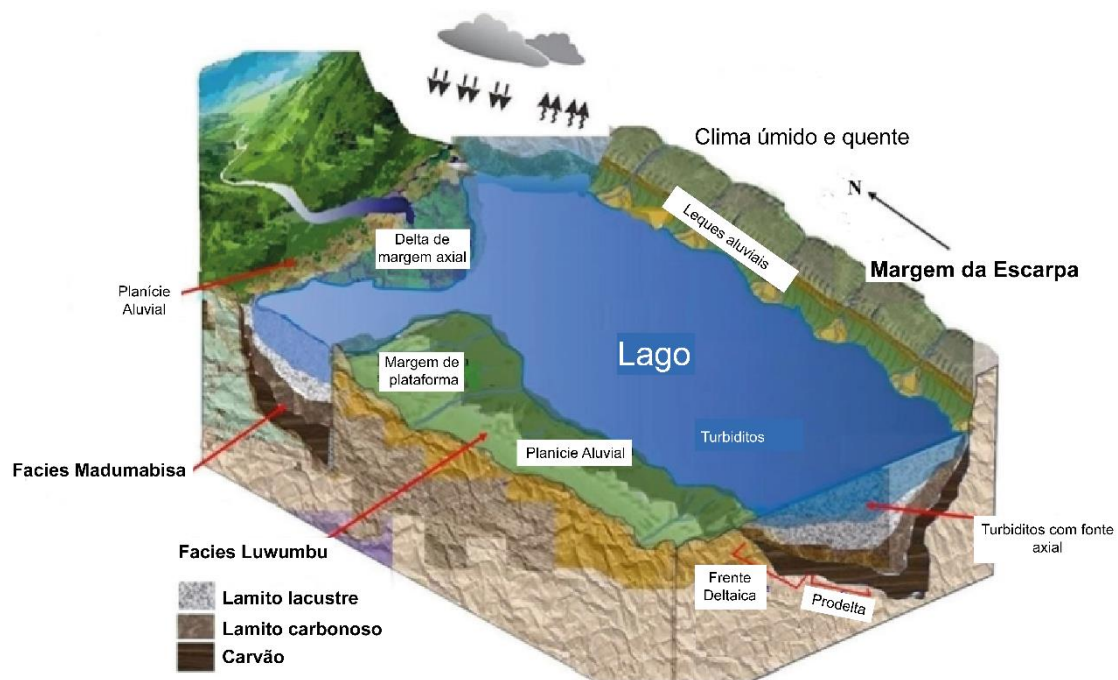


Fig. 26: Reconstrução paleoambiental da Formação Madumabisa, Permiano Superior. Modificado de Mweemba *et al.* (2025).

Esses depósitos são interpretados como parte de um sistema fluvial entrelaçado. O padrão de paleocorrentes, que ocasionalmente indica direções opostas, sugere a reativação de falhas do embasamento durante a deposição da unidade, associada a mudanças na área-fonte sedimentar (Nyambe & Utting, 1997). A Formação Escarpment Grit não apresenta níveis lamosos férteis para análises palinológicas; assim, sua idade é inferida a partir da associação palinológica registrada na unidade informal sobreposta, denominada “Intercalação de arenitos e pelitos”. Essa associação é composta por grãos de pólen dissacados não teniados e esporos triletes, indicando idade Olenekiana–Anisiana (Nyambe & Utting, 1997).

De acordo com Banks *et al.* (1995), a mudança no padrão de sedimentação do Permiano Superior para o Triássico Inicial, representada pela transição entre as formações Madumabisa e Escarpment Grit, reflete um soerguimento tectônico regional combinado ao aumento das temperaturas e à intensificação da aridização ao longo do Gondwana. No entanto, os estudos sobre essa unidade ainda são relativamente escassos, uma vez que grande parte das pesquisas existentes consiste em relatórios internos associados à prospecção e à ocorrência de mineralizações secundárias de urânio (e.g., Randabel & Lusambo, 2018).

4.3.7. Etiópia (Bacia do Nilo Azul)

Na Etiópia, os depósitos permianos e triássicos ocorrem na Bacia do Nilo Azul, onde sua sedimentação está associada ao desenvolvimento de rifts e bacias do tipo *pull-apart* com orientações preferenciais NE e NW, vinculadas à deposição do Grupo Karoo (Papini & Benvenuti, 2008; Schandelmeyer *et al.*, 2004). No interior dessa bacia, os depósitos do intervalo Permiano–Triássico correspondem à unidade Arenito Fincha, cuja deposição teve início no Permiano Inicial e se estendeu até o Triássico Superior (Dawit, 2014).

A unidade Arenito Fincha é subdividida em cinco membros, dentre os quais o membro intermediário, denominado F3, compreende o intervalo do Guadalupiano (antigo Kazaniano) ao Anisiano (Fig. 27; Dawit, 2014). O membro F3 apresenta aproximadamente 80 metros de espessura e é constituído por camadas de conglomerados intraclásticos finos, arenitos siltosos e pelitos, organizados em corpos sedimentares superpostos com cerca de 15 metros de espessura individual (Dawit, 2014). De acordo com Dawit (2014), esses depósitos são interpretados como *foresets* de deltas lacustres do tipo Gilbert, indicando sedimentação em ambientes lacustres profundos controlados por variações tectônicas e pela dinâmica do nível do lago.

Ao longo do membro F3, foram identificadas duas assembleias palinológicas. A assembleia inferior, denominada CEPАЗ III (Dawit, 2014), apresenta ocorrências de *Playfordiaspora crenulata*, *Playfordiaspora cancellosa*, *Striatites minor*, *Lueckisporites virkkiae*, *Corisaccites alatus*, *Florinites balmei*, *Guttulapollenites hannonicus*, *Gardenasporites heisseli*, *Lundbladispota willmottii*, *Densoisporites playfordii*, *Pyramidosporites* sp. cf. *P. cyathodes* e *Pyrolaetes* cf. *khuffensis*.

Essa assembleia corresponde ao intervalo do antigo Kazaniano–Tartariano, atualmente correlacionado ao Guadalupiano–Lopingiano, e apresenta afinidades com palinofloras registradas no Quênia, Tanzânia, Zimbábue, Moçambique e África do Sul (Dawit, 2014). Do ponto de vista paleoecológico, a assembleia é dominada por grãos de pólen bissacados produzidos por plantas pertencentes à flora de glossópteris e exibe menor diversidade em comparação às assembleias palinológicas adjacentes. Esse padrão indica um declínio progressivo da diversidade florística, possivelmente associado à substituição de espécies com baixa densidade de venação foliar por

formas com maior densidade de venação, interpretada como uma resposta adaptativa a mudanças ambientais (Dawit, 2014).

A assembleia superior, identificada como CETAZ IV (Dawit, 2014), inclui os seguintes táxons: *Lunatisporites noviaulensis*, *Lunatisporites pellucidus*, *Protohaploxypinus samoilovichii*, *Protohaploxypinus* spp., *Limatulasporites limatulus*, *Limatulasporites fossulatus*, *Fimbriaesporites globosus*, *Aliasporites plicatus*, *Alisporites tenuicorpus*, *Chordasporites minutus*, *Chordasporites* spp., *Microcachrydites doubingeri*, *Sulcatisporites asulcus*, *Sulcatisporites institatus*, *Labiisporites granulatus*, *Polonisaccus ferrugineus*, *Klausipollenites sulcatus* e *Klausipollenites vestitus*.

Esses táxons compõem uma assembleia compatível com o intervalo Induano–Olenekiano, apresentando forte correlação com palinozonas reconhecidas no Quênia, Tanzânia e Madagascar (Dawit, 2014). A assembleia palinológica CETAZ IV apresenta maior diversidade em relação à assembleia subjacente e é dominada por grãos de pólen não teniados e dissacados, bem como por esporos de pteridófitas. Essa composição é consistente com floras de recuperação características do Triássico Inicial, refletindo a reorganização dos ecossistemas vegetais após a extinção Permiano–Triássica (cf. Steiner *et al.*, 2003; Dawit, 2014).

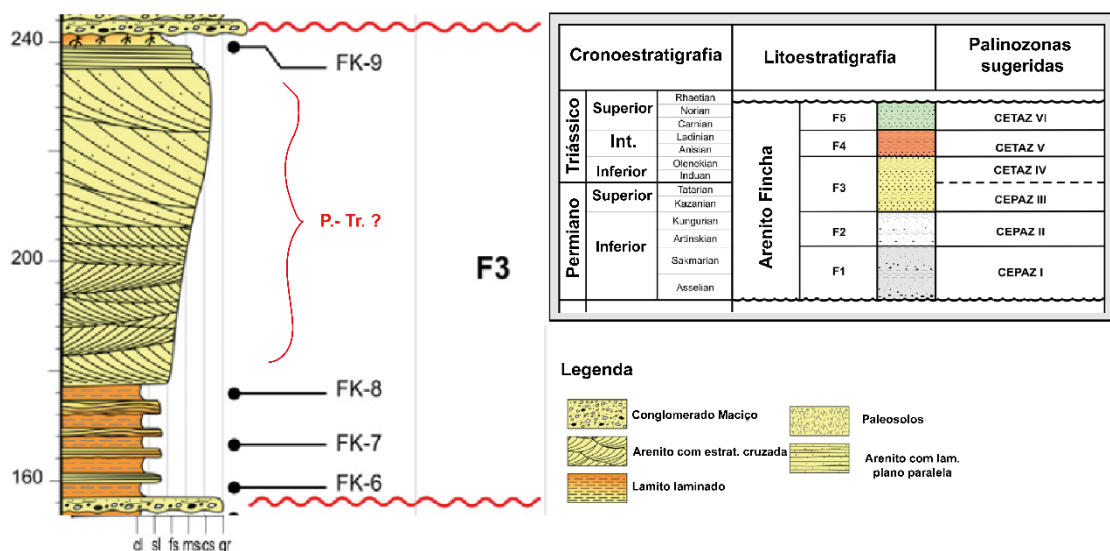


Fig. 27: Limite Permiano-Triássico ao longo do Membro F3 da unidade Arenito Fincha. Modificado de Dawit (2014).

4.3.8. Botswana (*Bacia do Kalahari*)

O limite Permiano–Triássico em Botsuana está registrado na Bacia Kalahari–Karoo, cujo desenvolvimento está associado à evolução das bacias de rift do leste africano (Catuneanu *et al.*, 2005). Nessa bacia, a Formação Tlhabala compreende depósitos atribuídos ao intervalo Capitaniano–Induano, o que permite sua correlação cronoestratigráfica com o Grupo Beaufort da Bacia do Karoo (Franchi *et al.*, 2021).

A Formação Tlhabala é composta predominantemente por argilitos negros, cinza e roxos, maciços ou laminados, pouco litificados, que localmente ocorrem intercalados com arenitos finos de coloração cinza-clara, apresentando laminação plano-paralela incipiente (Franchi *et al.*, 2021). A porção superior da unidade registra um aumento relativo do aporte arenoso, caracterizado por intercalações rítmicas entre arenitos muito finos com marcas onduladas e laminação plano-paralela, e argilitos associados (Bordy, 2020).

A espessura máxima da Formação Tlhabala é de aproximadamente 180 metros, apresentando um contato inferior gradacional com a Formação Serowe (unidade sotoposta) e um contato superior abrupto e erosivo com os conglomerados da base da Formação Mosolotsane (unidade superposta) (Bordy, 2020). Esses depósitos são interpretados como parte de um sistema lacustre de baixa energia, caracterizado inicialmente por condições redutoras e pobres em oxigênio, seguidas por um raseamento progressivo do sistema, marcado pela entrada de areia muito fina e pela mudança na coloração dos lamitos (Bordy, 2020).

A ausência de fósseis diagnósticos na Formação Tlhabala dificulta a delimitação precisa do limite Permiano–Triássico. No entanto, inferências sobre o posicionamento desse limite podem ser feitas com base no conteúdo fossilífero das unidades sobrepostas e em proxies geoquímicos, como o Índice de Alteração Química (IAQ). O limite Permiano–Triássico provavelmente encontra-se inserido nesse contínuo deposicional, uma vez que a Formação Mosolotsane apresenta fósseis de troncos atribuídos a *Agathoxylon africanum*, característicos do Triássico Inferior a Médio (De Wit *et al.*, 2018).

Valores relativamente baixos de IAQ foram registrados nos depósitos da Formação Tlhabala, com uma inflexão positiva observada nas proximidades do contato com a Formação Mosolotsane (Fig. 28 – barra vermelha). Essa variação pode

refletir uma mudança climática sutil, de condições mais áridas para mais úmidas, ou ainda o aumento do aporte de sedimentos arenosos, possivelmente associado às mudanças ambientais do limite Permiano–Triássico (Fig. 28; Scheffler *et al.*, 2006).

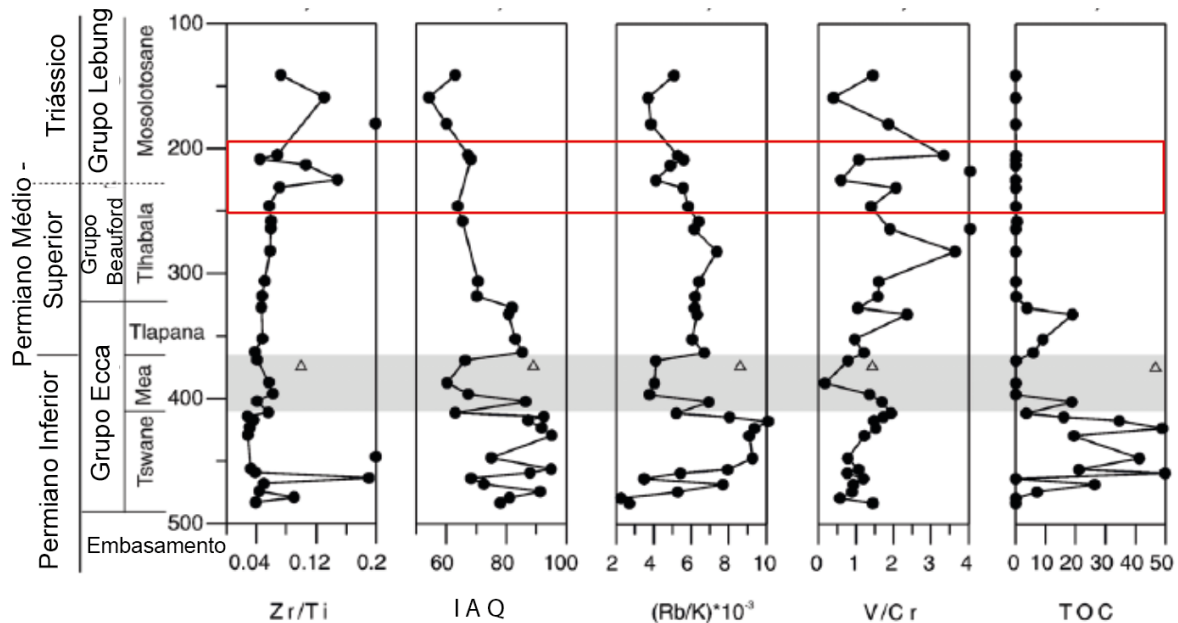


Fig. 28: Parâmetros geoquímicos que definem um provável Limite Permiano-Triássico entre as Formações Tihabala e Mosolotosane. Modificado de Scheffler *et al.* (2006).

4.4. Bacias subtropicais /Orogênese San Rafaelica-Magmatismo Choyoi

Em um contexto semelhante ao das bacias de altas latitudes formadas ao longo da margem do Panthalassa, as bacias de Ischigualasto–Villa Unión e Los Menucos registram influência dos arcos magmáticos desenvolvidos em resposta à subducção rasa ao longo da borda desse oceano, refletida em suas sucessões sedimentares. Durante a transição entre o Permiano Inferior e o Permiano Superior, o arco vulcânico que ocupava a porção sudoeste da região (Grupo Choyoi) evoluiu para um estilo vulcânico de caráter extensional, influenciando diretamente os padrões de sedimentação das bacias adjacentes (Limarino *et al.*, 2006). Essa reorganização magmático-tectônica promoveu uma transgressão em grande parte das bacias de antearco e o recobrimento das bacias de retroarco por volumoso material vulcânico, com exceção da Bacia de Paganzo, que registra a deposição de um sistema eólico da Formação De La Cuesta (Limarino *et al.*, 2006; Limarino & Spalletti, 2006; Spalletti *et al.*, 2010).

A Bacia de Ischigualasto–Villa Unión corresponde a uma bacia do tipo rift, com geometria de meio-gráben, formada a partir da reativação da falha de Valle Fértil (Milana & Alcober, 1994). Nesse contexto, a sedimentação permiano-triássica está relacionada à fase sin-rift da bacia (Milana & Alcober, 1994). Por outro lado, a Bacia de Los Menucos apresenta incertezas quanto à sua gênese tectônica, sendo sugerida por Falco e colaboradores (2020) a ausência de elementos estruturais que permitam classificá-la como uma bacia rift. No que se refere aos seus depósitos, essa bacia é caracterizada por um expressivo aporte de material piroclástico, cuja origem está associada ao evento magmático Choiyoi, cuja atividade se estende do Cisuraliano ao topo do Lopingiano (Spalletti & Limarino, 2017; Falco *et al.*, 2020).

4.4.1. *Argentina (Bacias de Ischigualasto-Villa Union e Los Menucos)*

O limite Permiano-Triássico na Argentina está registrado em duas bacias, na bacia de Ischigualasto-Villa Unión e na bacia de Los Menucos. O registro sedimentar de ambas as bacias é diferente, onde a bacia Ischigualasto apresenta um preenchimento essencialmente fluvial siliciclástico (Gulbranson *et al.*, 2015) e bacia de Los Menucos um preenchimento majoritariamente de material efusivo e piroclástico (Falco *et al.*, 2020).

4.4.1.1. Ischigualasto-Villa Union

Na Argentina, o registro do limite Permiano–Triássico é encontrado principalmente na bacia de Ischigualasto–Villa Unión, onde os depósitos destes períodos representam a fase inicial de um rift de orientação NW–SE (Gulbranson *et al.*, 2015).

Nessa bacia, a transição Permiano–Triássica é registrada pela Formação Talampaya, composta por conglomerados polimíticos, arenitos, siltitos, brechas basálticas e tufos, cuja porção superior apresenta idades de 252,38 Ma (+0,09 / –0,22) obtidas por datação U–Pb (Gulbranson *et al.*, 2015). Esses depósitos representam três estágios de acumulação. Na base, ocorrem leques aluviais e sistemas fluviais confinados, dominados por canais cascalhosos. O estágio intermediário é caracterizado por depósitos vulcânicos intrabacinais e sistemas fluviais pouco

confinados. Por fim, predominam sistemas fluviais efêmeros desconfiados e sistemas meandantes com planícies de inundação arenosas, dominados por canais arenosos com interações flúvio-eólicas, culminando em depósitos de *playa lake* (Gulbranson *et al.*, 2015).

O empilhamento dessa sucessão registra o aplainamento progressivo da paisagem e a transição de um clima úmido para condições semiáridas a áridas, acompanhando a evolução de depocentros isolados para uma bacia ampla (Fig. 29). Segundo Bernárdez *et al.* (2023), a base do terceiro estágio, datada em $253,4 \pm 1,06$ Ma (U–Pb), marca o início da aridização e indica um aumento da atividade vulcânica explosiva durante a fase anorogênica do soerguimento do Andes ancestral, evidenciado pelo incremento no volume de tufos ao longo da seção.

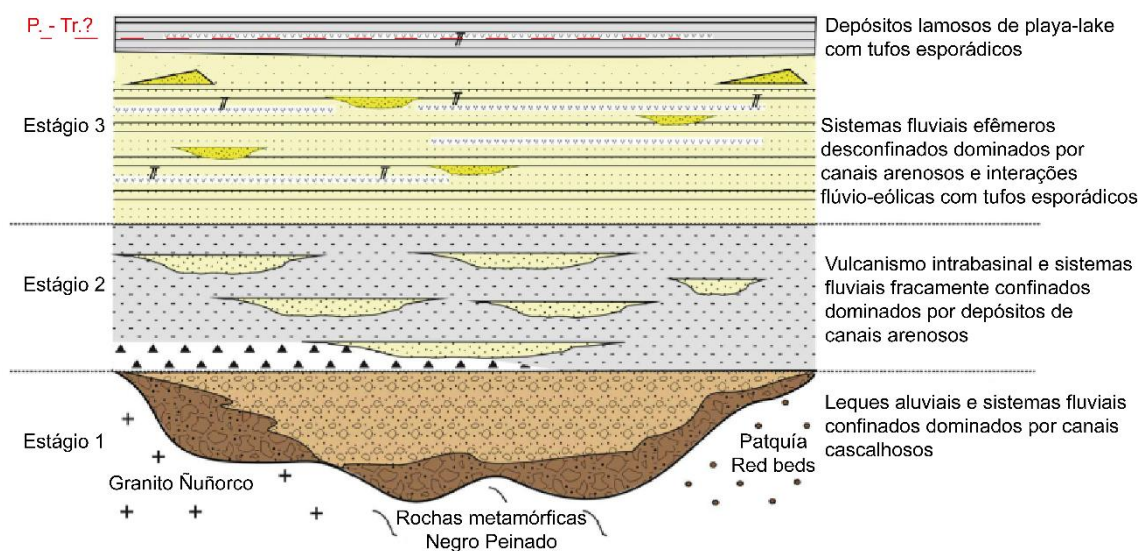


Fig. 29: Evolução da Formação Talampaya. O limite Permiano-Triássico provavelmente está contido na camada de tufos de idade de 252.38 Ma no topo do estágio 3. Modificado de: Gulbranson *et al.* (2015).

Quanto ao conteúdo fossilífero, a Formação Talampaya apresenta um registro escasso de fósseis, limitado a um único achado de pegadas atribuídas a terápsidos não mamaliformes (Stipanovic & Bonaparte, 1979). Até o momento, nenhuma análise de $\delta^{13}\text{C}$ foi realizada nas rochas dessa formação. Estudos paleomagnéticos conduzidos por Valencio *et al.* (1977) resultaram em polaridades mistas, tanto reversas quanto normais. Conforme destacado por Bernárdez *et al.* (2023), a ausência de um controle geocronológico mais preciso dificulta o estabelecimento dos limites

das supera zonas magnéticas de Kiaman e Illawarra ao longo da Formação Talampaya.

4.4.1.2. Los Menucos

Além da Bacia de Ischigualasto–Villa Unión, o limite Permiano–Triássico também aflora na Bacia de Los Menucos, na Argentina, onde é caracterizado por extensos bancos piroclásticos e depósitos sedimentares subordinados, que contêm um amplo registro de fósseis vegetais (Falco *et al.*, 2020). Embora esses depósitos não apresentem evidências sedimentológicas que indiquem uma aridização progressiva do sistema, a flora é dominada por plantas adaptadas a condições ambientais estressantes, sugerindo que o desaparecimento da flora de *Glossopteris* na Argentina ocorreu ao longo do Changhsingiano médio durante um período de progressiva aridização (Bodnar *et al.*, 2021).

As unidades que marcam o limite Permiano–Triássico na região correspondem às Formações Puesto Tscherig (Permiano Superior) e Puesto Vera (Triássico Inferior) (Fig. 30). A Formação Puesto Tscherig é constituída por brechas vulcânicas, conglomerados, arenitos e lamitos estratificados, interpretados como o resultado da ressedimentação de depósitos piroclásticos não soldados, fluxos de detritos e decantação em ambientes lacustres (Falco *et al.*, 2020). Sobre esses depósitos ocorrem níveis piroclásticos datados em 253 ± 2 Ma, designados como Membro Barrancas Grandes (Falco *et al.*, 2017a).

Em relação ao conteúdo fossilífero, a maior parte dos fósseis provém do membro inferior, Cerro La Laja, e é composta por uma associação distinta das floras de *Glossopteris* típicas do final do Permiano, incluindo elementos pertencentes à flora de *Dicroidium*, o que indica uma flora de transição. A única exceção é *Rhipidopsis densinervis*, um táxon característico da flora de *Glossopteris* (Bodnar *et al.*, 2021).

Segundo Bodnar *et al.* (2021), a maioria das plantas registradas nessa formação, como representantes das ordens *Umkomiales*, *Peltaspermales*, *Cycadales*, *Bennettitales* e *Gnetales*, apresenta características xeromórficas, indicando adaptação a condições ambientais estressantes e áridas. Segundo Bodnar *et al.*, 2021), os fósseis identificados incluem *Zuberia sahnii* (*Umkomiales*), *Lepidopteris madagascariensis*, *Pachydermophyllum praecordillerae*

seca, que ocupavam preferencialmente as zonas marginais dos sistemas fluviais (Bodnar *et al.*, 2021).

4.5. Bacias Equatoriais / Rifts do Alto Atlas

Na porção norte do Gondwana, as bacias localizadas no Marrocos desenvolveram-se em um contexto extensional do tipo rift durante o Permiano Superior, antecedendo a abertura do Oceano Atlântico Central (Beauchamp *et al.*, 1999; Domènech *et al.*, 2015). Essas bacias comumente exibem uma discordância angular na base do Triássico, associada a uma mudança nos estilos fluviais, o que indica um rejuvenescimento do relevo durante o Permiano Tardio, relacionado ao início e à intensificação do rifteamento (Benaouiss *et al.*, 2023).

Esse episódio de rifteamento também é reconhecido nas bacias europeias, onde é registrado pela presença de extensos sistemas de falhas normais e pela rotação de blocos estruturais, refletindo um regime tectônico extensivo regionalmente correlacionável (Eide *et al.*, 2018; McKie & Shannon, 2011). Nesse contexto tectônico, as bacias do Marrocos e do Alto Atlas evoluíram predominantemente sob a influência de falhas normais com orientação NE–SW, associadas a falhas transformantes de direção E–W, que controlaram a compartimentação estrutural e a sedimentação das bacias (Baudon *et al.*, 2012; Benaouiss *et al.*, 2023).

4.5.1. Marrocos (*Bacias do Vale do Argana e Alto Atlas/Marrakech*)

O limite Permiano–Triássico no Marrocos está registrado nas bacias do Vale de Argana e do Alto Atlas/Marrakech, ambas bacias do tipo rift formadas anteriormente à abertura do Oceano Atlântico Central, entre as margens do Marrocos e da Nova Escócia, no Canadá (Baudon *et al.*, 2012). Essas bacias apresentam registros sedimentares amplamente semelhantes; contudo, observam-se diferenças pontuais na disposição das fácies e no conteúdo paleontológico (Fig. 31).

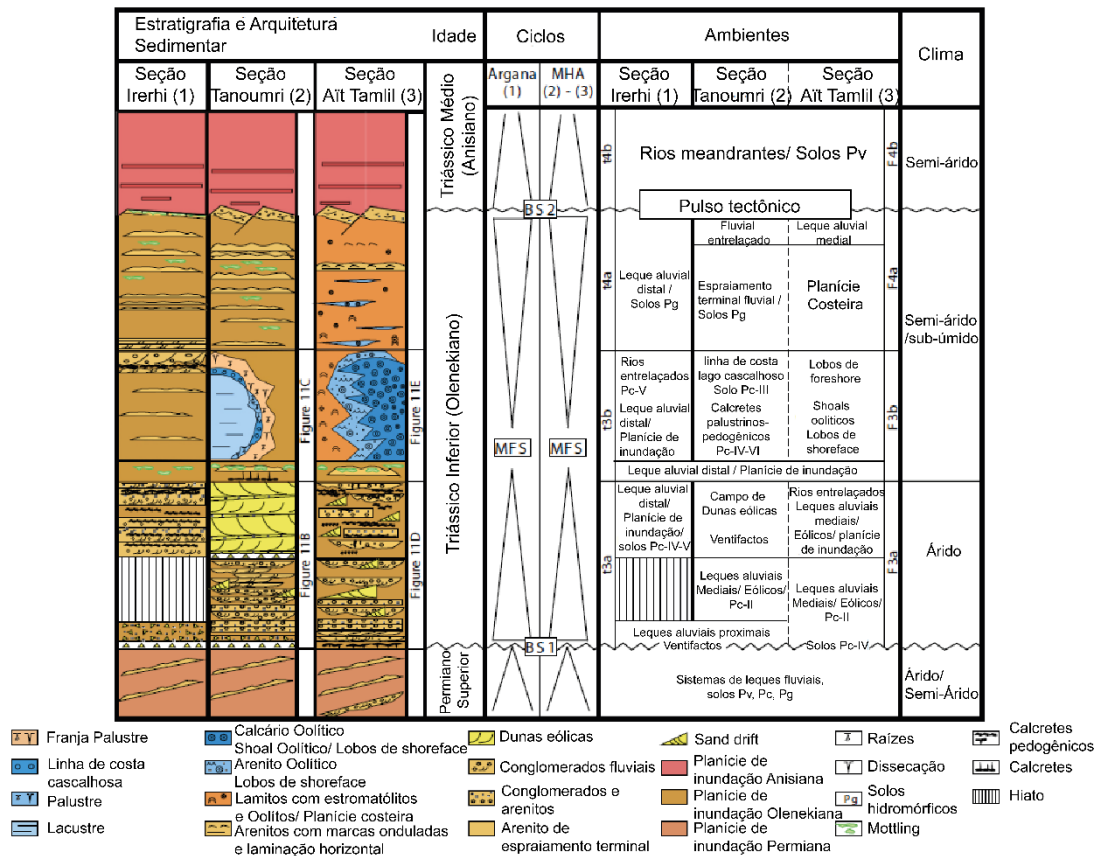


Fig. 31: Estratigrafia e arquitetura sedimentar das unidades da Bacia do Vale de Argana e Alto Atlas - Marrakech. Modificado de Benaouiss *et al.* (2023).

4.5.1.1. Bacia do Vale de Argana

O registro permiano e triássico da Bacia do Vale de Argana é constituído pelas formações Ikakern e Timezgadiwine, sendo o limite Permiano–Triássico marcado por uma discordância angular entre essas unidades (Benaouiss *et al.*, 2023). Os depósitos da Formação Ikakern, atribuída ao Permiano Superior, são compostos predominantemente por pelitos, que localmente evoluíram para paleosolos, intercalados com fácies arenosas exibindo laminação plano-paralela e marcas onduladas de corrente (Benaouiss *et al.*, 2023).

Esses depósitos são interpretados como produtos de espraçamento terminal associados a inundações em lençol, desenvolvidos na porção distal de leques aluviais. O padrão de paleocorrentes indica um transporte sedimentar preferencial com direção

NW–SE, refletindo o controle tectônico e paleogeográfico vigente durante a deposição da unidade (Benaouiss *et al.*, 2023).

Em termos paleontológicos, a Formação Ikakern apresenta uma diversidade moderada de fósseis atribuíveis ao Wuchiapingiano (base do Permiano Superior), incluindo registros de icnofósseis de vertebrados e invertebrados, fósseis corpóreos de vertebrados e impressões vegetais (Benaouiss *et al.*, 2023). No que se refere ao registro corpóreo de vertebrados, foram identificados restos de pequenos lepospondilos e temnospôndilos (Germain, 2009; Steyer & Jalil, 2009), pareiasauros (Jalil & Janvier, 2005) e répteis captorrinídeos (Jalil & Dutuit, 1996).

Quanto aos icnofósseis, a unidade apresenta trilhas de vertebrados quadrúpedes pentadáctilos atribuídas às icnoespécies *Hyloidichnus* sp. e *Pachypes* sp., cujos prováveis produtores são répteis captorrinídeos e pareiasauros, respectivamente (Voigt, 2010). Em relação aos invertebrados, Hminna *et al.* (2012) descreveram escavações cilíndricas atribuídas a *Spongiomorpha carlsbergi* e traços associados a *Striatichnium natalis*.

No que diz respeito ao registro vegetal, restos atribuídos a *Voltzia heterophylla* foram originalmente descritos por Brongniart (1828, apud Hminna *et al.*, 2012) e posteriormente redefinidos por De Koning (1957), contribuindo para a caracterização paleoambiental da Formação Ikakern.

A Formação Timezgadiwine, atribuída ao Triássico Inferior a Médio, apresenta na sua base uma camada com aproximadamente 11 metros de espessura, composta por depósitos quartzíticos de tamanho seixo a cascalho, com superfícies polidas e alinhamento horizontal, interpretados como depósitos de ventifactos (Benaouiss *et al.*, 2023). Sobre essa camada basal ocorrem sucessões empilhadas de conglomerados e arenitos, interpretadas como depósitos de fluxos de detritos associados a leques aluviais proximais, que se tornam progressivamente mais distais em direção ao topo da seção (Fig. 31; Benaouiss *et al.*, 2023).

A porção intermediária dessas sucessões apresenta intercalações com depósitos de inundação em lençol e calcissolos, indicando condições deposicionais efêmeras e um clima predominantemente árido durante o início do Triássico (Fig. 31).

Esses elementos reforçam a interpretação de um sistema deposicional fortemente controlado por variações climáticas e tectônicas logo após o limite Permiano–Triássico.

No que se refere ao conteúdo paleontológico, a Formação Timezgadiwine registra numerosas trilhas de vertebrados imediatamente acima da superfície atribuída ao limite Permiano–Triássico. Essas trilhas incluem registros de *Rhynchosauroides* sp., *Brachychirotherium* sp., *Synaptichnium* cf. *pseudosuchoides*, *Synaptichnium* sp., *Isochirotherium* cf. *gierlinskii* e *Chirotherium barthii* (Tourani et al., 2010). Essas icnoassociações são atribuídas a vertebrados pertencentes aos grupos Archosauriformes crurotarsais e Lepidosauria, característicos do Triássico Inferior, provavelmente do Olenekiano superior (Tourani et al., 2010).

4.5.1.2. Bacia do Alto Atlas e Marrakech

A transição Permiano–Triássica nas bacias do Alto Atlas e de Marrakech é marcada pela passagem entre as formações Siltito Cham-el-Houa e Conglomerados Timalizène (Benaouiss et al., 2023). Segundo Benaouiss et al. (2023), o topo da Formação Siltito Cham-el-Houa é constituído predominantemente por fácies lamíticas, frequentemente modificadas em calcissolos ricos em nódulos carbonáticos ou em solos hidromórficos, caracterizados pela presença de traços de raízes.

Intercalados a essas fácies lamíticas ocorrem níveis delgados de arenitos, predominantemente maciços ou com laminação plano-paralela. No topo da unidade, desenvolvem-se fácies carbonáticas laminadas intercaladas com argilitos. Essa sucessão é interpretada como representativa de sistemas de leques aluviais distais que evoluem localmente para ambientes lacustres rasos e *mudflats* salinos, refletindo um clima árido a semiárido, marcado pela alternância de estações úmidas e secas (Fig. 31; Benaouiss et al., 2023).

No que se refere ao conteúdo paleontológico, a Formação Siltitos Cham-el-Houa apresenta ampla abundância de icnofósseis de invertebrados e vertebrados. A ocorrência de *Diplichnites gouldi*, *Diplopodichnus biformis*, *Scoyenia* cf. *gracilis* e *Spongeliomorpha carlsbergi* sugere a presença de artrópodes, anelídeos e insetos nos paleoambientes deposicionais da unidade (Moreau et al., 2020). As pistas de tetrápodes são representadas pelos icnogêneros *Amphisauropus*, *Erpetopus* e

Hyloidichnus, cujos possíveis produtores incluem seymouriamorfos, captorrinídeos ou protorotiridídeos (Moreau *et al.*, 2020).

Os depósitos triássicos da Formação Conglomerados Timalizène encontram-se superpostos aos Siltitos Cham-el-Houa por meio de uma discordância angular. Essa unidade é composta por conglomerados, arenitos, carbonatos e pelitos (Benaouiss *et al.*, 2023). A base da sucessão consiste em um nível de conglomerados monogenéticos, formados por clastos de tamanho seixo a cascalho, horizontalmente alinhados e com superfícies polidas, interpretados como depósitos de ventifactos, semelhantes aos reconhecidos na Formação Timezgadiwine, na Bacia do Vale de Argana (Fig. 31; Benaouiss *et al.*, 2023).

Esse nível conglomerático basal é sucedido por conglomerados maciços ou com seixos imbricados, além de arenitos maciços ou com laminação plano-paralela, interpretados como depósitos de fluxos de massa associados a leques aluviais proximais e a depósitos de inundação em lençol, formados sob regime de fluxo superior (Benaouiss *et al.*, 2023). A idade da Formação Conglomerados Timalizène é atribuída ao Triássico Inicial com base em correlações estratigráficas com a Formação Timezgadiwine, uma vez que o conteúdo paleontológico direto é escasso (Moreau *et al.*, 2024).

5. PANORAMA EVOLUTIVO ATUAL DA TRANSIÇÃO P-TR

Como discutido anteriormente, a transição Permiano–Triássico tem sido classicamente analisada à luz do registro de seis bacias sedimentares principais: Satpura/Raniganj, Montanhas Transantárticas Centrais, Terra de Vitória, Sydney, Bowen e Karoo. Essas bacias apresentam um amplo histórico de investigação e são sustentadas por um conjunto robusto de dados que subsidiam a construção de seus arcabouços sedimentológicos e estratigráficos, incluindo informações geocronológicas, isotópicas, magnetoestratigráficas, pedogenéticas e paleontológicas. Todavia, a definição do limite Permiano–Triássico nessas bacias nem sempre segue uma abordagem verdadeiramente multidisciplinar, frequentemente restringindo-se a critérios essencialmente diacrônicos. Entre esses critérios destacam-se o surgimento de camadas avermelhadas (Smith & Botha-Brink, 2014), o desaparecimento do último nível de carvão e o fim da flora de *Glossopteris* (Retallack *et al.*, 2003), a transição de sistemas fluviais de alta para baixa sinuosidade (Fielding

et al., 2021) e o desaparecimento pontual de determinadas espécies de vertebrados (Benton & Newell, 2014).

As principais exceções a esse padrão dizem respeito aos dados magnetoestratigráficos, os quais registram mudanças globalmente síncronas no campo magnético terrestre (e.g., Gastaldo *et al.*, 2018; Gastaldo *et al.*, 2022). No entanto, a aplicação dessa metodologia pode ser limitada em sucessões que tenham sido afetadas pela intrusão de corpos ígneos, os quais podem promover a remagnetização dos minerais ferromagnéticos. Nesse contexto, a integração de dados provenientes de outras bacias sedimentares constitui uma estratégia relevante para mitigar os efeitos da diacronicidade, especialmente quando considerados as condicionantes paleogeográficas e paleoclimáticas vigentes à época da transição Permiano–Triássico em seus contextos particulares.

5.1.O Registro continental do Permiano e Triássico sob um ponto de vista latitudinal e climático

O registro continental da transição entre os períodos Permiano e Triássico, não é homogêneo ao longo do registro gonduânico apresentando diversidade quanto ao registro sedimentológico, paleontológico e tectônico. Parte das bacias que compõem o registro clássico desta transição de períodos foram formadas em bacias de antepaís em um contexto geográfico de altas latitudes demonstrando baixa diacronicidade quanto o desaparecimento dos carvões, desaparecimento da Flora de *Glossopteris* e o surgimento de *red beds* (Veevers *et al.*, 1994).

Quando incluído os registros de outros contextos, como por exemplo, a América do Sul, uma forte diacronicidade surge dessa correlação, pois os últimos depósitos de carvão desaparecem ao longo do Cisuraliano (Limarino *et al.*, 2014). Essa diacronicidade é majoritariamente latitudinal, onde depósitos localizados na porção sudoeste do Gondwana em latitudes baixas, ao longo do Permiano Médio, já apresentavam indícios de um contexto árido dada a sua localização climática e tectônica (Spalletti *et al.*, 2010). No entanto, essa forte tendência latitudinal se mantém durante o Permiano Superior e durante a transição Permiano Triássica evidenciando uma manutenção de climas áridos e semi-áridos predominantemente nas faixas tropicais e subtropicais.

Bacia	Tipo	Zona latitudinal	Zona Climática (Köppen-Geiger)	Limite Permo-Triássico	Características sedimentológicas	Sistema Depositional	Conteúdo Fossilífero
Montanhas Transantárticas Centrais	Retroarco de antepaís	Polar	Polar	Contato entre as formações Buckley e Fremouw	Arenitos médios a grossos organizados em sucessões granodecrescentes ascendentes marcadas pelo aparecimento de arenitos finos, siltitos e lamitos no topo.	Sistemas fluviais entrelaçados de baixa sinuosidade	<u>Permiano:</u> <i>Glossopteris browniana</i> , <i>Vertebraria australis</i> ; Escamas de peixes palaeoniscídeos encontradas em coprólitos atribuídos a peixes pulmonados; <u>Triássico:</u> <i>Voltziopsis africana</i> , <i>Dicrodium zuberi</i> , <i>Townroviarnites brookvalensis</i> , <i>Voltziopsis augusta</i> e <i>Pagiophyllum</i> sp. indet.; <i>Thrinaxodon liorhinus</i> , <i>Lystrosaurus murrayi</i> , <i>Myosaurus gracilis</i> e <i>Lystrosaurus curvatus</i>
Terra de Vitória	Rift	Polar	Boreal Sazonal	Contato entre as formações Weller coal measures e Fremouw	Corpos arenosos em lençol, de granulometria grossa, com domínio de estratificações cruzadas seguidos por camadas de arenitos grossos a muito grossos, mal a moderadamente selecionados, com geometria em lençol que ocorrem intercalados com paleosolos cinza esverdeados.	Leques aluviais interdigitados com depósitos de sistemas lacustres sucedidos por sistemas fluviais entrelaçados	<u>Permiano:</u> <i>Glossopteris</i> , <i>Gangamopteris</i> , <i>Cordaites</i> e <i>Phyllothea australis</i> , assim como raízes (<i>Vertebraria</i>), órgãos reprodutivos (<i>Plumsteadia</i> sp.) e frutificações (<i>Senothea</i> e <i>Squamella</i>). <u>Triássico:</u> troncos fósseis pertencentes ao grupo <i>Corystospermaceae</i> , como <i>Antarcticoxylon priestleyi</i> ,

							<i>Nothophytum krausellii</i> e <i>Kykloxyylon fremouwense</i>
Bowen	Retroarco de antepaís	Temperada	Boreal sempre úmido	Contato entre as formações Rangal Coal Measures e Sagittarius	Arenitos, lamitos, siltitos, folhelhos carbonosos, carvões e arenitos líticos fino a médios com conglomerados restritos sucedidos por arenitos esverdeados, de granulação fina a grossa, bem selecionados, acompanhados por conglomerados, siltitos e lamitos subordinados	Sistemas flúvio-lacustres sucedidos por sistemas fluviais entrelaçados	<u>Permiano</u> : Zona palinológica Upper Stage 5 demarcada por <i>Dulhuntyispora parvithola</i> e <i>Triplexisporites playfordii</i> <u>Triássico</u> : Zona de <i>Playfordiaspora crenulata</i> é identificada pela associação dos táxons <i>Indotriradites rallus</i> , <i>Densoisporites playfordii</i> , <i>Brevitriletes hennellyi</i> , <i>Triquitrites proratus</i> , <i>Playfordiaspora crenulata</i> e <i>Triplexisporites playfordii</i>
Sydney	Retroarco de antepaís	Temperada	Boreal sazonal / Tundra	Contato entre as unidades Permianas Illawara e New Castle coal measures com o Grupo Narrabeen	Carvões intercalados com lamitos, arenitos, depósitos vulcanoclástico e conglomerados sucedidos por arenitos, conglomerados, folhelhos e siltitos marrons-avermelhados.	Sistemas flúvio/alúvio deltaicos sucedidos por leques aluviais distais.	<u>Permiano</u> : troncos fósseis (<i>Dadoxylodon</i> e <i>Araucarioxylon</i>) e folhas de <i>Glossopteris kingii</i> , <i>Glossopteris Chevronata</i> , <i>Neomariopteris lobifolia</i> e <i>Phyllothea australis</i> , órgãos reprodutivos (<i>Senothea</i> , <i>Austroglossa</i> , <i>Cometia</i> , <i>Plumsteadia</i> e <i>Ottokaria</i>) e raízes associadas (<i>Vertebraria</i>). <u>Triássico</u> : frondes de <i>Voltziopsis wolganensis</i> e <i>Dicroidium callipteroides</i> , assim como <i>Merianopteris</i> sp., <i>Cladophlebis carnei</i> , <i>Paracalamites australis</i> e <i>Isoethes beestoni</i> .
Tasmânia	Sag ou antepaís	Polar	Boreal sazonal / Tundra	Contato entre as unidades Cygnet	Arenitos médio a grossos intercalados com níveis de carvão	Sistema fluvial meandrante/estuarino	<u>Permiano</u> : impressões de <i>Sphepnospidas</i> , <i>Glossopteris</i> ,

				Coal Measures e Ross Sandstone	e siltitos sucedidos por corpos arenosos (<10 m), quartzosos, médios a grossos, organizados em ciclos granodecrescentes ascendentes.	sucedido por sistemas fluviais entrelaçados	<i>Gangamopteris</i>, <i>Phyllothea</i> e <i>Schizoneura</i>. Microflora de <i>Dulhuntyispora</i>. <u>Triássico</u>: fósseis de proterosuquídeo <i>Tasmaniosaurus triassicus</i> e temnospondilos como <i>Blinasaurus townrowi</i>, <i>Chomatobatrachus halei</i>, <i>Deltasaurus kimberleyensis</i> e <i>Derwentia warreni</i>. Microfósseis de <i>Lundbladispota brevicula</i> e <i>Densiloporites playford</i>.
Satpura/Raniganj	Rift	Temperada	Boreal sempre úmido / sazonal	Contato entre as formações Raniganj e Arenito Panchet.	Intercalações de arenitos brancos a acinzentados, folhelhos negros e carvões sucedidos por arenitos de coloração rosada e folhelhos cinzas a verde-oliva.	Sistemas flúvio-lacustres sucedidos por sistemas fluviais entrelaçados.	<u>Permiano</u>: Grãos de pólen bissacados do gênero <i>Crescentipollenites</i> e monosacados estriados do tipo <i>Densipollenites</i>. <u>Triássico</u>: Fragmentos de fósseis da assembleia <i>Dicroidium–Lepidopteris</i>, assim como assembleias de esporos que incluem <i>Lunatisporites</i>, <i>Densoisporites</i>, <i>Lundbladispota</i>. Conchostráceos pertencentes a biozona de Cyzicus, dos quais destacam-se a assembleia de <i>Cyzicus bengalensis</i>, <i>C. mangaliensis</i> e <i>Cornia panchetella</i>.
Karoo	Retroarco de antepaís	Temperada	Boreal sempre úmido	Porção Basal da Formação Katberg	Pacotes amalgamados de conglomerados intraformacionais e arenitos finos a médios, organizados em ciclos granodecrescentes ascendentes	Sistema fluvial baixa sinuosidade, desenvolvidos sob condições de alta variabilidade de	<u>Permiano</u>: Zona de associação de <i>Daptocephalus</i>: anteriormente conhecida como zona de associação de <i>Dicynodon</i>, que inclui cerca de 34 gêneros de vertebrados terrestres.

					com geometria tabular e são limitadas por superfícies erosivas.	descarga, associados com áreas de planície de inundação e depósitos de espriamento de crevasse	Essa zona é limitada pelo primeiro aparecimento de <i>L. murrayi</i> e <i>L. declivis</i> que marcam o início da Zona de Associação de <i>Lystrosaurus declivis</i> , que atualmente ocorre no limite Permiano-Triássico. <u>Triássico</u> : Troncos de coníferas permineralizados (e.g., <i>Dadoxylon sclerosum</i>) além de pequenas sementes ovóides, fragmentos de brotos de licópsidas, fragmentos de folhas e finas “agulhas” de coníferas. Em relação aos fósseis de vertebrados, a Formação Katberg corresponde à Zona de Associação de <i>Lystrosaurus</i> , que compreende anfíbios, parareptéis, arcossauromorfos e uma ampla variedade de terápsidos.
Morandava	Rift	Temperada	Boreal sempre úmido	Contato entre as formações Sakamena Inferior e Intermediária	Intercalações de conglomerados matriz-suportados e arenitos grossos, bem como arenitos médios intercalados com lamitos acinzentados, organizados em sucessões granodecrescentes ascendentes sucedidos por intercalações de lamitos e arenitos em sua porção basal, seguidas por sucessões dominadas por arenitos e lamitos maciços.	Sistemas fluviais de baixa a moderada sinuosidade.	<u>Permiano</u> : A assembleia palinológica é majoritariamente representada principalmente pelos táxons <i>Guttulapollenites hannonicus</i> e <i>Weylandites lucifer</i> . Adicionalmente ocorrem os gêneros <i>Protohaploxypinus</i> , <i>Lueckisporites</i> , <i>Striatopodocarpites</i> e <i>Lunatisporites</i> . Quanto ao registro de vertebrados fósseis incluem-se procolofonídeos, como <i>Barasaurus</i> ; tangassaurídeos e younginiformes especializados à vida

							aquática, como <i>Hovasaurus</i> e <i>Thadeosaurus</i>; younginiformes basais, como <i>Acerosodontosaurus</i>; e diápsidos, como <i>Claudiosaurus</i> e <i>Coelurosauravus</i>. <u>Triássico</u>: A assembleia característica inclui ainda <i>Playfordiaspora crenulata</i>, <i>Triplexisporites playfordii</i>, <i>Limatulasporites fossulatus</i>, <i>Ephedripites</i> sp., <i>Striomonosaccites morondavensis</i> e <i>Dictyophyllidites mortoni</i>. O registro de macrofósseis é dominado por uma ictiofauna diversa, composta por aproximadamente 36 táxons, incluindo celacantos, dipnoicos e uma grande diversidade de actinoptérígios. Além disso, são frequentes os registros de temnospôndilos, tais como <i>Deltacephalus</i>, <i>Mahavisaurus</i>, <i>Parotosuchus</i>, <i>Tertremoides</i>, <i>Trematosaurus</i> e <i>Wantzosaurus</i>, bem como, de forma subordinada, anuros basais do gênero <i>Triadobatrachus</i>.
Moatize-Minjova	Rift	Temperada	Boreal sazonal	Interno a Formação Matindé	Arenitos avermelhados médio a grossos, arenitos conglomeráticos e conglomerados matriz suportados. Esses arenitos estão organizados em sucessões granodecrescentes ascendentes, frequentemente apresentando	Sistema fluvial de baixa sinuosidade	<u>Permiano</u>: grãos de pólen associadas a flora de <i>Glossópteris</i> (<i>Protohaxypinus</i> e <i>Striatopodocarpites</i>) e esporos triletes cavados do gênero <i>Kraeuselisporites</i>, além de grãos de pólen de coníferas e pteridospermas como

					estruturas que sugerem a presença de macroformas de acreção frontal ou migração longitudinal.		<i>Lueckisporites virkkiae</i>, <i>Guttulapollenites hannonicus</i> e <i>Weylandites lucifer</i>. <u>Triássico</u>: dominado por esporos de licópodes como <i>Indotriradites</i> spp., <i>Lundbladispore</i> spp. e <i>Lunatisporites pellucidus</i>.
Ruhuhu	Rift	Temperada	Boreal sazonal	Discordância entre as unidades formação Usili e Camadas Manda	Arenitos grossos com estratificação cruzada, superpostos por siltitos maciços nodulares, lamitos e arenitos com geometria em fita. Esses depósitos são sucedidos por conglomerados basais e uma sucessão relativamente monótona de arenitos quartzosos médios a grossos.	Sistemas fluviais meandantes e <i>playa lakes</i> sucedido por um sistema fluvial distributivo progradando sobre depósitos lacustres	<u>Permiano</u>: Táxons de vertebrados associados às zonas de associação de <i>Pristerognathus</i>, <i>Tropidostoma</i> e <i>Cistecephalus</i>. No que se refere ao registro vegetal, foram identificados troncos silicificados atribuíveis a <i>Agathoxylon</i> sp. ou <i>Palauroxylon</i>. <u>Triássico</u>: restos isolados de vertebrados de difícil atribuição taxonômica.
Mombasa	Rift	Temperada	Estepe fria	Interno a Formação Maji ya Chumvi	Folhelhos negros, com arenitos médios a grossos subordinados.	Sistema lacustre perenes	<u>Permiano</u>: Assembleia microfossilífera contendo <i>Triplexisporites playfordii</i>, <i>Lundbladispore willmottii</i>, <i>Playfordiaspora crenulata</i>, <i>Lueckisporites virkkiae</i>, <i>Protohaploxypinus microcorpus</i> e <i>Weylandites</i> sp. <u>Triássico</u>: Assembleia microfossilífera contendo <i>Densoisporites complicatus</i>, <i>Densoisporites playfordii</i>, <i>Limatulasporites limatulus</i>, <i>Kraeuselisporites cuspidus</i> e

							<i>Lunatisporites pellucidus</i> . Restos de vertebrados atribuídos a <i>Australosomus</i> sp. e uma espécie semelhante a <i>Boreosomus gillioti</i> . Além de um Tangasauridae, descrito como <i>Kenyasaurus mariakaniensis</i> .
Vale do Médio Zambeze / Luangwa	Rift	Temperada	Estepe fria	Contato entre a Formação Madumabisa e Formação Escarpment Grit	Argilitos, pelitos e siltitos de coloração verde, cinza e marrom-amarelada sucedidos por arenitos variando de muito grossos a finos, organizados em ciclos granodecrescentes ascendentes.	Lacustre perene sucedido por sistemas fluviais entrelaçados	<u>Permiano</u> : Assembleia microfossífera composta por <i>Guttulapollenites hanonicus</i> , <i>Klausipollenites schaubergeri</i> , <i>Maruspollenites striatus</i> , <i>Platysaccus papilionis</i> , <i>Pteruchipollenites landianus</i> , <i>Striatopodocarpites cancellatus</i> , <i>Striatopodocarpites fusus</i> e <i>Weylandites lucifer</i> , bem como quatro espécies de <i>Protohaploxypinus</i> e tétrades de <i>Lundbladispota braziliensis</i> .
Nilo Azul	Pull-apart	Temperada	Boreal sazonal/sempre úmido	Interna a unidade Arenito Fincha	Camadas de conglomerados intraclásticos finos, arenitos siltosos e pelitos, organizados em corpos sedimentares superpostos com cerca de 15 metros de espessura individual.	Deltas lacustres do tipo Gilbert.	<u>Permiano</u> : Assembleia microfossífera composta por <i>Playfordiaspora crenulata</i> , <i>Playfordiaspora cancellosa</i> , <i>Striatites minor</i> , <i>Lueckisporites virkkiae</i> , <i>Corisaccites alatus</i> , <i>Florinites balmei</i> , <i>Guttulapollenites hannonicus</i> , <i>Gardenasporites heisseli</i> , <i>Lundbladispota willmottii</i> , <i>Densoisporites playfordii</i> , <i>Pyramidosporites</i> sp. cf. <i>P. cyathodes</i> e <i>Pyrolaetes</i> cf. <i>khuffensis</i> .

							<u>Triássico:</u> Assembleia microfossilífera contendo: <i>Lunatisporites noviaulensis</i>, <i>Lunatisporites pellucidus</i>, <i>Protohaploxypinus samoilovichii</i>, <i>Protohaploxypinus</i> spp., <i>Limatulasporites limatulus</i>, <i>Limatulasporites fossulatus</i>, <i>Fimbriaesporites globosus</i>, <i>Alisporites plicatus</i>, <i>Alisporites tenuicarpus</i>, <i>Chordasporites minutus</i>, <i>Chordasporites</i> spp., <i>Microcachrydites doubingeri</i>, <i>Sulcatissporites asulcus</i>, <i>Sulcatissporites institatus</i>, <i>Labiisporites granulatus</i>, <i>Polonisaccus ferrugineus</i>, <i>Klausipollenites sulcatus</i> e <i>Klausipollenites vestitus</i>.
Kalahari	Rift	Temperada	Estepe fria	Interno a Formação Tihabaa	Argilitos negros, cinza e roxos, maciços ou laminados, pouco litificados, que localmente ocorrem intercalados com arenitos finos de coloração cinza-clara	Sistema lacustre perene	N/A
Ischigualasto-Vila Unión	Rift	Temperada	Deserto frio	Formação Talampaya	Conglomerados polimíticos, arenitos, siltitos, brechas basálticas e tufo	Sistemas fluviais efêmeros, depósitos eólicos e de <i>playa lake</i>	<u>Permiano:</u> pegadas atribuídas a terápsidos não mamaliformes. <u>Triássico:</u> N/A
Los Menucos	?	Temperada	Deserto frio	Contato entre as formações Puesto Tscherig e Puesto Vera	Brechas vulcânicas, conglomerados, arenitos e lamitos estratificados, interpretados como o resultado da ressedimentação de depósitos piroclásticos não soldados, fluxos de detritos e	Depósitos piroclásticos intercalados com fluxos de detritos e depósitos lacustres, sucedidos por ambientes fluviais com	<u>Permiano:</u> Impressões de <i>Zuberia sahnii</i> (<i>Umkomasiales</i>), <i>Lepidopteris madagascariensis</i>, <i>Pachydermophyllum praecordillerae</i> (<i>Peltaspermales</i>), <i>Pseudoctenis grandifolia</i>, <i>P. spectabilis</i>, <i>P. capensis</i>,

					decantação. Esses depósitos são sucedidos por arenitos médios a finos e arenitos conglomeráticos com pelitos subordinados.	planícies de inundação arenosas.	<i>Moltenia wardii</i>, <i>Ctenis japonica</i> (Cycadales), <i>Pterophyllum inconstans</i> (Bennettitales), <i>Taeniopteris lata</i>, <i>T. magnifolia</i>, <i>T. crassinervis</i>, <i>T. wianamattae</i>, <i>T. lentriculiformis</i>, <i>T. vittata</i> (Cycadales ou Bennettitales), <i>Gontriglossa moribunda</i> (Gnetales), <i>Sphenobaiera stormbergensis</i>, <i>S. argentinae</i>, <i>Ginkgoites digitata</i> (Ginkgoales), <i>Rhipidopsis densinervis</i> (Ginkgoales) e <i>Heidiphyllum elongatum</i> (Voltziales). Triássico: Impressões de <i>Equisetites fertilis</i>, <i>Phyllothea australis</i>, <i>Zuberia feistmantelii</i>, <i>Z. brownii</i>, <i>Z. zuberi</i>, <i>Z. sahnii</i>, <i>Z. papillata</i>, <i>Dicroidium dubium</i>, <i>D. incisum</i>, <i>Pteruchus barrealensis</i> e <i>Pseudoctenis spathulata</i>.
Vale do Argana	Rift	Tropical	Trópico sazonal	Discordância entre as formações Ikakern e Timezgadiwine.	Pelitos, que localmente evoluíram para paleossolos, intercalados com fácies arenosas exibindo laminação plano-paralela e marcas onduladas de corrente. Esses depósitos são sucedidos por depósitos de ventifactos e sucessões empilhadas de conglomerados e arenitos.	Sistemas de leques aluviais distais sucedidos por depósitos eólicos e fluxos de detritos associados a leques aluviais proximais.	Permiano: Ocorrem pequenos lepospondilos e temnospôndilos, pareiasauros e répteis captorrinídeos. Além de restos vegetais restos atribuídos a <i>Voltzia heterophylla</i>. Triássico: trilhas que incluem registros de <i>Rhynchosauroides</i> sp., <i>Brachychirotherium</i> sp., <i>Synaptichnium</i> cf. <i>pseudosuchoides</i>, <i>Synaptichnium</i> sp., <i>Isochirotherium</i> cf. <i>gierlinskii</i> e <i>Chirotherium barthii</i>.

Alto Atlas - Marrakech	Rift	Tropical	Trópico sazonal	Contato entre as unidades Siltito Cham-el-Houa e Conglomerados Timalizène	Lamitos e argilitos intercalados com níveis delgados de arenitos, predominantemente maciços ou com laminação plano-paralela. Esses depósitos são sucedidos por conglomerados, arenitos, carbonatos e pelitos.	Sistemas de leques aluviais distais e ambientes lacustres rasos, <i>mudflats</i> salinos. Esses ambientes são sucedidos por depósitos eólicos, leques aluviais proximais e a depósitos de inundação em lençol.	<u>Permiano:</u> Trilhas de invertebrados contendo <i>Diplichnites gouldi</i>, <i>Diplopodichnus biformis</i>, <i>Scoyenia cf. gracilis</i> e <i>Spongeliomorpha carlsbergi</i> sugere a presença de artrópodes, anelídeos e insetos. Pistas de vertebrados contendo icnogêneros <i>Amphisauropus</i>, <i>Erpetopus</i> e <i>Hyloidichnus</i>, cujos possíveis produtores incluem seymouriamorfos, captorrinídeos ou protorotiridídeos. <u>Triássico:</u> N/A
------------------------	------	----------	-----------------	---	---	--	---

Quadro 1: Síntese do conhecimento dos depósitos Permo-Triássicos das Bacias Sedimentares Gonduânicas.

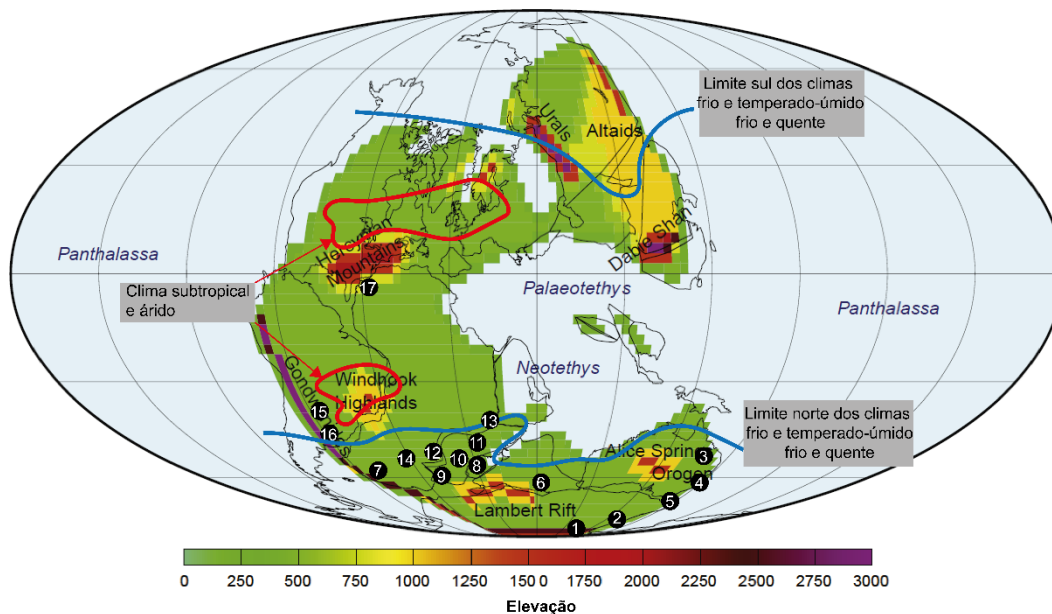


Fig. 32: Mapa paleogeográfico do Pangea no Permiano tardio com as bacias estudadas: 1) Montanhas transantárticas centrais (Antártida); 2) Terra de Vitória (Antártida); 3) Bowen (Austrália); 4) Sydney (Austrália); 5) Tasmânia; 6) Satpura/Raniganj (Índia); 7) Karoo (África do Sul); 8) Morandava (Madagascar); 9) Moatize-Minjova (Moçambique); 10) Ruhuhu (Tanzânia); 11) Duruma (Quênia); 12) Vale do Médio Zambeze & Luangwa (Zâmbia); 13) Nilo Azul (Etiópia); 14) Kalahari (Botswana); 15) Ischigualasto-Villa Union (Argentina); 16) Los Menucos (Argentina); 17) Bacia do Vale de Argana, Alto Atlas & Marrakech (Marrocos). Mapa modificado de: Roscher *et al.* (2011); Benton & Newell (2014);

As bacias rift que ocupam a porção norte do Gondwana, em contexto equatorial, registram um episódio curto de aridização, marcado pela ocorrência depósitos eólicos na base da Formação Timezgadiwine, cuja idade corresponde ao Triássico Inferior (Benaouiss *et al.*, 2023). De acordo com Limarino *et al.* (2014), os depósitos do sudoeste do Gondwana, representativos de regiões subtropicais/temperadas, experienciaram uma aridização progressiva ao longo do Guadalupiano tardio ao Lopingiano, caracterizada pela deposição de arenitos fluviais e eólicos nessas bacias. A presença de arenitos eólicos da Formação De La Cuesta ao longo do Guadalupiano na Bacia de Paganzo está relacionada a um evento pontual marcado pela existência do arco magmático correspondente ao Grupo Choiyoi, cuja topografia teria favorecido a retenção de umidade na porção de barlavento e o desenvolvimento de condições quentes e áridas a semiáridas na porção de sotavento do arco, no interior do continente, promovendo assim o desenvolvimento de um *erg* (Spalletti *et al.*, 2010). O pico de aridização do final do Permiano, só é então registrado

na porção superior da Formação Talampaya nas bacias de Ichigualasto-Villa Unión, com o aparecimento de depósitos eólicos e de *playa-lake* (Gulbranson *et al.*, 2015) durante o Changhsingiano conforme datação de Bernárdez *et al.* (2023).

Os depósitos localizados em clima temperado *sensu strictu*, por outro lado, apresentam um registro marcado pelo desenvolvimento de amplos lagos na porção meridional do continente Africano que foram colmatados durante o Triássico Inferior, marcado principalmente pelo registro das bacias de Mombasa (Hankel, 1992); Vale do Médio Zambeze (Nyambe & Dixon, 2002), Kalahari (Frachi *et al.*, 2021; Bordy, 2020); Ruhuhu (Markwort, 1991; Wopfner, 2002) e Nilo Azul (Dawit, 2014). Dentro desse registro, apenas os lagos que fazem parte da bacia de Mombasa são uma exceção, pois estes perduraram até o Triássico Inferior (Cannon *et al.*, 1981; Hankel, 1992; Catuneanu *et al.*, 2005).

Nas bacias do Sudeste da África, camadas de carvão ocorrem tanto no Permiano Inferior quanto no Permiano Superior (Cairncross, 2001), no que tange as bacias que registram o Permiano-Triássico apenas a bacia de Moatize-Minjova apresenta ocorrências de carvão ao longo dos depósitos do Permiano Superior (Bicca *et al.*, 2017). Estes carvões são correlatos com ocorrências nas bacias de Waterberg, Kalahari (Serowe Fm.), Nkana-Livingstonia, Chiromo-Sumbu (Cairncross, 2001). A ocorrência desses níveis no topo do Permiano, sugere a existência de um clima quente e com condições propícias para o acúmulo de carvão em zonas temperadas (Cairncross, 2001). No Triássico, não são registrados mais carvões e os sistemas fluviais passam de alta sinuosidade para sistemas de mais baixa sinuosidade, dominados pela deposição de sistemas fluviais entrelaçados (Bicca *et al.*, 2017). Essa tendência também é registrada ao longo da bacia de Satpura/Raniganj, onde os sistemas flúvio-lacustres ricos em carvão transicionam para sistemas fluviais entrelaçados a partir do Triássico (Sarkar *et al.*, 2003; Mishra *et al.*, 2017).

Na Bacia do Karoo, o último registro de carvões pertence ao grupo Ecca, estando restritos ao Permiano Inferior (Cairncross, 2001). O registro dessa bacia representa a passagem de sistemas fluviais de alta sinuosidade para sistemas fluviais de baixa sinuosidade com alta variabilidade de descarga (Smith & Botha-Brink, 2014). Nesse contexto, a aridização é sugerida principalmente pela ocorrência de níveis de paleosolo carbonáticos e lamitos avermelhados (Smith & Botha-Brink, 2014). No entanto, tais evidências em parte são questionadas pela comunidade científica, visto que o avermelhamento das litofácies é algo majoritariamente diagenético e por isso

não deve ser utilizado como marcador estratigráfico (Li *et al.*, 2017). Ao analisar quimicamente essas fácies Li e colaboradores (2017) concluíram que na porção basal da Zona de Lystrossauros a superfície era úmida e com o nível freático alto. Tais condições são apoiadas pelo registro isotópico de carbono e oxigênio obtido ao longo de concreções de conglomerados intraformacionais entre a transição das ZA de Daphnocelus e Lystrossauros, que revela um pico de umidade e temperaturas mais frias nos solos, marcado por claras variações de sazonais de temperatura ao invés de um trend unidirecional em sentido a aridização (Gastaldo *et al.*, 2020)

Os depósitos do norte da Formação Sakamena em Madagascar constituem uma exceção. Pois, a porção norte da bacia registra uma transgressão marinha no início do Triássico com o afogamento dos depósitos fluviais de alta sinuosidade intercalados com depósitos lacustres (Smith, 2001). Essa transgressão é acompanhada por uma superfície erosiva, cujo hiato compreende a transição Permiano-Triássico (cf. Catuneanu *et al.*, 2005). De acordo com Smith (2001) as condições climáticas durante o Permiano Superior na Formação Sakamena são predominantemente quentes e úmidas com altas taxas de precipitação sazonal. A porção Sul da Bacia, por outro lado, apresenta um registro aluvial que transiciona para sistemas fluviais de moderada a baixa sinuosidade (Wescott & Diggins, 1998), o que representa uma inversão da tendência registrada pelas bacias adjacentes.

Nas altas latitudes, o registro Permiano-Triássico é majoritariamente marcado por espessas acumulações de carvão associadas a porção de overbank de sistemas fluviais de alta sinuosidade. Próximo ao limite Permo-Triássico, estes depósitos são substituídos por sistemas fluviais entrelaçados de baixa sinuosidade (Smith *et al.*, 1995; Michaelsen, 2002; Fielding *et al.*, 2021). Esse registro impera nas bacias da Austrália, Tasmânia e Antártida.

Alguns autores (e.g., Veevers *et al.*, 1994), sugerem a implantação de condições áridas em direção ao limite permo-triássico nos depósitos de altas latitudes, marcado pelo surgimento de “red beds”. Entretanto, esses depósitos, comumente ocorrem junto com paleosolos ferruginosos ricos em bertierina, do tipo Dolores, cuja mineralização sugere uma queda na concentração de oxigênio atmosférico e não a implantação de condições áridas. Intercalados a estes paleosolos também é comum a ocorrência de paleosolos não calcáreos e ricos em kaolinita, que sugerem a existência de um clima úmido, temperado a frio durante o Triássico inferior nestas regiões (Retallack, 1999).

Quando comparados, os paleossolos em depósitos do Triássico inferior localizados em regiões polares e de altas latitudes (e.g., Bacia de Sydney e Montanhas Transantárticas) não apresentam características mineralógicas ou geoquímicas que sugere mudanças no padrão de precipitação pluvial ou de drenagem em relação aos depósitos do Permiano Superior (Retallack & Krull., 1999). Essa relação, sugere uma manutenção de condições úmidas ao longo do Triássico inicial, onde os máximos de paleotemperatura são comparáveis as regiões temperadas atuais (Retallack & Krull, 1999).

5.2. A Aridização é uma tendência paleolatitudinal ou global?

De acordo com Benton & Newell (2014), os eventos físicos desencadeadores associados à extinção Permiano–Triássica podem ser agrupados em três escalas temporais, classificadas de acordo com sua duração: longo prazo, curto prazo e repetitivos. Os eventos de curto prazo estão relacionados às consequências iniciais das erupções das Traps Siberianas, incluindo rápido aquecimento regional, queimadas extensivas, chuva ácida, erosão continental acentuada e afinamento da camada de ozônio em altas latitudes, manifestados pela ocorrência de brechas contendo paleossolos pouco desenvolvidos (Retallack, 2005), aumento do calibre sedimentar (Newell, 1999), aumento da maturidade textural em sistemas fluviais siliciclásticos (Michaelson, 2002), mudanças nos índices de alteração química (Scheffler *et al.*, 2006), existência de níveis de charcoal e esferúltios de carvão (Shen *et al.*, 2011) e mutações observadas em grãos de pólen e esporos (Visscher *et al.*, 2004).

Os eventos repetitivos, por sua vez, associam-se à recorrência de episódios de chuva ácida em resposta ao aumento frequente das concentrações atmosféricas de CO₂. Por fim, os eventos de longa duração estão vinculados à tendência de aridização global que acompanha o final do Permiano.

A aridização global tem sido amplamente utilizada na literatura como um dos principais mecanismos explicativos para a extinção de vertebrados e plantas ao longo do limite P.–Tr.; contudo, o registro indica um expressivo diacronismo latitudinal no desaparecimento da fauna e da flora. Além disso, estudos baseados em dados geoquímicos de paleossolos sugerem que depósitos situados em latitudes superiores

a 45° mantiveram climas frios a temperados e sazonalmente úmidos ao longo dessa transição, particularmente em latitudes acima de 60° (e.g., Retallack, 1999; Retallack & Krull, 1999; Li *et al.*, 2017; Gastaldo *et al.*, 2020).

Essas observações são consistentes com as modelagens climáticas realizadas por Roscher *et al.* (2011) acerca dos efeitos do aquecimento global sobre os cinturões climáticos da Pangea. Segundo os autores, sob condições de aquecimento global, a sensibilidade climática dos cinturões diminui em relação a cenários de resfriamento, resultando em alterações sutis mesmo diante de aumentos significativos de temperatura. Assim, mesmo com a injeção maciça de CO₂ atmosférico no final do Permiano, a distribuição dos cinturões climáticos teria sofrido mudanças mínimas e possivelmente negligenciáveis (Fig. 33; Roscher *et al.*, 2011). Nessas condições, climas áridos a semiáridos quentes tenderiam a se estabelecer predominantemente nas regiões tropicais, enquanto as zonas temperadas exibiriam uma maior diversidade climática, variando desde climas áridos e frios, com o desenvolvimento de desertos e estepes, até climas boreais úmidos e sazonais, associados à expansão de zonas permanentemente úmidas (*ever-wet zones*) (Fig. 34).

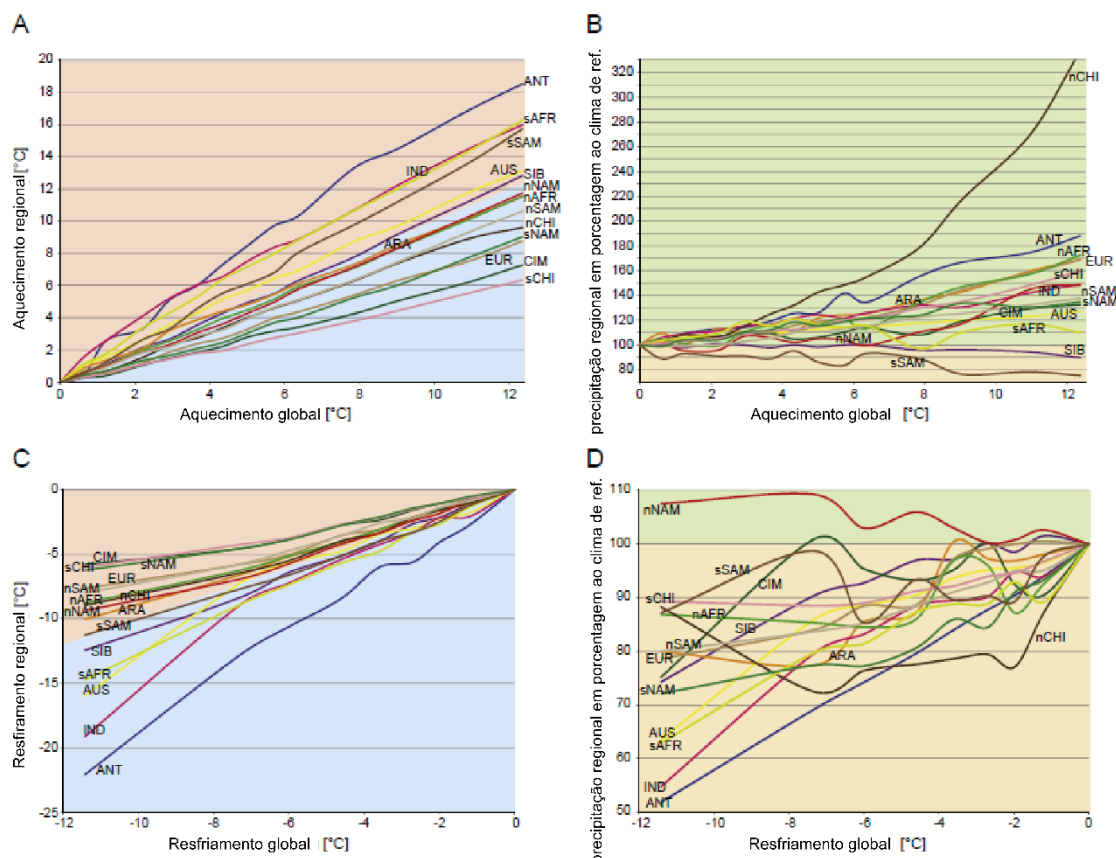


Fig. 33: Modelagem climática dos efeitos na precipitação aquecimento e resfriamento ao longo dos continentes durante o limite P.-Tr. Siglas: ANT = Antártida, ARA = Arábia, AUS=Austrália, CIM=Ciméria, EUR=Europa, IND=Índia, nAFR=Norte da África, nCHI=Norte da China, nNAM=Norte da América do Norte, nSAM=Norte da América do Sul, sAFR = Sul da África, sCHI = Sul da China, SIB = Sibéria, sNAM = Sul da América do Norte, sSAM = Sul da América do Sul. Modificado de Roscher *et al.* (2011).

O modelo proposto por Roscher *et al.* (2011) converge com as observações de Retallack (1999) e Retallack & Krull (1999) para depósitos da Antártica e da Austrália, que indicam a persistência de condições climáticas favoráveis à acumulação de carvão durante o intervalo de extinção das plantas formadoras de turfa. Adicionalmente, diversos depósitos discutidos neste trabalho, como os lagos perenes do continente africano e os níveis de turfa da Formação Raniganj, na Índia, evidenciam a manutenção de climas sazonalmente úmidos durante a transição P.–Tr. Em conjunto, esses dados sugerem que a hipótese de uma tendência climática unidirecional de aridização no final do Permiano não é plenamente sustentada pelo registro geológico, corroborando observações recentes realizadas na Bacia do Karoo por Gastaldo *et al.* (2020). De maneira simplificada, o padrão climático durante o limite Permiano-Triássico apresenta variações latitudinais mesmo em condições extremas de *hot house*. Todavia, acidentes geográficos locais e a disposição única dos

continentes também apresentam influências únicas no desenvolvimento paleoclimático ao longo do Permiano ao Triássico, como pode ser averiguado por exemplo ao longo da Bacia de Paganzo ou ao longo da Bacia de Morandava.

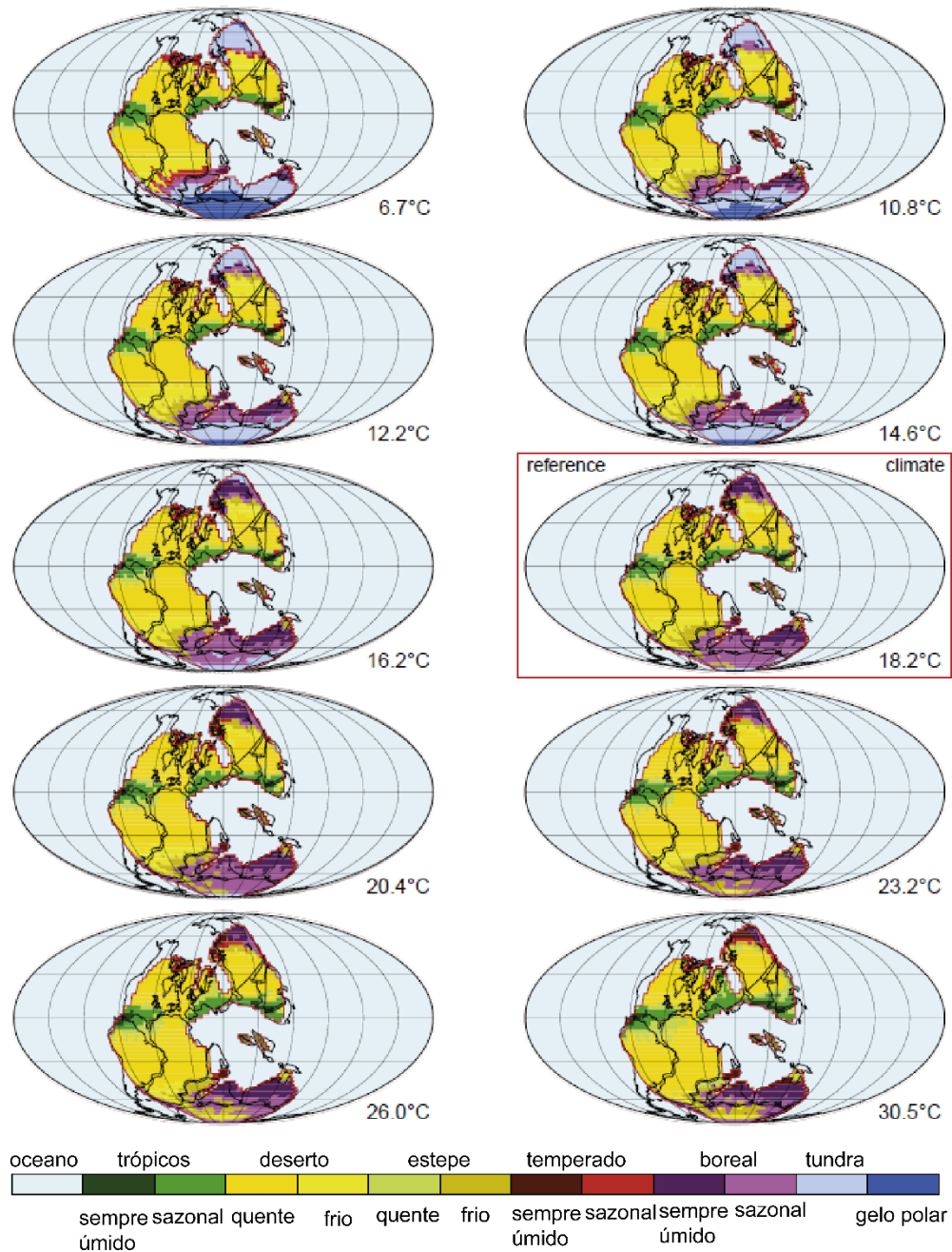


Fig. 34: Modelo Paleoclimático para o Changhsingiano para diferentes temperaturas médias terrestres. Modificado de Roscher *et al.* (2011).

6. CONSIDERAÇÕES FINAIS

A transição Permiano–Triássico em ambientes continentais ao longo do Gondwana é marcada por um registro fragmentário, caracterizado pela imprecisão no posicionamento do limite P.–Tr. nos continentes, pela dificuldade de correlação entre a extinção terrestre e a extinção marinha, pela ausência de camadas de evento bem definidas, pelo diacronismo na extinção da biota e pelo caráter não sincrônico do estabelecimento dos ambientes sedimentares do Triássico Inicial. Essas características favorecem a interpretação da passagem entre o Paleozoico e o Mesozóico como um processo gradual nos ambientes terrestres, possivelmente estendendo-se por algumas centenas de milhares de anos.

Além disso, os diferentes sistemas deposicionais que compõem esse registro responderam de forma heterogênea ao aumento global das temperaturas durante o Changhsingiano. Nesse contexto, a proposição de uma tendência climática global dominada exclusivamente pela aridização constitui uma simplificação excessiva, que não contempla a complexidade da dinâmica climática da Pangea no final do Permiano.

A integração de dados geoquímicos, sedimentológicos e paleontológicos do final do Permiano, provenientes de bacias sedimentares que registram o limite Permiano–Triássico, permite reconhecer uma organização dos ambientes deposicionais ao longo de cinturões climáticos. Essa distribuição, quando analisada em conjunto com dados isotópicos de bacias situadas em zonas temperadas, indica a persistência de climas úmidos, relativamente mais frios e sazonais durante o final do Permiano em altas latitudes do Gondwana.

Nesse sentido, os contextos paleolatitudinais e tectônicos específicos devem ser considerados de forma criteriosa no estabelecimento de correlações entre bacias continentais, tanto no registro sedimentológico quanto no paleontológico. Tal abordagem se justifica pelo caráter não instantâneo da extinção nos ambientes continentais, bem como pela natureza progressiva e heterogênea da transição dos sistemas deposicionais. Assim, a tendência à aridização frequentemente observada no registro pode, em muitos casos, refletir controles tectônicos e fisiográficos locais, como o desenvolvimento de desertos associados a zonas de sombra de chuva, em vez de representar exclusivamente um sinal climático global.

REFERÊNCIAS

- Alessandretti, L., 2012. Geoquímica, proveniência e ambiente tectônico da Faixa Dobrada Sierra de la Ventana e da Bacia Claromecó, Província de Buenos Aires, Argentina. Porto Alegre, p. 140. Dissertação de Mestrado, *Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul*.
- Algeo, T. J., Chen, Z. Q., Fraiser, M. L., & Twitchett, R. J., 2011. Terrestrial–marine teleconnections in the collapse and rebuilding of Early Triassic marine ecosystems. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 308 (1-2): 1-11.
- Angielczyk, K. D., Steyer, J. S., Sidor, C. A., Smith, R. M., Whatley, R. L., & Tolan, S., 2013. Permian and Triassic dicynodont (Therapsida: Anomodontia) faunas of the Luangwa Basin, Zambia: taxonomic update and implications for dicynodont biogeography and biostratigraphy. In: Christian F. Kammerer, Kenneth D. Angielczyk, Jörg Fröbisch (Eds.). *Early evolutionary history of the Synapsida*. Dordrecht: Springer, Netherlands, p. 93-138.
- Bambery, W. J., 1991. *Stratigraphy and sedimentology of the late Permian Illawarra coal measures, Southern Sydney Basin, New South Wales*. Wollongong, Australia, p. 500. Tese de Doutorado. *University of Wollongong*.
- Banks, M. R., & Ahmad, N., 1962. The Permian system in western Tasmania. In *Papers and Proceedings of the Royal Society of Tasmania*, 96: 1-18.
- Banks, M. R., & Naqvi, I. H., 1967. Formations close to the Permo-Triassic boundary in Tasmania. *Papers and Proceedings of the Royal Society of Tasmania*, 101: 17-31.
- Barbolini, N., Smith, R. M., Tabor, N. J., Sidor, C. A., & Angielczyk, K. D., 2016. Resolving the age of Madumabisa fossil vertebrates: palynological evidence from the mid-Zambezi Basin of Zambia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 457: 117-128.
- Barrett, P. J. 1969. Stratigraphy and petrology of the mainly fluviatile Permian and Triassic Beacon rocks, Beardmore Glacier area, Antarctica. *Institute of Polar Studies Report No. 34, Research Foundation and the Institute of Polar Studies, The Ohio State University*, p. 132.

- Basu, A. R., Petaev, M. I., Poreda, R. J., Jacobsen, S. B., & Becker, L., 2003. Chondritic meteorite fragments associated with the Permian-Triassic boundary in Antarctica. *Science*, 302(5649): 1388-1392.
- Baudon, C., Redfern, J., & Van Den Driessche, J., 2012. Permo-Triassic structural evolution of the Argana Valley, impact of the Atlantic rifting in the High Atlas, Morocco. *Journal of African Earth Sciences*, 65: 91-104.
- Beauchamp, W., Allmendinger, R. W., Barazangi, M., Demnati, A., El Alji, M., & Dahmani, M., 1999. Inversion tectonics and the evolution of the High Atlas Mountains, Morocco, based on a geological-geophysical transect. *Tectonics*, 18(2): 163-184.
- Becker, L., Poreda, R. J., Hunt, A. G., Bunch, T. E., & Rampino, M. 2001. Impact event at the Permian-Triassic boundary: Evidence from extraterrestrial noble gases in fullerenes. *Science*, 291(5508): 1530-1533.
- Beerling, D. J., Harfoot, M., Lomax, B., & Pyle, J. A., 2007. The stability of the stratospheric ozone layer during the end-Permian eruption of the Siberian Traps. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 365(1856): 1843-1866.
- Benaouiss, N., Tourani, A., Bourquin, S., & Jalil, N. E., 2023. Late Permian to early Middle Triassic palaeoenvironmental reconstructions of the High Atlas, Morocco: Geodynamic and climate implications in the intertropical western Peri-Tethyan domain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 630: 111809.
- Benton, M. J., & Newell, A. J., 2014. Impacts of global warming on Permo-Triassic terrestrial ecosystems. *Gondwana Research*, 25(4): 1308-1337.
- Benton, M.J., 2003. When Life Nearly Died: The Greatest Mass Extinction of All Time. *Thames & Hudson*, London, p. 336.
- Benton, M. J., 1995. Diversification and extinction in the history of life. *Science*, 268(5207): 52-58.
- Bernardez, S. C. S., Limarino, C. O., Marensi, S. A., & Ciccioli, P. L., 2023. Short note. A new U-PB age for the Talampaya Formation: Stratigraphic and paleoclimatic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 128:104492.

Berner, R.A., 2002, Examination of hypotheses for the Permian–Triassic boundary extinction by carbon cycle modeling: U.S. *National Academy of Sciences*, Proceedings, 99: 4172–4177.

Berner, R. A., 2005. The carbon and sulfur cycles and atmospheric oxygen from middle Permian to middle Triassic. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 69(13): 3211-3217.

Barrett, P. J., & Fitzgerald, P. G., 1985. Deposition of the lower Feather Conglomerate, a Permian braided river deposit in southern Victoria Land, Antarctica, with notes on the regional paleogeography. *Sedimentary geology*, 45(3-4): 189-208.

Bhattacharya, B., Bhattacharjee, J., Banerjee, S., Bandyopadhyay, S., & Das, R. 2016. Seismites in Permian Barakar Formation, Raniganj Basin, India: Implications on Lower Gondwana basin evolution. *Arabian Journal of Geosciences*, 9(4): 300.

Bicca, M. M., Philipp, R. P., Jelinek, A. R., Ketzer, J. M. M., dos Santos Scherer, C. M., Jamal, D. L., & dos Reis, A. D., 2017. Permian-Early Triassic tectonics and stratigraphy of the Karoo Supergroup in northwestern Mozambique. *Journal of African Earth Sciences*, 130: 8-27.

Black, B. A., Elkins-Tanton, L. T., Rowe, M. C., & Peate, I. U., 2012. Magnitude and consequences of volatile release from the Siberian Traps. *Earth and Planetary Science Letters*, 317: 363-373.

Bodnar, J., Coturel, E. P., Falco, J. I., & Beltrán, M., 2021. An updated scenario for the end-Permian crisis and the recovery of Triassic land flora in Argentina. *Historical Biology*, 33(12): 3654-3672.

Stipanovic, P. N., & Bonaparte, J. F. (1979). Cuenca triásica de Ischigualasto-Villa Unión (Provincia de La Rioja y San Juan). *Geología Regional Argentina*, 1: 523-575.

Bordy, E. M., Sztano, O., Rubidge, B. S., & Bumby, A., 2011. Early Triassic vertebrate burrows from the Katberg Formation of the south-western Karoo Basin, South Africa. *Lethaia*, 44(1): 33-45.

Bordy, E. M., 2020. Depositional style changes during the Permo-Carboniferous–Early Jurassic evolution of the Central Kalahari Karoo Sub-basin, Botswana. *Geological Journal*, 55(7): 5514-5539.

Botha-Brink, J., & Smith, R. M. 2020. Biostratigraphy of the Lystrosaurus declivis Assemblage Zone (Beaufort Group, Karoo Supergroup), South Africa. *South African Journal of Geology* 2020, 123(2): 207-216.

Burgess, S. D., Bowring, S., & Shen, S. Z., 2014. High-precision timeline for Earth's most severe extinction. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 111(9): 3316-3321.

Buseck, P. R., 2002. Geological fullerenes: review and analysis. *Earth and Planetary Science Letters*, 203(3-4): 781-792.

Camp, C. L., & Banks, M. R., 1978. A proterosuchian reptile from the Early Triassic of Tasmania. *Alcheringa*, 2(2): 143-158.

Cannon, R. T., Siambi, W. S., & Karanja, F. M., 1981. The proto-Indian Ocean and a probable Paleozoic/Mesozoic triradial rift system in East Africa. *Earth and Planetary Science Letters*, 52(2): 419-426

Cairncross, B., 2001. An overview of the Permian (Karoo) coal deposits of southern Africa. *Journal of African Earth Sciences*, 33(3-4): 529-562.

Catuneanu, O., Hancox, P. J., & Rubidge B. S., 1998. Reciprocal flexural behaviour and contrasting stratigraphies: a new basin development model for the Karoo retroarc foreland system, South Africa. *Basin research*, 10(4): 417-439.

Catuneanu, O., Wopfner, H., Eriksson, P. G., Cairncross, B., Rubidge, B. S., Smith, R. M., & Hancox, P. J., 2005. The Karoo basins of south-central Africa. *Journal of African Earth Sciences*, 43(1-3): 211-253.

Chen, Z. Q., & Benton, M. J., 2012. The timing and pattern of biotic recovery following the end-Permian mass extinction. *Nature Geoscience*, 5(6): 375-383.

Clapham, M. E., & Payne, J. L., 2011. Acidification, anoxia, and extinction: a multiple logistic regression analysis of extinction selectivity during the Middle and Late Permian. *Geology*, 39(11): 1059-1062.

Collinson, J. W., & Hammer, W. R., 2007. Migration of Triassic tetrapods to Antarctica. *Antarctica: A Keystone in a Changing World—Online Proceedings of the 10th ISAES X, USGS Open-File Report*, 1047.

Collinson, J. W., Kemp, N. R., & Eggert, J. T., 1987. Comparison of the Triassic Gondwana sequences in the Transantarctic Mountains and Tasmania. *Gondwana six: Stratigraphy, sedimentology, and paleontology*, 41: 51-61.

Collinson, J. W.; Eggert, J. T.; Kemp, N. R., 1990. Triassic sandstone petrology of Tasmania: evidence for a Tasmania-Transantarctic basin. *Papers and Proceedings of the Royal Society of Tasmania*, 124(1): 61-75.

Collinson, J. W., Vavra, C. L., & Zawiskie, J. M., 1992. Sedimentology of the Polarstar Formation (Permian), Ellsworth Mountains, West Antarctica.

Collinson, J. W., Isbell, J. L., Elliot, D. H., Miller, M. F., Miller, J. M., & Veevers, J. J., 1994. Permian-Triassic Transantarctic basin.

Collinson, J. W., Hammer, W. R., Askin, R. A., & Elliot, D. H., 2006. Permian-Triassic boundary in the central transantarctic Mountains, Antarctica. *Geological Society of America Bulletin*, 118(5-6): 747-763.

Connolly J. R. & Ferm J. C., 1971. Permo-Triassic sedimentation patterns, Sydney Basin, Australia. *American Association of Petroleum Geologists*, Bulletin 55: 2018-2032.

Cooper, T. F., De'Ath, G., Fabricius, K. E., & Lough, J. M., 2008. Declining coral calcification in massive Porites in two nearshore regions of the northern Great Barrier Reef. *Global Change Biology*, 14(3): 529-538.

Cosgriff, J. W., & Hammer, W. R., 1981. New skull of *Lystrosaurus curvatus*. *Antarctic Journal of the United States*, 16(5): 52.

Cosgriff, J. W., Hammer, W. R., & Ryan, W. J., 1982. The Pangaeian reptile, *Lystrosaurus maccaigi*, in the Lower Triassic of Antarctica. *Journal of Paleontology*, 371-385.

Cosgriff, J. W., 1974. *Lower Triassic Temnospondyli of Tasmania*. Geological Society of America, 149.

Creech, M. K., Ives, M., Stevenson, D., Brunton, J., Rigby, R., Leary, S., Graham P., Smith C., Atkins B., Knight C., & Salter, G. (2004). A revision of the stratigraphy of the Wollombi Coal Measures. *New South Wales Geological Survey Report GS2004*, 415.

Dal Corso, J., Newton, R. J., Zerkle, A. L., Chu, D., Song, H., Song, H., Tian L., Tong J., Rocco T. D., Claire M. W., Mather T. A., He, T., Gallagher, T., Shu, W., Wu, Y., Bottrell, S. H., Metcalfe, I., Cope H. A., Novak M., Jamieson, R. A. & Wignall, P. B., 2024. Repeated pulses of volcanism drove the end-Permian terrestrial crisis in northwest China. *Nature Communications*, 15(1): 7628.

Dawit, E. L., 2014. Permian and Triassic microfloral assemblages from the Blue Nile Basin, central Ethiopia. *Journal of African Earth Sciences*, 99: 408-426.

De Koning, G., 1957. Geologie des Ida ou Zal (Maroc) Stratigraphie, petrographie et tectonique de la partie SW du bloc occidental du massif ancien du Haut Atlas. *Leidse Geologische Mededelingen*, 23(1): 1-209.

De Santa Ana, H., Veroslavsky, G., Fulfaro, V., Rossello, E., 2006. Cuenca Norte: Evolución tectónica y sedimentaria del Carbonífero-Pérmico. In: Martínéz, S., Ubilla, M., Veroslavsky, G. (Eds.), Cuencas Sedimentarias de Uruguay: Geología, Paleontología y Recursos Minerales, Paleozoico. *DIRAC*, Montevideo, p. 209–256.

De Wit, M. C. J., Bamford, M. K., & Van Waarden, C., 2018. Fossil trees from the basal Triassic Lebung Group at the Makgaba site, west of Mokubilo, Botswana. *Palaeontologia Africana*, 52: 194-200.

Domènech, M., Teixell, A., Babault, J., & Arboleya, M. L., 2015 The inverted Triassic rift of the Marrakech High Atlas: A reappraisal of basin geometries and faulting histories. *Tectonophysics*, 663: 177-191.

Dudás, F. Ö., Zhang, H., Shen, S. Z., & Bowring, S. A., 2021. Major and trace element geochemistry of the Permian-Triassic boundary section at Meishan, South China. *Frontiers in Earth Science*, 9: 637102.

Dutta, P. K., & Suttner, L. J., 1986. Alluvial sandstone composition and paleoclimate; II, Authigenic mineralogy. *Journal of Sedimentary Research*, 56(3): 346-358.

Eide, C.H., Suslova, A.A., Helland-hansen, W., 2018. Linking an Early Triassic delta to antecedent topography: source-to-sink study of the southwestern Barents Sea margin. *GSA Bull.* 130, 263–283.

Ernst, R. E., 2014. *Large igneous provinces*. Cambridge University Press, p. 653.

Erwin, D.H., 2006. *Extinction! How Life Nearly Ended 250 Million Years ago*. Princeton University Press, Princeton, p. 296.

Falco, J.I., Hauser, N. & Reimold, W. 2017. Three magmatic events in the Los Menucos area of the Central- North Patagonian Massif, Argentina. *11° South American Symposium on Isotopic Geology*, Acta digital, Cochabamba.

Falco, J. I., Bodnar, J., & Del Río, D., 2020. Revisión Estratigráfica del Grupo Los Menucos, Pérmico tardío-Triásico Inferior del Macizo Nordpatagónico, Provincia de Río Negro, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 77(4): 1-48.

Falco, J. I., Bodnar, J., Coturel, E. P., Erra, G., & Napoli, M., 2022. The Permian-Triassic boundary in Northern Patagonia (Argentina): Geochronological and palaeobiological issues of the Los Menucos Basin. *International Commission on Stratigraphy. Subcommission on Permian Stratigraphy; Permophiles*; 73; 8-2022; 24-28

Fielding, C. R., Falkner, A. J., & Scott, S. G., 1993. Fluvial response to foreland basin overfilling; the late Permian Rangel Coal Measures in the Bowen basin, Queensland, Australia. *Sedimentary Geology*, 85(1-4): 475-497.

Fielding, C. R., Frank, T. D., Isbell, J. L., Henry, L. C., & Domack, E. W., 2010. Stratigraphic signature of the late Palaeozoic Ice Age in the Parmeener Supergroup of Tasmania, SE Australia, and inter-regional comparisons. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 298(1-2): 70-90.

Fielding, C. R., Frank, T. D., Tevyaw, A. P., Savatic, K., Vajda, V., McLoughlin, S., Mays, C., Nicoll, R. S., Bocking, M. & Crowley, J. L., 2021. Sedimentology of the continental end-Permian extinction event in the Sydney Basin, eastern Australia. *Sedimentology*, 68(1), 30-62.

Fielding, C. R., McLoughlin, S., Mays, C., Tevyaw, A. P., & Frank, T. D., 2025. Fluvial architectural style and stacking patterns in a high-accommodation coal-bearing succession: the upper Permian Newcastle Coal Measures, eastern Australia. *International Journal of Coal Geology*, 104829.

Fielding, C.R., 2015. A reappraisal of large, heterolithic channel fills in the upper Permian Rangel Coal Measures of the Bowen Basin, Queensland, Australia: The case

for tidal influence. In: Philip J. Ashworth P. J., Best J. L., Parsons D. R. (Eds.), *Developments in Sedimentology*, Elsevier, 68, p. 323-351.

Flügel, E., & Kiessling, W., 2002. Patterns of Phanerozoic reef crises. In: Kiessling, W., Flügel, E. & Jan Golonka (Eds.). *Phanerozoic Reef Patterns*, SEPM Society for Sedimentary Geology Special Publication, 72.

Foster, C. B., 1982. Spore-pollen assemblages of the Bowen Basin, Queensland (Australia): their relationship to the Permian/Triassic boundary. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 36(1-2): 165-183.

Franchi, F., Kelepile, T., Di Capua, A., De Wit, M. C., Kemiso, O., Lasarwe, R., & Catuneanu, O., 2021. Lithostratigraphy, sedimentary petrography and geochemistry of the upper Karoo Supergroup in the central Kalahari Karoo sub-basin, Botswana. *Journal of African Earth Sciences*, 173, 104025

Galasso, F., Pereira, Z., Fernandes, P., Spina, A., & Marques, J. 2019. First record of Permo-Triassic palynomorphs of the N'Condédzi sub-basin, Moatize-Minjova Coal Basin, Karoo Supergroup, Mozambique. *Revue de micropaléontologie*, 64: 100357.

Gastaldo, R. A., Adendorff, R., Bamford, M., Labandeira, C. C., Neveling, J., & Sims, H., 2005. Taphonomic trends of macrofloral assemblages across the Permian–Triassic boundary, Karoo Basin, South Africa. *Palaios*, 20(5): 479-497.

Gastaldo, R. A., Kamo, S. L., Neveling, J., Geissman, J. W., Bamford, M., & Looy, C. V., 2015. Is the vertebrate-defined Permian-Triassic boundary in the Karoo Basin, South Africa, the terrestrial expression of the end-Permian marine event?. *Geology*, 43(10): 939-942.

Gastaldo, R. A., Neveling, J., Geissman, J. W., & Kamo, S. L., 2018. A lithostratigraphic and magnetostratigraphic framework in a geochronologic context for a purported Permian–Triassic boundary section at Old (West) Lootsberg Pass, Karoo Basin, South Africa. *Bulletin*, 130(9-10): 1411-1438.

Gastaldo, R. A., Kamo, S. L., Neveling, J., Geissman, J. W., Looy, C. V., & Martini, A. M., 2020. The base of the Lystrosaurus Assemblage Zone, Karoo Basin, predates the end-Permian marine extinction. *Nature Communications*, 11(1): 1428.

- Gastaldo, R. A., Neveling, J., Geissman, J. W., Kamo, S. L., & Looy, C. V., 2022. A tale of two Tweefonteins: What physical correlation, geochronology, magnetic polarity stratigraphy, and palynology reveal about the end-Permian terrestrial extinction paradigm in South Africa. *GSA Bulletin*, 134(3-4): 691-721.
- Germain, D., 2010. The Moroccan diplocaulid: the last lepospondyl, the single one on Gondwana. *Historical Biology*, 22(1-3): 4-39.
- Ghosh, S. C., 2002. The Raniganj coal basin: an example of an Indian Gondwana rift. *Sedimentary Geology*, 147(1-2): 155-176.
- Goldberg, R., & Holland, W. N., 1973. Stratigraphy and sedimentation of redbed facies in Narrabeen Group of Sydney Basin, Australia. *AAPG Bulletin*, 57(7): 1314-1334
- Grasby, S. E., Sanei, H., & Beauchamp, B., 2011. Catastrophic dispersion of coal fly ash into oceans during the latest Permian extinction. *Nature Geoscience*, 4(2): 104-107.
- GTK Consortium, 2006. Explanation of Geological Maps of Sheets: Songo (1532), Cazula/Zóbue (1533e1534), Mecumbura/Chioco (1631-1632), Tete (1633) and Tambara (1634). Ministério dos Recursos Minerais, Direcção Nacional de Geologia, Maputo.
- Gulbranson, E. L., Ciccioli, P. L., Montañez, I. P., Marensi, S. A., Limarino, C. O., Schmitz, M. D., & Davydov, V., 2015. Paleoenvironments and age of the Talampaya Formation: The Permo-Triassic boundary in northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 63: 310-322.
- Hankel, O., 1992. Late Permian to early Triassic microfloral assemblages from the Maji ya Chumvi Formation, Kenya. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 72(1-2): 129-147.
- Hankel, O., 1994. Early Permian to middle Jurassic rifting and sedimentation in East Africa and Madagascar. *Geologische Rundschau*, 83(4): 703-710.
- Harris, J. M., & Carroll, R. L., 1977. Kenyasaurus, a new eosuchian reptile from the Early Triassic of Kenya. *Journal of Paleontology*, 139-149.

- Herbert, C., 1997. Relative sea level control of deposition in the Late Permian Newcastle Coal Measures of the Sydney Basin, Australia. *Sedimentary Geology*, 107(3-4): 167-187.
- Hminna, A., Voigt, S., Saber, H., Schneider, J. W., & Hmich, D., 2012. On a moderately diverse continental ichnofauna from the Permian Ikakern Formation (Argana Basin, Western High Atlas, Morocco). *Journal of African Earth Sciences*, 68: 15-23.
- Huey, R. B., & Ward, P. D., 2005. Hypoxia, global warming, and terrestrial Late Permian extinctions. *Science*, 308(5720): 398-401.
- Isbell J. L. & Cúneo N. R., 1990. Depositional framework of Permian coal-bearing strata, southern Victoria Land, Antarctica. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 125: 217-238.
- Isbell, J. L., 1990. Fluvial Sedimentology and Basin Analyses of the Permian Fairchild and Buckley Formations, Beardmore Glacier Region, and the Weller Coal Measures, Southern Victoria Land, Antarctica. Tese de Doutorado, *School of the Ohio State University*, p. 390.
- Jalil, N. E., & Dutuit, J. M., 1996. Permian captorhinid reptiles from the Argana Formation, Morocco. *Palaeontology*, 39(4): 907-918.
- Jalil, N. E., & Janvier, P., 2005. Les pareiasaures (Amniota, Parareptilia) du Permien supérieur du Bassin d'Argana, Maroc. *Geodiversitas*, 27(1): 35-132.
- Jin, Y. G., Wang, Y., Wang, W., Shang, Q. H., Cao, C. Q., & Erwin, D. H., 2000. Pattern of marine mass extinction near the Permian-Triassic boundary in South China. *Science*, 289(5478): 432-436.
- Joachimski, M. M., Lai, X., Shen, S., Jiang, H., Luo, G., Chen, B., Chen, J. & Sun, Y., 2012. Climate warming in the latest Permian and the Permian–Triassic mass extinction. *Geology*, 40(3): 195-198.
- Kaaya, C. Z., 1992. Depositional environment of Late Permian Karoo beds in the Ruhuhu Basin and Mikumi area of Tanzania.
- Kamen-Kaye, M., 1978. Permian to Tertiary faunas and paleogeography: Somalia, Kenya, Tanzania, Mozambique, Madagascar, South Africa. *Journal of Petroleum Geology*, 1(1): 79-101.

- Kemp, E. M., Balme, B. E., Helby, R. J., Kyle, R. A., Playford, G., & Price, P. L., 1977. Carboniferous and Permian palynostratigraphy in Australia and Antarctica: a review. *BMR Journal of Australian Geology and Geophysics*, 2(3): 177-208.
- Ketchum, H. F., & Barrett, P. M., 2004. New reptile material from the Lower Triassic of Madagascar: implications for the Permian Triassic extinction event. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 41(1): 1-8.
- Kiehl, J. T., & Shields, C. A., 2005. Climate simulation of the latest Permian: Implications for mass extinction. *Geology*, 33(9): 757-760.
- Kitching, J. W., 1977. Distribution of the Karoo vertebrate fauna. *Bernard Price Institute for Palaeontological Research Memoir*, 1:1–131.
- Kleiman, L. E., & Japas, M. S., 2009. The Choiyoi volcanic province at 34 S–36 S (San Rafael, Mendoza, Argentina): Implications for the Late Palaeozoic evolution of the southwestern margin of Gondwana. *Tectonophysics*, 473(3-4): 283-299.
- Knoll, A. H., Bambach, R. K., Canfield, D. E., & Grotzinger, J. P., 1996. Comparative Earth history and Late Permian mass extinction. *Science*, 273(5274): 452-457.
- Knoll, A. H., Bambach, R. K., Payne, J. L., Pruss, S., & Fischer, W. W., 2007. Paleophysiology and end-Permian mass extinction. *Earth and Planetary Science Letters*, 256(3-4): 295-313.
- Koeberl, C., Farley, K. A., Peucker-Ehrenbrink, B., & Sephton, M. A., 2004. Geochemistry of the end-Permian extinction event in Austria and Italy: no evidence for an extraterrestrial component. *Geology*, 32(12): 1053-1056.
- Kramer, W., Gweatherall, R. O., & Wadsworth, J., 1999. Correlation Of Tuffs In The Newcastle And Wollombi Coal, Measures Based On Geochemical, Fingerprinting. In: Diessel, C.; Swift, E.; Francis, S. (Eds.), *Proceedings of the thirty third Newcastle symposium on advances in the study of the Sydney Basin*, 858, p. 217.
- Kreuser, T., 1995. Tectonic and climatic controls of lacustrine sedimentation in pre-rift and rift settings in the Permian-Triassic of East Africa. *Journal of Paleolimnology*, 13(1): 3-19.

- Krull, E. S., & Retallack, G. J., 2000. $\delta^{13}\text{C}$ depth profiles from paleosols across the Permian-Triassic boundary: Evidence for methane release. *Geological Society of America Bulletin*, 112(9): 1459-1472.
- Krummeck, W. D., & Bordy, E. M., 2018. Reniformichnus katikatii (new ichnogenus and ichnospecies): continental vertebrate burrows from the Lower Triassic, main Karoo Basin, South Africa. *Ichnos*, 25(2-3): 138-149.
- Kutzbach, J. E., & Gallimore, R. G., 1989. Pangaeen climates: megamonsoons of the megacontinent. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 94(D3): 3341-3357.
- Langenhorst, F., Kyte, F.T., and Retallack, G.J., 2005, Reexamination of quartz grains from the Permian-Triassic boundary section at Graphite Peak, Antarctica: Houston, Texas, *Lunar and Planetary Science Conference XXXVI*.
- Laurie, J. R., Bodorkos, S., Nicoll, R. S., Crowley, J. L., Mantle, D. J., Mory, A. J., Wood, G. R., Backhouse, J., Holmes, E. K., Smith, T. E. & Champion, D. C., 2016. Calibrating the middle and late Permian palynostratigraphy of Australia to the geologic time-scale via U–Pb zircon CA-IDTIMS dating. *Australian Journal of Earth Sciences*, 63(6): 701-730.
- Lehrmann, D. J., 1999. Early Triassic calcimicrobial mounds and biostromes of the Nanpanjiang basin, south China. *Geology*, 27(4): 359-362.
- Lestari, W., Al-Suwaidi, A., Fox, C. P., Vajda, V., & Hennhoefer, D., 2024. Carbon cycle perturbations and environmental change of the middle permian and Late Triassic Paleo-Antarctic circle. *Scientific Reports*, 14(1): 9742.
- Li, J., Gastaldo, R. A., Neveling, J., & Geissman, J. W., 2017. Siltstones across the Daptocephalus (Dicynodon) and Lystrosaurus assemblage zones, Karoo Basin, South Africa, show no evidence for aridification. *Journal of Sedimentary Research*, 87(6): 653-671.
- Limarino, C. O., & Spalletti, L. A., 2006. Paleogeography of the upper Paleozoic basins of southern South America: An overview. *Journal of South American Earth Sciences*, 22(3-4): 134-155.

Limarino, C., Tripaldi, A., Marensi, S., & Fauqué, L., 2006. Tectonic, sea-level, and climatic controls on Late Paleozoic sedimentation in the western basins of Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 22(3-4): 205-226.

Limarino, C. O., Césari, S. N., Spalletti, L. A., Taboada, A. C., Isbell, J. L., Geuna, S., & Gulbranson, E. L., 2014. A paleoclimatic review of southern South America during the late Paleozoic: a record from icehouse to extreme greenhouse conditions. *Gondwana Research*, 25(4): 1396-1421.

Liu, S.A., Wu, H.C., Shen, S.Z., Jiang, G.Q., Zhang, S.H., Lv, Y., Zhang, H., Li, S.G., 2017. Zinc isotope evidence for intensive magmatism immediately before the end-Permian mass extinction. *Geology* 45: 343–346.

Liu, Z., Selby, D., Zhang, H., & Shen, S., 2020. Evidence for volcanism and weathering during the Permian-Triassic mass extinction from Meishan (South China) osmium isotope record. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 553: 109790.

López-Gamundí, O. R., Espejo, I. S., Conaghan, P. J., Powell, C. M., & Veevers, J. J., 1994. Southern South America. In: Veevers, J. J., Powell C. M. (Eds.) *Permian-Triassic Pangean Basins and Foldbelts Along the Panthalassan Margin of Gondwanaland*.

MacLeod, K. G., Smith, R. M., Koch, P. L., & Ward, P. D., 2000. Timing of mammal-like reptile extinctions across the Permian-Triassic boundary in South Africa. *Geology*, 28(3), 227-230.

Mallett, C. W., Flood, P. G., Nguyen, V. V., & Ledger, P., 1980. Depositional environments in the Barabala Coal Measures: Moura, Queensland.

Markwort, S. 1991. Sedimentation und Diagenese der untertriadischen Karoo-Seichten des Ruhuhu Beckens, SW Tansania. *Sonderveröff. Geol. Institut, Univ. Köln*, 80: 118.

Mays, C., Vajda, V., Frank, T. D., Fielding, C. R., Nicoll, R. S., Tevyaw, A. P., & McLoughlin, S., 2020. Refined Permian–Triassic floristic timeline reveals early collapse and delayed recovery of south polar terrestrial ecosystems. *Bulletin*, 132(7-8): 1489-1513.

McKelvey, B. C., Webb, P. N., & Kohn, B. P., 1977. Stratigraphy of the Taylor and lower Victoria groups (Beacon supergroup) between the Mackay Glacier and Boomerang Range, Antarctica. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 20(5): 813-863.

McKie, T., & Shannon, P. M., 2011. Comment on "The Permian–Triassic transition and the onset of Mesozoic sedimentation at the northwestern peri Tethyan domain scale: Palaeogeographic maps and geodynamic implications" by S. Bourquin, A. Bercovici, J. López-Gómez, J.B. Diez, J. Broutin, A. Ronchi, M. Durand, A. Arché, B. Linol and F. Amour., 2011. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 299:265–280. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 311(1-2): 136-143.

McLoughlin, S., Nicoll, R. S., Crowley, J. L., Vajda, V., Mays, C., Fielding, C. R., Frank, T. D., Wheeler, A. & Bocking, M., 2021. Age and paleoenvironmental significance of the Frazer Beach Member—a new lithostratigraphic unit overlying the end-Permian extinction horizon in the Sydney Basin, Australia. *Frontiers in Earth Science*, 8: 600976.

McManus, H. A., Taylor, E. L., Taylor, T. N., & Collinson, J. W., 2002. A petrified *Glossopteris* flora from Collinson Ridge, central Transantarctic Mountains: Late Permian or Early Triassic?. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 120(3-4): 233-246.

Metcalf, I., Nicoll, R. S., & Willink, R. J., 2008. Conodonts from the Permian–Triassic transition in Australia and position of the Permian–Triassic boundary. *Australian Journal of Earth Sciences*, 55(3): 365-377.

Meyer-Berthaud, B., & Taylor, T. N., 1991. A probable conifer with podocarpacean affinities from the Triassic of Antarctica. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 67(3-4): 179-198.

Meyer-Berthaud, B., Taylor, T. N., & Taylor, E. L., 1993. Petrified stems bearing *Dicrodium* leaves from the Triassic of Antarctica. *Palaeontology*, 36(2): 337-356.

Michaelsen, P., Henderson, R. A., Crosdale, P. J., & Mikkelsen, S. O., 2000. Facies architecture and depositional dynamics of the Upper Permian Rangal coal measures, Bowen Basin, Australia. *Journal of Sedimentary Research*, 70(4), 879-895.

Michaelsen, P., Henderson, R. A., Crosdale, P. J., & Fanning, C. M., 2001. Age and significance of the Platypus Tuff Bed, a regional reference horizon in the Upper

Permian Moranbah Coal Measures, north Bowen Basin. *Australian Journal of Earth Sciences*, 48(2): 183-192.

Michaelsen, P., 2002. Mass extinction of peat-forming plants and the effect on fluvial styles across the Permian–Triassic boundary, northern Bowen Basin, Australia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 179(3-4): 173-188.

Michaelsen, P., Henderson, R. A., Crosdale, P. J., & Mikkelsen, S. O., 2000. Facies architecture and depositional dynamics of the Upper Permian Rangal coal measures, Bowen Basin, Australia. *Journal of Sedimentary Research*, 70(4): 879-895.

Milana, J. P., & Alcober, O., 1994. Modelo tectosedimentario de la cuenca triásica de Ischigualasto (San Juan, Argentina). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 49(3-4): 217-235.

Milani, E. J., & De Wit, M. J., 2008. Correlations between the classic Paraná and Cape–Karoo sequences of South America and southern Africa and their basin infills flanking the Gondwanides: du Toit revisited. *In*: Pankhurst, R. J., Trouw, R. A. J., Brito Neves, B. B., de Wit, M. J. (Eds.). *West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region*. The Geological Society of London.

Milani, E.J. 1997. Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana sul-ocidental. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, *Universidade Federal do Rio Grande do Sul*, p. 255.

Miller, M. F., 2000. Benthic aquatic ecosystems across the Permian-Triassic transition: record from biogenic structures in fluvial sandstones, central Transantarctic Mountains. *Journal of African Earth Sciences*, 31(1):157-164.

Mishra, S., Aggarwal, N., & Jha, N., 2017. Palaeoenvironmental change across the Permian-Triassic boundary inferred from palynomorph assemblages (Godavari Graben, south India). *Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments*, 98(2): 177-204.

Morante, R., & Herbert, C, 1994. Carbon isotopes and sequence stratigraphy about the Permian-Triassic Boundary in the Sydney Basin. Twenty eighth Newcastle Symposium on Advances in the Study of the Sydney Basin, 102-109.

- Morante, R., 1996. Permian and early Triassic isotopic records of carbon and strontium in Australia and a scenario of events about the Permian-Triassic boundary. *Historical Biology*, 11(1-4): 289-310.
- Moreau, J. D., Benaouiss, N., Tourani, A., Steyer, J. S., Laurin, M., Peyer, K., Béthoux, O., Aouda, A. & Jalil, N. E., 2020. A new ichnofauna from the Permian of the Zat Valley in the Marrakech High Atlas of Morocco. *Journal of African Earth Sciences*, 172:103973.
- Mugabe, J. A., 1999. Karoo Deposits of Zambezi Graben-Moatize and Tete City Mozambique; Sedimentary Facies Distribution and Palynological Approach. *University of Utrecht, Netherlands*, 297.
- Mukasa, S. B., & Dalziel, I. W., 2000. Marie Byrd Land, West Antarctica: Evolution of Gondwana's Pacific margin constrained by zircon U-Pb geochronology and feldspar common-Pb isotopic compositions. *Geological Society of America Bulletin*, 112(4): 611-627.
- Mweemba, G. P., Adeigbe, O. C., Chongwain, G. M., & Ndiaye, K. N., 2025. Paleoenvironment, deposition conditions, and geochemical characteristics of the Permian Karoo hydrocarbon source rocks, Mid-Zambezi Basin, Zambia, based on paleontology and geochemistry studies: a review. *Arabian Journal of Geosciences*, 18(3): 66.
- Nel, A., Garrouste, R., & Prokop, J., 2015. The first African Anthracoptilidae (Insecta: Paoliida) near the Permian—Triassic boundary in Kenya. *Zootaxa*, 3925(1): 145-150.
- Neveling, J., 2004. *Stratigraphic and sedimentological investigation of the contact between the Lystrosaurus and the Cynognathus Assemblage Zones (Beaufort Group: Karoo Supergroup)*. Pretoria, Bulletin: Council for Geoscience, 137: 165.
- Newell, A.J., Tverdokhlebov, V.P., Benton, M.J., 1999. Interplay of tectonics and climate on a transverse fluvial system, Upper Permian, Southern Uralian Foreland Basin, Russia. *Sedimentary Geology* 127:11–29.
- Newell, A. J., Sennikov, A. G., Benton, M. J., Molostovskaya, I. I., Golubev, V. K., Minikh, A. V., & Minikh, M. G., 2010. Disruption of playa–lacustrine depositional systems at the Permo-Triassic boundary: evidence from Vyazniki and Gorokhovets on the Russian Platform. *Journal of the Geological Society*, 167(4): 695-716.

- Nyambe, I. A., & Dixon, O., 2000. Sedimentology of the Madumabisa Mudstone Formation (Late Permian), Lower Karoo Group, mid-Zambezi Valley Basin, southern Zambia. *Journal of African Earth Sciences*, 30(3): 535-553.
- Nyambe, I. A., & Utting, J., 1997. Stratigraphy and palynostratigraphy, Karoo Supergroup (Permian and Triassic), mid-Zambezi Valley, southern Zambia. *Journal of African Earth Sciences*, 24(4): 563-583.
- Nyambe, I. A., 1999. Tectonic and climatic controls on sedimentation during deposition of the Sinakumbe Group and Karoo Supergroup, in the mid-Zambezi Valley Basin, southern Zambia. *Journal of African Earth Sciences*, 28(2): 443-463.
- Ogg, J. G., Chen, Z. Q., Orchard, M. J., & Jiang, H. S., 2020. The triassic period. *In: Geologic time scale 2020*. Elsevier, p. 903-953.
- Pace, D. W., Gastaldo, R. A., & Neveling, J., 2009. Early Triassic aggradational and degradational landscapes of the Karoo Basin and evidence for climate oscillation following the P–Tr event. *Journal of Sedimentary Research*, 79(5): 316-331.
- Pankhurst, R. J., 2002. Discussion and reply: Marie Byrd Land, West Antarctica: Evolution of Gondwana's Pacific margin constrained by zircon U-Pb geochronology and feldspar common-Pb isotopic compositions Discussion. *Geological Society of America Bulletin*, 114(9), 1178-1180.
- Papini, M., & Benvenuti, M., 2008. The Toarcian–Bathonian succession of the Antsiranana Basin (NW Madagascar): Facies analysis and tectono-sedimentary history in the development of the East Africa-Madagascar conjugate margins. *Journal of African Earth Sciences*, 51(1): 21-38.
- Peng, Y., & Shi, G. R., 2009. Life crises on land across the Permian–Triassic boundary in South China. *Global and Planetary Change*, 65(3-4): 155-165.
- Pereira, Z., Fernandes, P., Lopes, G., Marques, J., & Vasconcelos, L., 2016. The Permian–Triassic transition in the Moatize–Minjova basin, Karoo supergroup, Mozambique: a palynological perspective. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 226: 1-19.
- Playford, G., 1965. Plant microfossils from Triassic sediments near Poatina, Tasmania. *Journal of the Geological Society of Australia*, 12(2): 173-210.

Poreda, R. J., & Becker, L., 2003. Fullerenes and interplanetary dust at the Permian-Triassic boundary. *Astrobiology*, 3(1): 75-90.

Randabel, J., & Lusambo, V., 2018. The Karoo Sandstone-Hosted Uranium Deposit at Dibwe East, Mutanga, Zambia. In *International Symposium on Uranium Raw Material for the Nuclear Fuel Cycle: Exploration, Mining, Production, Supply and Demand, Economics and Environmental Issues (URAM-2018). Book of Abstracts and Extended Abstracts*, IAEA-CN--261, p. 345-348.

Retallack, G. J., & Hammer, W. R., 1996. Paleoenvironment of the Triassic therapsid *Lystrosaurus* in the central Transantarctic Mountains, Antarctica. *Antarctic Journal of the United States*, 31:33-34.

Retallack, G. J., & Krull, E. S., 1999. Landscape ecological shift at the Permian-Triassic boundary in Antarctica. *Australian Journal of Earth Sciences*, 46(5): 785-812.

Retallack, G. J., Robinson, E. R., Krull, E. S., 1995. Middle Devonian paleosols and vegetation of the Lashly Mountains, Antarctica. *Antarctic Journal of the United States*, 30: 62.

Retallack, G. J., Krull, E. S., & Robinson, S. E., 1996. Permian and Triassic paleosols and paleoenvironments of the central Transantarctic Mountains, Antarctica. *Antarctic Journal of the United States*, 31: 29-32.

Retallack, G. J., Seyedolali, A., Krull, E. S., Holser, W. T., Ambers, C. P., & Kyte, F. T., 1998. Search for evidence of impact at the Permian-Triassic boundary in Antarctica and Australia. *Geology*, 26(11): 979-982.

Retallack, G. J., Smith, R. M., & Ward, P. D., 2003. Vertebrate extinction across Permian–Triassic boundary in Karoo Basin, South Africa. *Geological Society of America Bulletin*, 115(9): 1133-1152.

Retallack, G. J., Jahren, A. H., Sheldon, N. D., Chakrabarti, R., Metzger, C. A., & Smith, R. M. H., 2005. The Permian–Triassic boundary in Antarctica. *Antarctic Science*, 17(2): 241-258.

Retallack, G. J., Metzger, C. A., Greaver, T., Jahren, A. H., Smith, R. M., & Sheldon, N. D., 2006. Middle-Late Permian mass extinction on land. *Geological Society of America Bulletin*, 118(11-12): 1398-1411.

- Retallack G. J., 1991. Untangling the effects of burial alteration and ancient soil formation. *Annual Reviews of Earth and Planetary, Sciences*, 19: 183–206.
- Retallack, G. J., 1995. Permian-Triassic life crisis on land. *Science*, 267(5194): 77-80.
- Retallack, G. J., 1999. Postapocalyptic greenhouse paleoclimate revealed by earliest Triassic paleosols in the Sydney Basin, Australia. *Geological Society of America Bulletin*, 111(1): 52-70.
- Retallack, G. J., 2005. Earliest Triassic claystone breccias and soil-erosion crisis. *Journal of Sedimentary Research*, 75(4): 679-695.
- Roscher, M., Stordal, F., & Svensen, H., 2011. The effect of global warming and global cooling on the distribution of the latest Permian climate zones. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 309(3-4): 186-200.
- Rossello, E. A., Massabie, A. C., López-Gamundí, O. R., Cobbold, P. R., & Gapais, D., 1997. Late Paleozoic transpression in Buenos Aires and northeast Patagonia ranges, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 10(5-6): 389-402.
- Rubidge, B.S., 1995. Biostratigraphy of the Beaufort Group (Karoo Supergroup): Johannesburg, South Africa, Geological Survey of South Africa Biostratigraphic Series, no. 1, p. 1–46
- Sarkar, A., Yoshioka, H., Ebihara, M., & Naraoka, H., 2003. Geochemical and organic carbon isotope studies across the continental Permo–Triassic boundary of Raniganj Basin, eastern India. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 191(1): 1-14.
- Schandelmeier, H., Bremer, F., & Holl, H. G., 2004. Kinematic evolution of the Morondava rift basin of SW Madagascar—from wrench tectonics to normal extension. *Journal of African Earth Sciences*, 38(4): 321-330.
- Scheffler, K., Buehmann, D., & Schwark, L., 2006. Analysis of late Palaeozoic glacial to postglacial sedimentary successions in South Africa by geochemical proxies—Response to climate evolution and sedimentary environment. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 240(1-2): 184-203.

- Scotese, C. R., Song, H., Mills, B. J., & van der Meer, D. G., 2021. Phanerozoic paleotemperatures: The earth's changing climate during the last 540 million years. *Earth-Science Reviews*, 215: 103503.
- Scott, A. C., Cripps, J. A., Collinson, M. E., & Nichols, G. J., 2000. The taphonomy of charcoal following a recent heathland fire and some implications for the interpretation of fossil charcoal deposits. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 164(1-4): 1-31.
- Sepkoski Jr, J. J., 1984. A kinetic model of Phanerozoic taxonomic diversity. III. Post-Paleozoic families and mass extinctions. *Paleobiology*, 10(2): 246-267.
- Sheldon, N. D., & Retallack, G. J., 2003. Low oxygen levels in earliest Triassic soils: Comment and Reply: REPLY. *Geology*, 31(1): e20-e21.
- Shen, S. Z., Crowley, J. L., Wang, Y., Bowring, S. A., Erwin, D. H., Sadler, P. M., Cao, C., Rothman, D. H., Henderson, C. M., Ramezani, J., Zhang, H., Shen, Y., Xiang-dong, W., Wang, W., Mu, L., Li, W., Tang, Y., Liu, X., Liu, L., Zeng, Y., Jiang, Y. & Jin, Y. G., 2011. Calibrating the end-Permian mass extinction. *science*, 334(6061): 1367-1372.
- Shen, J., Chen, J., Algeo, T. J., Yuan, S., Feng, Q., Yu, J., Zhou, L., O'Connell, B. & Planavsky, N. J., 2019. Evidence for a prolonged Permian–Triassic extinction interval from global marine mercury records. *Nature Communications*, 10(1): 1563.
- Shi, G. R., Waterhouse, J. B., & McLoughlin, S., 2010. The Lopingian of Australasia: a review of biostratigraphy, correlations, palaeogeography and palaeobiogeography. *Geological Journal*, 45(2-3): 230-263.
- Sidor, C. A., Angielczyk, K. D., Weide, D. M., Smith, R. M., Nesbitt, S. J., & Tsuji, L. A., 2010. Tetrapod fauna of the lowermost Usili Formation (Songea Group, Ruhuhu Basin) of southern Tanzania, with a new burnetiid record. *Journal of Vertebrate Paleontology*, 30(3): 696-703.
- Sidor, C. A., Angielczyk, K. D., Smith, R. M., Goulding, A. K., Nesbitt, S. J., Peacock, B. R., Steyer, J. S. & Tolan, S., 2014. Tapinocephalids (Therapsida, Dinocephalia) from the Permian Madumabisa Mudstone Formation (Lower Karoo, Mid-Zambezi Basin) of southern Zambia. *Journal of Vertebrate Paleontology*, 34(4): 980-986.

Smith, R. M., & Botha-Brink, J., 2014. Anatomy of a mass extinction: sedimentological and taphonomic evidence for drought-induced die-offs at the Permo-Triassic boundary in the main Karoo Basin, South Africa. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 396: 99-118.

Smith, R. M., & Ward, P. D., 2001. Pattern of vertebrate extinctions across an event bed at the Permian-Triassic boundary in the Karoo Basin of South Africa. *Geology*, 29(12): 1147-1150.

Smith, N. D., Barrett, P. J., & Woolfe, K. J., 1998. Glacier-fed (?) sandstone sheets in the Weller Coal Measures (Permian), Allan Hills, Antarctica. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 141(1-2): 35-51.

Smith, R. M., Sidor, C. A., Angielczyk, K. D., Nesbitt, S. J., & Tabor, N. J., 2017. Taphonomy and paleoenvironments of middle Triassic bone accumulations in the Lifua member of the Manda beds, Songea group (Ruhuhu basin), Tanzania. *Journal of Vertebrate Paleontology*, 37(sup1): 65-79.

Smith, R. M., Sidor, C. A., Angielczyk, K. D., Nesbitt, S. J., Steyer, J. S., & Tabor, N. J., 2025. Origin of conglomerate-hosted bonebeds at the base of the upper Permian Usili Formation, Ruhuhu Basin, Tanzania. *Journal of Vertebrate Paleontology*, 45(sup1): e2466442.

Smith, R. M., 1995. Changing fluvial environments across the Permian-Triassic boundary in the Karoo Basin, South Africa and possible causes of tetrapod extinctions. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 117(1-2): 81-104

Smith, R. M., 2000. Sedimentology and taphonomy of Late Permian vertebrate fossil localities in southwestern Madagascar. *Palaeontologia Africana*, 36: 25-41.

Smyth, M., & Cook, A. C., 1976. Sequence in Australian coal seams. *Journal of the International Association for Mathematical Geology*, 8(5): 529-547.

Song, H., Wignall, P. B., Tong, J., Song, H., Chen, J., Chu, D., Tian, L., Luo, M. Zong, K., Chen, Y., Lai, X., Zhang, K. & Wang, H., 2015. Integrated Sr isotope variations and global environmental changes through the Late Permian to early Late Triassic. *Earth and Planetary Science Letters*, 424, 140-147

- Spalletti, L. A., & Limarino, C. O., 2017. The Choiyoi magmatism in south western Gondwana: implications for the end-permian mass extinction-a review. *Servicio Nacional de Geología y Minería; Andean Geology*; 44(3): 328-338.
- Spalletti, L. A., Limarino, C. O., & Colombo, F., 2010. Internal anatomy of an erg sequence from the aeolian-fluvial system of the De La Cuesta Formation (Paganzo Basin, northwestern Argentina). *Geologica Acta*, 8(4):431-447.
- Steiner, M. B., Eshet, Y., Rampino, M. R., & Schwindt, D. M., 2003. Fungal abundance spike and the Permian–Triassic boundary in the Karoo Supergroup (South Africa). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 194(4): 405-414.
- Steyer, J. S., & Jalil, N. E., 2009. First evidence of a temnospondyl in the Late Permian of the Argana Basin, Morocco. *Special Papers in Palaeontology*, 81: 155-160.
- Sun, H., Xiao, Y., Gao, Y., Zhang, G., Casey, J. F., & Shen, Y., 2018. Rapid enhancement of chemical weathering recorded by extremely light seawater lithium isotopes at the Permian–Triassic boundary. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 115(15): 3782-3787.
- Tabor, N. J., Montañez, I. P., Steiner, M. B., & Schwindt, D., 2007. $\delta^{13}\text{C}$ values of carbonate nodules across the Permian–Triassic boundary in the Karoo Supergroup (South Africa) reflect a stinking sulfurous swamp, not atmospheric CO_2 . *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 252(1-2): 370-381
- Tourani, A., Benaouiss, N., Gand, G., Bourquin, S., Jalil, N. E., Broutin, J., Battail, B., Germain, D., Khaldoune, F., Sebban, S., Steyer, J. S. & Vacant, R. (2010). Evidence of an Early Triassic age (Olenekian) in Argana Basin (High Atlas, Morocco) based on new chirotheriid traces. *Comptes Rendus Palevol*, 9(5): 201-208.
- Valencio, D. A., Vilas, J. F., & Mendiá, J. E., 1977. Palaeomagnetism of a sequence of red beds of the Middle and Upper Sections of Pagnazo Group (Argentina) and the correlation of Upper Palaeozoic-Lower Mesozoic rocks. *Geophysical Journal International*, 51(1): 59-74.
- Vavra, C. L. (1982). Provenance and alteration of the Triassic Fremouw and Falla formations, central Transantarctic Mountains, Antarctica. Tese de doutorado. The Ohio State University, Ohio.

Veevers, J. J., & Powell, C. M., 1994. *Permian-Triassic Pangean basins and foldbelts along the Panthalassan margin of Gondwanaland*. Geological Society of America, 184.

Veevers, J. J., & Tewari, R. C., 1995. *Gondwana master basin of peninsular India between Tethys and the interior of the Gondwanaland province of Pangea*, 187. Geological Society of America.

Veevers, J. J., 1994. Pangea: Evolution of a supercontinent and its consequences for Earth's paleoclimate and sedimentary environments. In: Klein, G. (Ed.). *Pangea: Paleoclimate, Tectonics, and Sedimentation during accretion, Zenith, and Breakup of a Supercontinent*. Geological Society of America.

Veevers, J. J., Conaghan, P. J., & Shaw, S. E., 1994. Turning point in Pangean environmental history at the Permian/Triassic (P/Tr) boundary. In: Klein, G. (Ed.). *Pangea: Paleoclimate, Tectonics, and Sedimentation during accretion, Zenith, and Breakup of a Supercontinent*. Geological Society of America.

Veevers, J. J., 2004. Gondwanaland from 650–500 Ma assembly through 320 Ma merger in Pangea to 185–100 Ma breakup: supercontinental tectonics via stratigraphy and radiometric dating. *Earth-Science Reviews*, 68(1-2): 1-132.

Viglietti, P. A., Smith, R. M., Angielczyk, K. D., Kammerer, C. F., Fröbisch, J., & Rubidge, B. S., 2016. The Daptocephalus Assemblage Zone (Lopingian), South Africa: a proposed biostratigraphy based on a new compilation of stratigraphic ranges. *Journal of African Earth Sciences*, 113: 153-164.

Visscher, H., Looy, C. V., Collinson, M. E., Brinkhuis, H., Van Konijnenburg-Van Cittert, J. H., Kürschner, W. M., & Sephton, M. A., 2004. Environmental mutagenesis during the end-Permian ecological crisis. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 101(35): 12952-12956.

Voigt, S., Hminna, A., Saber, H., Schneider, J. W., & Klein, H., 2010. Tetrapod footprints from the uppermost level of the Permian Ikakern Formation (Argana basin, western High Atlas, Morocco). *Journal of African Earth Sciences*, 57(5): 470-478.

Ward, P. D., Montgomery, D. R., & Smith, R., 2000. Altered river morphology in South Africa related to the Permian-Triassic extinction. *Science*, 289(5485): 1740-1743.

- Ward, P. D., Haggart, J. W., Carter, E. S., Wilbur, D., Tipper, H. W., & Evans, T., 2001. Sudden productivity collapse associated with the Triassic-Jurassic boundary mass extinction. *Science*, 292(5519): 1148-1151.
- Ward, P. D., Botha, J., Buick, R., De Kock, M. O., Erwin, D. H., Garrison, G. H., Kirschvink, J. L. & Smith, R., 2005. Abrupt and gradual extinction among Late Permian land vertebrates in the Karoo Basin, South Africa. *Science*, 307(5710), 709-714.
- Ward, P. D., Retallack, G. J., Smith, R. H. M., 2012, The terrestrial Permian–Triassic boundary event bed is a nonevent: Comment, *Geology*.
- Ward, C. R., 1972. Sedimentation in the Narrabeen Group, southern Sydney Basin, New South Wales. *Journal of the Geological Society of Australia*, 19(3): 393-409.
- Wescott, W. A., & Diggens, J. N., 1998. Depositional history and stratigraphical evolution of the Sakamena Group (Middle Karoo Supergroup) in the southern Morondava Basin, Madagascar. *Journal of African Earth Sciences*, 27(3-4): 461-479.
- Wignall, P. B., 2001. Large igneous provinces and mass extinctions. *Earth-science reviews*, 53(1-2): 1-33.
- Winguth, C., & Winguth, A. M., 2012. Simulating Permian–Triassic oceanic anoxia distribution: implications for species extinction and recovery. *Geology*, 40(2): 127-130.
- Wopfner, H., 1994. The Malagasy Rift, a chasm in the Tethyan margin of Gondwana. *Journal of Southeast Asian Earth Sciences*, 9(4): 451-461.
- Wopfner, H., 2002. Tectonic and climatic events controlling deposition in Tanzanian Karoo basins. *Journal of African Earth Sciences*, 34(3-4): 167-177.
- Wright, R. P., & Askin, R. A., 1987. The Permian-Triassic boundary in the southern Morondava Basin of Madagascar as defined by plant microfossils. *Gondwana Six: Stratigraphy, Sedimentology, and Paleontology*, 41: 157-166.
- Yakimenko, E. Y., Targul'yan, V. O., Chumakov, N. M., Arefev, M. P., & Inozemtsev, S. A., 2000. Paleosols in upper permian sedimentary rocks, Sukhona river (Severnaya Dvina basin). *Lithology and Mineral Resources*, 35(4): 331-344.
- Yemane, K., Grujic, D., & Nyambe, I., 2002. Paleohydrological signatures and rift tectonics in the interior of Gondwana documented from Upper Permian lake deposits,

the mid-Zambezi Rift basin, Zambia. In: Renaut, R.W., Ashley, G. M. (Eds.), *Sedimentation in Continental Rifts, SEPM Society for Sedimentary Geology*, 73.

Yin, H., Feng, Q., Lai, X., Baud, A., & Tong, J., 2007. The protracted Permo-Triassic crisis and multi-episode extinction around the Permian–Triassic boundary. *Global and Planetary Change*, 55(1-3): 1-20.

Zerfass, H., Chemale Jr, F., & Lavina, E., 2005. Tectonic control of the Triassic Santa Maria Supersequence of the Paraná Basin, southernmost Brazil, and its correlation to the Waterberg Basin, Namibia. *Gondwana Research*, 8(2), 163-176.

Zhang, M., Qin, H. F., He, K., Hou, Y. F., Zheng, Q. F., Deng, C. L., He, Y., Shen, S. Z., Zhu, R. X. & Pan, Y. X., 2021. Magnetostratigraphy across the end-Permian mass extinction event from the Meishan sections, southeastern China. *Geology*, 49(11): 1289-1294.

Zhu, Z., Liu, Y., Kuang, H., Benton, M. J., Newell, A. J., Xu, H., An, W., Ji, S., Xu, S., Peng., N. & Zhai, Q., 2019. Altered fluvial patterns in North China indicate rapid climate change linked to the Permian-Triassic mass extinction. *Scientific Reports*, 9(1): 16818.

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

**PROJETO DE PESQUISA: A TRANSIÇÃO PERMIANO-TRIÁSSICA NA BACIA DO
PARANÁ: SEDIMENTOOLÓGIA, RECONSTRUÇÃO PALEOAMBIENTAL E
PALEOCLIMÁTICA DA FORMAÇÃO BUENA VISTA**

GABRIEL SCHAFFER SIPP

Orientador: Prof. Dr. Claiton Marlon dos Santos Scherer

Porto Alegre

2026

RESUMO

O limite Permiano–Triássico representa um dos intervalos mais críticos da história do planeta, marcado pela extinção de aproximadamente 81% das espécies marinhas e cerca de 70% das famílias de vertebrados. As causas desse evento ainda são amplamente debatidas, sendo a hipótese mais aceita aquela que associa a extinção a uma cascata de mudanças ambientais desencadeadas pelo intenso vulcanismo da grande província ígnea das Traps Siberianas. Essa cascata promoveu profundas alterações nos ambientes continentais, destacando-se o aumento das taxas de erosão, a expansão de áreas desérticas e o rebaixamento global do lençol freático. Tais mudanças são bem registradas em unidades sedimentares continentais de bacias localizadas na Antártida, Austrália, Índia, África do Sul e China, onde se observa com frequência a transição de sistemas fluviais de alta sinuosidade para sistemas de baixa sinuosidade, ou ainda para sistemas fluviais desconfinados, caracterizados por estruturas de regime de fluxo superior e aumento do calibre dos grãos transportados. Em contrapartida, o registro das mudanças ambientais em baixas latitudes (cinturões tropicais e sub-tropicais) permanece escasso, carecendo de melhor controle estratigráfico e da aplicação de métodos complementares, como magnetoestratigrafia e geocronologia U/Pb em zircões detríticos. Na Bacia do Paraná, a Formação Buena Vista surge como uma potencial portadora do limite Permiano–Triássico, em função de sua posição estratigráfica entre depósitos de idade Guadalupiana–Lopingiana e Induana, além de sua localização paleogeográfica dentro do cinturão sub-tropical. Nesse contexto, o presente trabalho tem como objetivo o refinamento cronoestratigráfico e paleoambiental da transição Permiano–Triássico na Bacia do Paraná, visando o entendimento das mudanças paleoambientais em baixas latitudes, contribuindo para o aprimoramento dos modelos paleoclimáticos globais. Para alcançar esses objetivos, serão empregados mapeamento geológico, levantamentos estratigráficos e magnetoestratigráfico, interpretação de modelos virtuais de afloramentos, análise de descrições de poços e datação U–Pb de zircões detríticos.

Palavras-chave: Geocronologia, Magnetoestratigrafia, Extinção, Ambiente continental

1. INTRODUÇÃO

A transição entre os períodos Permiano e Triássico constitui um dos intervalos mais intrigantes da história da Terra, marcada pela crise biológica mais severa do Fanerozóico, que resultou na extinção de 81% a 94% das espécies marinhas (Jin *et al.*, 2000; Stanley, 2016) e de aproximadamente 70% das famílias de vertebrados terrestres (Benton & Newell, 2014). O registro sedimentar, paleontológico e geoquímico associado a esse intervalo sugere que uma cascata de mudanças ambientais desencadeou essa extinção em massa. Entre essas mudanças destacam-se o aquecimento global, a anoxia oceânica, a acidificação dos oceanos, a redução da camada de ozônio, a incidência de chuvas ácidas e o envenenamento da fauna e da flora por metais pesados (Dal Corso *et al.*, 2022).

Dentre os possíveis eventos desencadeadores das alterações ambientais, destaca-se o *emplacement* da Grande Província Ígnea das *Traps* Siberianas, cujas emissões provocaram grandes mudanças nos ambientes adjacentes principalmente recordados pelos registros de isótopos de Carbono ($\delta^{13}\text{C}$) e Mercúrio (δHg e $\delta \text{Hg}/\text{TOC}$). Nos ambientes continentais, estima-se que a crise climática tenha começado 60 a 370 mil anos antes do que nos oceanos, o que é síncrono com o primeiro derrame das *Traps* Siberianas (Dal Corso *et al.*, 2022). As principais mudanças que ocorreram no ambiente terrestre são o aumento das taxas de erosão e aumento do calibre dos grãos transportados, eventos de queimada, passagem de sistemas fluviais de baixa energia para alta energia, ocorrência de camadas ricas em fósseis transportados (*bonebeds*), expansões das áreas desérticas e rebaixamento global do lençol freático (Benton & Newell, 2014).

Na Bacia do Paraná, essa transição entre os períodos Permiano-Triássico é marcada pela Formação Buena Vista, dado o seu posicionamento estratigráfico superposto a Formação Rio do Rasto/Yaguarí (Guadalupiano/Lopingiano) a Formação Sanga do Cabral (Induano) (Scherer *et al.*, 2023). Essa unidade é composta na base por fluviais de alta variabilidade de descarga (Membro Colônia Orozco - De Santa Ana *et al.*, 2006a) sucedidos por um sistema flúvio-eólico com padrão de ressecamento ascendente (Membro Cerro Conventos - De Santa Ana *et al.*, 2006a; Rodrigues, 2014). O intervalo fluvial da base é caracterizado pela abundante ocorrência de conglomerados intraformacionais fossilíferos com estruturas de fluxo superior (De Santa Ana *et al.*, 2006a). Enquanto, o intervalo flúvio-eólico é

caracterizado por um aumento e domínio de depósitos de dunas eólicas em detrimento dos depósitos fluviais em sentido ao topo da sucessão (Rodrigues, 2014). Adicionalmente, os depósitos eólicos apresentam abundantes estruturas de deformação em sedimentos inconsolidados de escala centimétrica a decamétrica que podem ser atrelados a incidência de paleosismos durante a deposição destes depósitos (Sipp *et al.*, 2025).

Dado este contexto, a Formação Buena Vista oferece uma oportunidade única de estudo da transição destes períodos na porção sudoeste do Gondwana, cujo registro é limitado as Formações Talampaya (Gulbranson *et al.*, 2015) e Puesto Vera (Bodnar *et al.*, 2021) nas bacias argentinas de Ischigualasto e Los Menucos, respectivamente.

2. HIPÓTESE DE TRABALHO

O presente projeto tem como hipótese que o intervalo Permiano-Triássico da Bacia do Paraná encontra-se ao longo da Formação Buena Vista ou em sua discordância de topo com a Formação Sanga do Cabral. Com base nessa hipótese, tem-se as seguintes hipóteses auxiliares:

- A Formação Buena Vista constitui o clímax de um longo *trend* de aridização vigente na porção Sudoeste do Gondwana. No Brasil, o início desse *trend* é registrado por depósitos eólicos que ocorrem no topo da Formação Rio do Rasto (Toledo, 2023), culminando nos depósitos eólicos da Formação Buena Vista.
- O longo *trend* de aridização do Sudoeste do Gondwana, como pontuado por Limarino *et al.* (2006), tem como principal base as zonas paleoclimáticas que refletem na localização paleolatitudinal dos depósitos ao Longo do Permiano Superior. Dessa forma, o *trend* de aridização do fim do Permiano é essencialmente diacrônico em relação ao resto do Gondwana.

3. OBJETIVOS

O presente projeto tem como principal objetivo a reconstrução do cenário paleoambiental e paleoclimático do final do Permiano da Bacia do Paraná, conectando com as mudanças tectônicas e climáticas vigentes no final deste período na porção sudoeste do Gondwana.

Para tal, elenca-se os seguintes objetivos secundários:

- Delimitação do panorama paleoambiental dos depósitos do topo da Formação Rio do Rasto, Formação Buena Vista e base da Formação Sanga do Cabral, visando reconhecer trends climáticos de longa duração.
- Refinamento geocronológico e magnetoestratigráfico dos depósitos da Formação Buena Vista, em conjunto com uma reavaliação do seu conteúdo fóssilífero, visando a correlação temporal com depósitos de bacias Gonduânicas.

4. JUSTIFICATIVA

O Limite Permiano-Triássico na porção sudoeste do Gondwana é formalmente reconhecido por diversos autores ao longo das bacias argentinas Ischigualasto-Vila Unión (Gulbranson *et al.*, 2015), Los Menucos (Falco *et al.*, 2020; Bodnar *et al.*, 2021) e ao longo da Bacia do Paraná (Benton & Newell, 2014). No entanto, menções a bacia do Paraná comumente ocorrem em trabalhos de reconstrução de escala continental (cf., Limarino *et al.*, 2006; Limarino & Spalletti, 2006) ou global (cf., Benton & Newell, 2014). Nestes trabalhos é comum a designação do Limite Permiano-Triássico ao longo de três unidades: Yaguarí/Rio do Rasto, Buena Vista e Pirambóia.

Recentemente, Scherer *et al.* (2023) fizeram uma revisão da estratigrafia do Fanerozóico da Bacia do Paraná onde houve a proposta de desvinculação dos depósitos eólicos do sudoeste do estado do Rio Grande do Sul dos depósitos da Formação Pirambóia, restringindo a ocorrência da Formação Pirambóia ao Jurássico. Tal fato, estabelece um diacronismo nas reconstruções paleoambientais e paleogeográficas de Benton & Newell (2014) e Limarino *et al.* (2006) na escala de dezenas de milhões de anos.

Além disso, a escassez de estudos de detalhe nos depósitos da Formação Buena Vista, prejudica a reconstrução e a aferição sobre a localização do Limite Permiano-Triássico ao longo dessa unidade. Estudos que contemplam a caracterização paleoambiental e paleogeográfica desta unidade incluem Rodrigues (2014) e Ernesto *et al.* (2020), respectivamente. Estes estudos contemplam aspectos distintos em relação a unidade abordada, não incluindo aspectos paleogeográficos do membro superior e reconstruções paleoambientais do membro inferior.

. Dessa forma, a Formação Buena Vista abrange um intervalo de relevância global, cujo estudo pode contribuir para o refinamento da carta estratigráfica da Bacia do Paraná, o estabelecimento de correlações cronoestratigráficas com unidades de bacias adjacentes e a ampliação do entendimento sobre a resposta dos sistemas continentais a eventos de elevado estresse ambiental. Além disso, essa unidade possibilita a consolidação de um novo registro geológico para um intervalo particularmente significativo da história do planeta.

5. CONTEXTO GEOLÓGICO

a. Bacia do Paraná

A Bacia do Paraná por muito tempo foi considerada como uma grande bacia intracratônica (Milani *et al.*, 1994), no entanto recentemente ela passou a ser reconhecida como uma bacia sucessória devido aos seus vários depocentros ao longo do tempo (cf. Scherer *et al.*, 2023). Essa bacia apresenta proporções continentais cobrindo uma área de aproximadamente 1.700.000 km² e formato elíptico, abrangendo partes do Brasil, Argentina, Uruguai, Paraguai e Namíbia (Milani, 1997; Scherer *et al.*, 2023). Nestes outros países, a Bacia do Paraná recebe diferentes alcunhas, sendo reconhecida como Bacia do Chaco na Argentina e Norte no Uruguai.

O embasamento da Bacia do Paraná é constituído por terrenos arqueanos e paleoproterozóicos, assim como faixas móveis neoproterozóicas (Zálan *et al.*, 1990; Holz *et al.*, 2006; Scherer *et al.*, 2023). A acreção dessas faixas móveis está ligada aos ciclos orogênicos Pan-Africano e Brasileiro. As descontinuidades estruturais resultantes influenciaram na deposição dos sedimentos durante o Fanerozóico, pois foram reativadas inúmeras vezes durante a história da bacia (cf. Holz *et al.*, 2006; Scherer *et al.*, 2023).

Seu registro estratigráfico é composto por rochas sedimentares e vulcânicas depositadas do Ordoviciano ao Cretáceo, configurando um arcabouço altamente fragmentado devido às recorrentes reativações do embasamento (Zálan *et al.*, 1987; Milani, 1997; Milani & Ramos, 1998; Scherer *et al.*, 2023). Esse registro compõe seis supersequências, segundo Milani (1997): Rio Ivaí (Ordoviciano-Siluriano), Paraná (Devoniano), Gondwana I (Carbonífero-Eotriássico), Gondwana II (Meso-Neotriássico), Gondwana III (Neojurássico-Eocretáceo) e Bauru (Neocretáceo). Essas supersequências representam períodos de acumulação interrompido por ciclos de

erosão em grande escala, onde a deposição de cada unidade é condicionada por contextos tectônicos particulares (Milani & Ramos, 1998). De acordo com Horn *et al.* (2014), o registro sedimentar da Bacia do Paraná no Rio Grande do Sul é representado por uma seção condensada composta pelas sequências: Gondwana I, que registra os grupos Itararé, Guatá e Passa Dois; Gondwana II, composta pelas formações Buena Vista (depois de Scherer *et al.*, 2023), Sanga do Cabral, Santa Maria e Caturrita; Gondwana III pela Formação Botucatu.

A deposição da supersequência Gondwana II a partir do Permiano Médio representa a fase final de acumulação de uma ampla bacia intracratônica desenvolvida na porção oeste do Gondwana, representando a fase final de continentalização da bacia caracterizada pela deposição de sistemas fluvio-eólicos (Holz *et al.*, 2010; Scherer *et al.*, 2023). Esses sistemas flúvio-eólicos apresentam espessura conjunta de aproximadamente 700 metros, o que está relacionada com a superposição dos mecanismos de subsidência térmica e flexural relacionados a influência dos esforços compressivos associados a orogênese Sierra La Ventana imperando na borda do continente durante o fim do Permiano e início do Triássico (Fig. 1; Zerfass *et al.*, 2004; Sipp *et al.*, 2025).

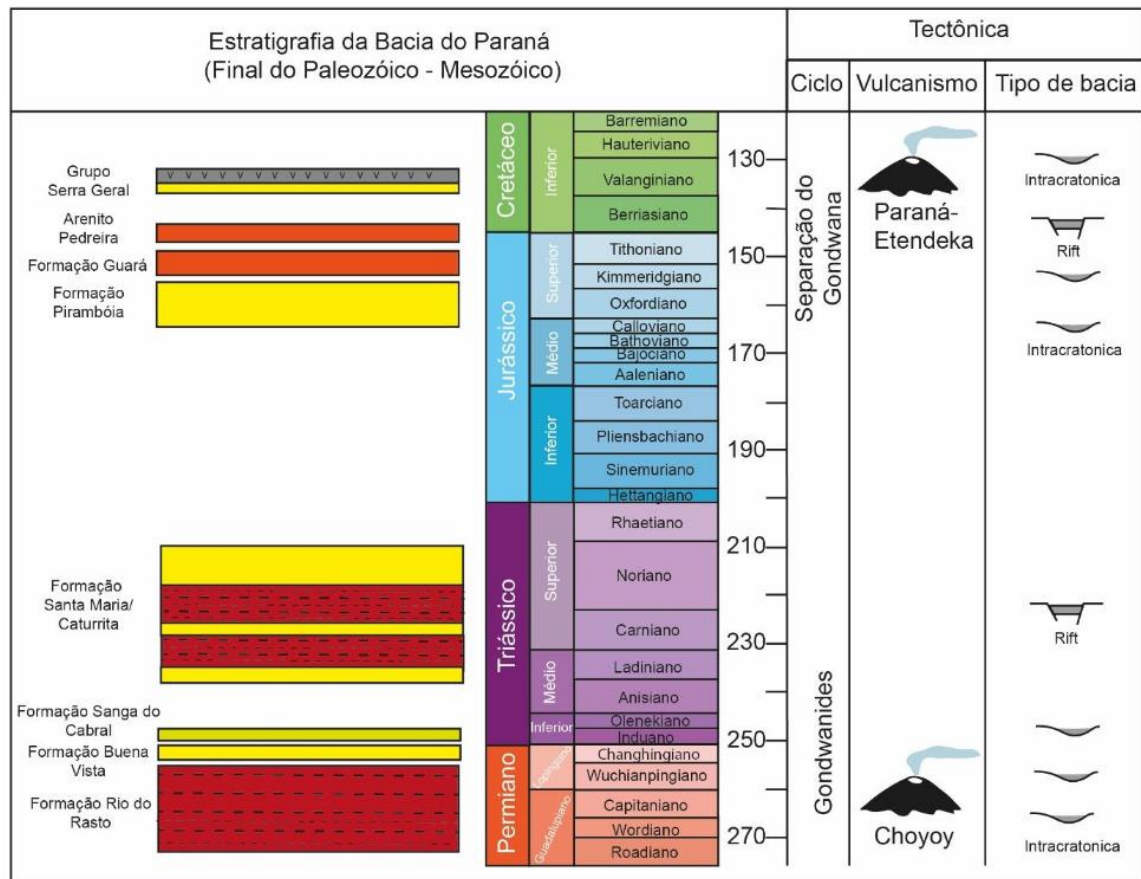


Figura 35: Estratigrafia da Bacia do Paraná e eventos tectônicos. Modificado de Scherer *et al.*, 2023.

b. Formação Buena Vista

Recentemente, os depósitos flúvio-eólicos do Permiano Superior da Bacia do Paraná, na porção do Rio Grande do Sul, passaram a ser formalmente designados como Formação Buena Vista. Essa redefinição resulta de uma série de estudos conduzidos por Scherer *et al.* (2021), Horn *et al.* (2022) e, por fim, Scherer *et al.* (2023). Anteriormente, esses depósitos haviam sido atribuídos à Formação Sanga do Cabral (Faccini, 1989) ou à Formação Pirambóia (Lavina *et al.*, 1993).

Contudo, conforme destacado por Scherer *et al.* (2023), essas atribuições apresentam inconsistências estratigráficas e cronológicas. Na seção-tipo, a Formação Sanga do Cabral é composta por depósitos fluviais que recobrem discordantemente depósitos flúvio-eólicos, indicando a presença de um hiato temporal entre os pacotes fluviais da Formação Sanga do Cabral e os depósitos flúvio-eólicos sotopostos.

Em relação à atribuição à Formação Pirambóia, embora existam similaridades faciológicas e um posicionamento estratigráfico semelhante entre os depósitos flúvio-

eólicos sotopostos à Formação Sanga do Cabral e os depósitos eólicos da Formação Pirambóia, essas unidades diferem significativamente quanto ao conteúdo fossilífero e icnológico. Essas diferenças indicam que se tratam de unidades depositadas em intervalos temporais distintos.

Ademais, observa-se continuidade física entre a Formação Buena Vista (sensu De Santa Ana *et al.*, 2006a) e os depósitos flúvio-eólicos aflorantes na porção sudoeste do Rio Grande do Sul, o que sustenta e justifica sua equivalência estratigráfica e a adoção da designação Formação Buena Vista para esses depósitos.

A formação Buena Vista, conforme sua preposição original por De Santa Ana *et al.* (2006a) no Uruguai, é composta por dois membros distintos: O Membro Colônia Orozco é constituído por arenitos quartzosos a subarcóseos, finos a grossos intercalados com níveis conglomeráticos e pelíticos. Em termos de estruturas esses arenitos apresentam estratificação cruzada planar, tangencial, baixo ângulo e formas de fluxo superior (estratificação de baixo ângulo ondulada e com laminação de partição) evidenciando uma deposição fluvial (De Santa Ana *et al.*, 2006a). Estes arenitos apresentam um contato gradual com a unidade Permiana Yaguarí/Rio do Rasto (Permiano Superior) e um contato predominantemente discordante com as diamictitos da Formação San Gregório (Permiano Inferior). O membro Colônia Orozco tem a sua preservação restrita a porção Uruguia da Bacia, não sendo identificado ou correlacionado a outras unidades da porção brasileira da Bacia do Paraná.

O membro Cerro Conventos é composto por arenitos quartzosos finos a médios pobremente cimentados e com estratificação cruzada de baixo ângulo ou de alto ângulo e grande porte. Estes arenitos são interpretados como arenitos predominantemente eólicos (De Santa Ana *et al.*, 2006a). No Rio Grande do Sul, foram identificados depósitos fluviais na base do membro Cerro Conventos que diminuem em frequência em direção ao topo da sucessão, marcando um ressecamento em sentido ao topo da unidade (Rodrigues, 2014). No geral, as paleocorrentes das dunas eólicas apresentam um padrão consistente para SE, enquanto os depósitos fluviais indicam um paleofluxo para NE (Rodrigues, 2014). Além disso, estes depósitos eólicos possuem diversas estruturas de deformação de escala centimétrica a decamétrica que envolvem um ou mais sets de estratos cruzados (Faccini, 1989; Rodrigues, 2014; Scherer *et al.*, 2023; Sipp *et al.*, 2025). Esses horizontes deformados apresentam uma

complexificação próximo as zonas de falha NW-SE e suas relações de corte sugerem recorrência de eventos desencadeadores, o que por sua vez, sugere que essas deformações foram formadas por eventos sísmicos (Sipp *et al.*, 2025).

No Rio Grande do Sul, a sucessão eólica encontra-se superposta à Formação Rio do Rasto por meio de um contato discordante em superfície com evidência de gradação lateral de fácies em furos de sondagem (Lavina & Scherer, 2003; Scherer *et al.*, 2023). O contato superior com a Formação Sanga do Cabral também é representado pela ocorrência de uma desconformidade (Soares *et al.*, 2008; Francischini *et al.*, 2018; Scherer *et al.*, 2023). Os depósitos pelíticos da base da Formação Rio do Rasto apresentam fósseis de tetrápodes (e.g., pareiasauros, dinocephalianos, anomodontes, entre outros), plantas (e.g., flora *Glossopteris*) e conchostráceos, que sugerem uma idade Guadalupiano–Lopingiano (Holz *et al.*, 2010; Dias-da-Silva, 2012). No Rio Grande do Sul, os fósseis na Formação Buena Vista são restritos a pegadas de dicinodontes (Francischini *et al.*, 2018), enquanto no Uruguai, são encontrados fósseis de arcossauros, procolofonídeos e temnospondylos, que juntamente com dados paleomagnéticos, indicam uma idade Lopingiana (Ernesto *et al.*, 2020). Apesar de alguns autores levantarem a possibilidade de a Formação Buena Vista estar incluída no Triássico Inferior (e.g., Dias-da-Silva *et al.*, 2017), a discordância dessa unidade com a superposta Formação Sanga do Cabral restringe a quase totalidade de sua sedimentação ao final do Permiano. O conteúdo fossilífero presente na Formação Sanga do Cabral inclui uma associação de répteis (procolofonídeos) e anfíbios (ritidosteídeos e Lydekkerindídeos), cuja idade é atribuída à base do Triássico (Induano) (Dias-da-Silva *et al.*, 2017). Com base nessas evidências, é possível afirmar que a sucessão flúvio-eólica do topo da Formação Buena Vista foi depositada no final do Permiano (Guadalupiano), estendendo-se, no máximo, até o início do Induano, possivelmente incluindo o limite Permo-Triássico.

6. ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo englobada neste projeto é constituída pelos depósitos sedimentares localizados na porção sudoeste do estado do Rio Grande do Sul e nos departamentos de Tacuarembó e Cerro Largo na porção Norte do Uruguai (Fig. 2). Os depósitos estudados englobam a porção superior da Formação Rio do Rasto, a Formação Buena Vista e a porção basal da Formação Sanga do Cabral. No Rio

Grande do Sul esses depósitos afloram no bloco sudoeste nos municípios São Vicente do Sul, Cacequi, Rosário do Sul e Santana do Livramento (cf. Rodrigues, 2014; Scherer *et al.*, 2021). Enquanto, no Uruguai os depósitos estão concentrados nas cidades de Melo e ao sul de Tacuarembó (de Santa Ana *et al.*, 2006a; Suárez, 2016).

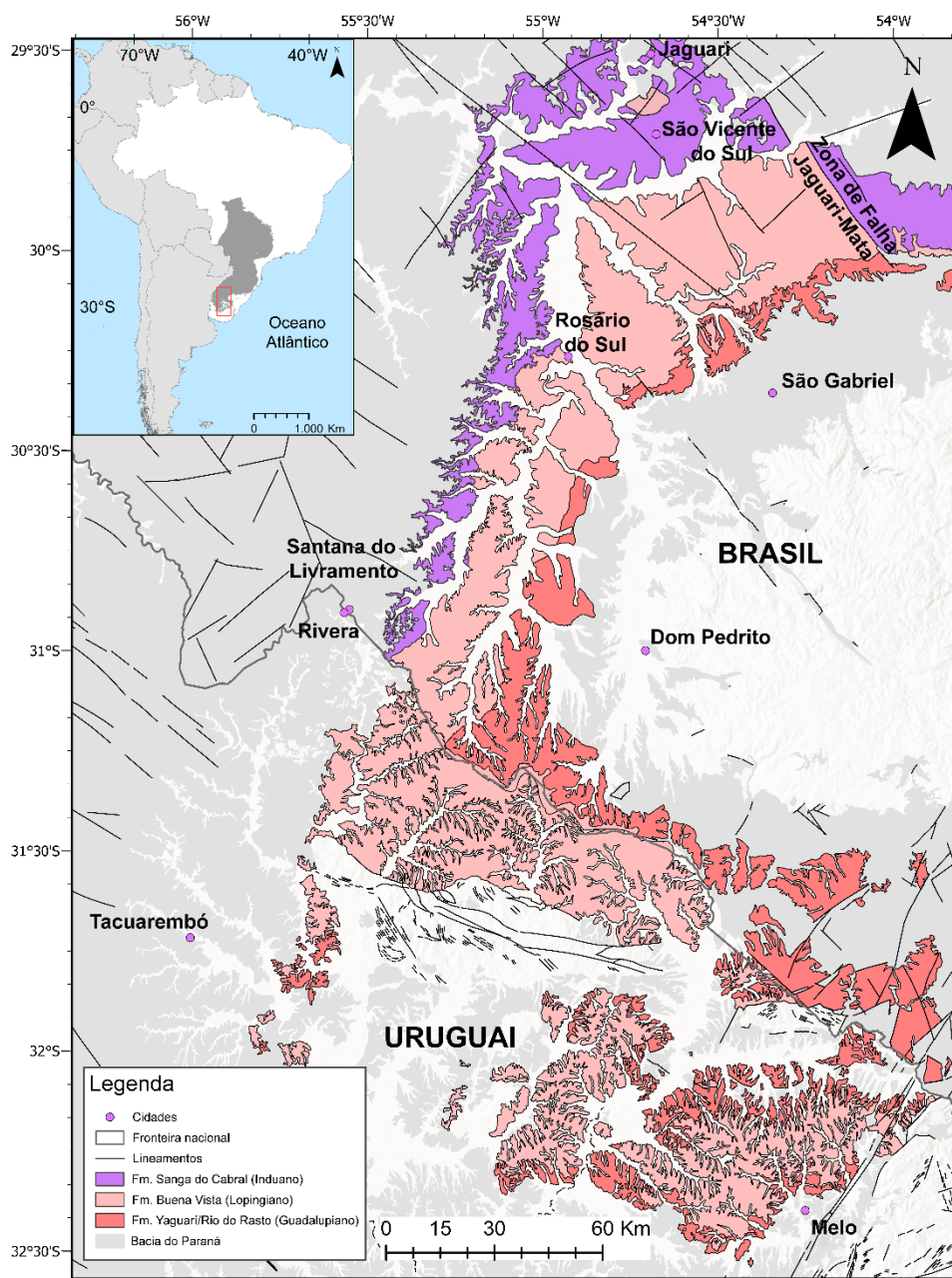


Figura 36: Mapa de ocorrência da formação Buena Vista. Modificado de Sipp *et al.* (2026).

7. METODOLOGIA

Apesar da área de estudo ser arealmente extensa, os depósitos da Formação Buena Vista são friáveis, o que resulta em poucas seções que possibilitam o

levantamento de perfis colunares completos. Logo, o presente estudo terá como objeto seções chave que possibilitem o levantamento estratigráfico, seções controle para obtenção de dados de paleocorrente, dados de poços, perfis magnetométricos e idades máximas de deposição. Para realização deste estudo, delimitou-se as seguintes etapas metodológicas:

a. Levantamento Bibliográfico

O levantamento bibliográfico constitui parte integral deste trabalho, cuja continuidade deve-se estender até a finalização da redação da tese de doutorado e publicação dos artigos científicos. Essa etapa consiste na análise crítica e compilação de dados de bacia que constituem o Limite Permiano-Triássico, cuja expressão inicial encontra-se redigida na monografia.

b. Levantamento de seções colunares e definição de fácies

As seções colunares constituem na representação gráfica resumida dos afloramentos rochosos, cuja representação comumente apresenta a granulometria no eixo das abscissas e a espessura no eixo das ordenadas (Coe, 2011). Essa metodologia permite uma representação resumida das principais propriedades dos estratos rochosos, incluindo textura, estrutura, granulometria e espessuras. Além de permitir o posicionamento de amostras, dados de paleocorrente, fósseis e fotografias ao longo do perfil sedimentar. Essa metodologia consiste em uma ferramenta poderosa capaz de resumir um grande volume de dados de forma gráfica e que em combinação com a aplicação das fácies sedimentares (*sensu* Coe, 2011) permite a caracterização dos principais atributos dos pacotes de rocha sedimentar.

A delimitação das fácies leva em conta a combinação de atributos como: granulometria, textura, estrutura, coloração, geometria e relações de contato, além de conteúdo fossilífero. O conjunto destes atributos resulta de um ambiente deposicional particular ou de um processo deposicional naquele ambiente específico (Collinson & Reading, 1996; Dalrymple & James, 2010; Tucker, 2011). A partir do emprego dessa metodologia, as fácies foram delimitadas utilizando uma adaptação da nomenclatura proposta e empregada por Miall (1996) para depósitos fluviais. Essa nomenclatura é composta por duas letras, a primeira maiúscula refere-se a granulometria dominante, enquanto a segunda letra, minúscula, refere-se a estrutura sedimentar presente na rocha. Entretanto, conforme sugerido por Owen & Moretti (2011) e Owen *et al.* (2011)

estruturas deformacionais em sedimentos inconsolidados não serão incluídas como fácies, visto que por vezes elas frequentemente representam processos logo após a deposição em um contexto essencialmente metadeposicional (cf. Lowe, 1975; Sipp *et al.*, 2026).

c. Análise de paleocorrentes

Paleocorrentes são medidas obtidas a partir de estruturas sedimentares que servem como indicadores da direção do paleofluxo no momento da deposição (Nichols, 2009; Tucker, 2011). Essas estruturas comumente podem oferecer dados de sentido do fluxo (estratos cruzados, ripples assimétricas, turboglifos, etc.) ou apenas da direção (marcas onduladas simétricas, lineação de partição) (Tucker, 2011).

Os dados de paleocorrente estão sendo coletados em conjunto com os perfis colunares e organizados em planilhas em conjunto com a estrutura sedimentar formadora. Estes dados de paleocorrente estão sendo integrados no software *Stereo32* para correção do basculamento de acordo com o plano de acamamento obtido preferencialmente em pelitos de *overbank* ou interdunas. Com esse software serão construídos diagramas de roseta para delimitação de paleopadrões de drenagem e regime de paleoventos necessários para a reconstrução paleoambiental da unidade.

d. Descrição de poços

Na porção uruguaia da Bacia do Paraná, vários poços *onshore* foram perfurados para a prospecção de hidrocarbonetos, alguns desses poços ocorrem na área de estudo e interceptam depósitos da Formação Buena Vista, dentre eles: Pepe Ñunez-1, Pepe Ñunez-6; Pepe Ñunez-7; Pepe Ñunez-10; Pepe Ñunez-11 e Clara-1.

Esses poços foram descritos na sede da ANCAP em Montevideo, levando em consideração os atributos apresentados no item B. Estes poços serão úteis para a correlação das seções sedimentares e controle das espessuras reais da unidade ao longo dos perfis escolhidos.

e. Datação pelo método $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ e $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$

A fim de estabelecer as idades máximas de deposição do membro Cerro Conventos da Formação Buena Vista, foram coletadas quatro amostras da porção de

topo da unidade contemplando seções chave eólicas. Cerca de 6 kg de amostra foram coletados em cada afloramento para confecção dos *mounts* para datação. Essas amostras foram preparadas no núcleo de preparação de amostras da Universidade do Rio Grande do Sul, onde foram realizadas as etapas de: 1) desagregação das amostras; 2) britagem das amostras por meio dos britadores de mandíbula e pratos; 3) separação das frações granulométricas abaixo de 105 µm através de peneiramento; 4) retirada da fração leve por bateamento; 5) separação da fração não-magnética através do separador magnético isodinâmico Frantz, utilizado diferentes correntes entre 0.4 e 1.8 A; 6) separação da fração mineral com densidade igual a 3.3 g/cm³ utilizando líquidos densos (Diiodometano).

Os zircões presentes na fração mineral resultante foram montados em *mounts* de resina epóxi, polidos com lixa e pasta diamantada (0,25 µm a 1 µm). Os *mounts* foram enviados para a *University of British Columbia* no Canadá onde foram analisados por meio de um LAICPMS *triple quadrupole*. Onde foram obtidas informações de composição química do zircão, além das idades máximas de deposição por meio das razões isotópicas de $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ e $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$.

f. Magnetoestratigrafia

Com o objetivo de aferir as idades da Formação Buena Vista e correlaciona-las com outras unidades Permiano-Triássicas, será conduzido a coleta e preparação das amostras para análise paleomagnética. Anteriormente, essa análise foi conduzida por Ernesto *et al.* (2020) em rochas do membro Colônia Orozco da Formação Buena Vista. Até o presente momento, não existem dados magnetoestratigráficos para o membro Cerro Conventos.

Dessa forma, será feita a coleta de amostras orientadas na seção contínua localizada próximo ao povoado de Clara ao sul da cidade de Tacuarembó. Essa seção foi escolhida para análise magnetoestratigráfica dado a sua continuidade lateral e boas exposições. As amostras então serão preparadas e analisadas no Laboratório de Paleomagnetismo da Universidade de São Paulo.

Para tal serão feitas análises de susceptibilidade magnética, para análise da qualidade do sinal magnético e a presença de minerais com alta coercividade. A partir disso, as amostras serão submetidas a limpeza magnética AF e desmagnetização termal com o intuito de eliminar componentes magnéticos secundários ou revelar as

características do ruído magnético (cf. Ernesto *et al.*, 2020). Com o fim dessa etapa os componentes magnéticos serão calculados em conjunto com os polos geomagnéticos virtuais, com o fim de evidenciar os padrões de polaridade da seção, a fim de correlacionar com outras seções Permiano-Triássicas.

g. Modelos virtuais de afloramento

Em afloramentos com grande extensão lateral e/ou vertical, estão sendo confeccionados Modelos Virtuais de Afloramento (MVA) com o objetivo de reconstruir a geometria original dos depósitos por meio da geração de ortomosaicos. Para isso, os levantamentos fotogramétricos foram realizados com o auxílio de veículos aéreos não tripulados (VANTs). Neste trabalho, foram empregados dois equipamentos distintos.

O primeiro VANT utilizado foi um DJI Mavic 2 Pro, equipado com uma câmera Hasselblad L1D-20c. O segundo foi um DJI Mavic 3 Enterprise, acoplado a um módulo Real-Time Kinematic (RTK) e a uma antena externa, permitindo a geração de modelos virtuais de afloramento com precisão centimétrica a milimétrica. Esse VANT possui uma câmera com sensor multiespectral.

Os levantamentos fotogramétricos foram executados com o eixo óptico do VANT orientado perpendicularmente à superfície do afloramento, garantindo uma sobreposição vertical e horizontal mínima de 60% entre as imagens, conforme recomendado por James e Robson (2012).

A elaboração dos ortomosaicos baseou-se na aplicação do algoritmo Structure from Motion – Multi-View Stereo (SfM–MVS), implementado no software Agisoft Metashape®, o qual foi utilizado para a construção dos modelos tridimensionais empregados nos painéis interpretativos. Inicialmente, o algoritmo SfM foi aplicado às fotografias para a identificação de pontos-chave e o alinhamento das imagens, resultando na geração de uma nuvem de pontos esparsa.

Em seguida, o algoritmo MVS foi empregado para aumentar a densidade e a resolução espacial do modelo, gerando uma nuvem densa de pontos (Hayes *et al.*, 2017). Essa nuvem foi então utilizada para a construção de uma malha triangulada, que, após a aplicação de textura, constituiu o modelo tridimensional final do afloramento.

Para a geração dos ortomosaicos, o modelo tridimensional foi posteriormente ortorretificado, processo no qual a geometria do afloramento é planificada. Os mosaicos resultantes são então exportados em formato .TIFF e importados para o software Adobe Illustrator® para a interpretação.

h. Petrografia

A petrografia surge como metodologia de apoio a descrição de fácies, principalmente para a caracterização das fácies de interduna e depósitos fluviais, onde será feito o reconhecimento dos constituintes primários e análise textural das lâminas petrográficas. Para tal, as amostras foram impregnadas com resina de epóxi azul a fim de evidenciar a geometria dos poros e permitir a avaliação qualitativa da porosidade.

8. CRONOGRAMA

Até o presente momento, as etapas de descrição de poços, preparação de amostras e a datação das amostras foram inteiramente concluídas. No entanto, ainda são necessárias mais etapas de campo, para que o levantamento de dados seja concluído. No presente semestre, estão sendo executadas as tarefas de digitalização dos perfis colunares e poços, assim como confecção dos MVA, confecção das lâminas petrográficas e interpretação dos dados de campo em preparação para a escrita do primeiro artigo científico. As etapas planejadas relacionadas a esse projeto estão disponíveis no Quadro 2.

Atividade \ Semestre	2024/2	2025/1	2025/2	2026/1	2026/2	2027/1	2027/2	2028/1
Levantamento bibliográfico								
Campos I a III (Uruguai)								
Campos IV a V (Brasil)								
Descrição dos poços								
Digitalização dos perfis colunares								
Digitalização dos poços								
Confecção dos MVA								
Interpretação dos dados de campo								
Preparação das amostras pra datação								
Confecção das lâminas								
Análise magnetoestratigráfica								
Datação $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$								
Interpretação dos dados analíticos								
Compilação e quantificação dos dados								
Integração e elaboração dos modelos								
Elaboração e submissão dos artigos								
Redação da tese de doutorado								
Defesa da tese de doutorado								
Apresentação dos resultados em eventos								
Realização das disciplinas								

Etapas concluídas  Em andamento  Projetado 

Quadro 2: Cronograma do Doutorado, exibindo as etapas concluídas, em andamento e projetadas.

9. FINANCIAMENTO

Este projeto tem como financiador o Programa de Recursos Humanos da Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (PRH/ANP – PRH14/Geociências UFRGS), suportado com recursos provenientes do investimento de empresas petrolíferas qualificadas na Cláusula de PD&I da Resolução ANP nº 50/2015 e da Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP), processo nº 2025/03248-0.

10. RESULTADOS PRELIMINARES

Até o momento da defesa do exame de qualificação foram realizados três trabalhos de campo na região de Cerro Largo e Tacuarembó, que resultaram na obtenção de 64 perfis colunares, 49 pontos controle descritos e 12 modelos virtuais de afloramento elaborados. No Rio Grande do Sul, até o momento foram realizadas duas etapas de campo, cujos dados compreendem 8 perfis colunares, 5 modelos virtuais de afloramento. Adicionalmente, quatro amostras foram coletadas e preparadas, enviadas para datação resultando em idades máximas de deposição por $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ e $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ de quatro afloramentos. Além disso, 6 poços perfurados em território uruguaio foram descritos.

a. Mapeamento e reconhecimento de seções chave

Nesta primeira etapa do trabalho foi priorizado o mapeamento e reconhecimento de seções-chave ao longo da porção Norte do Uruguai, onde ocorrem os melhores afloramentos da Formação Buena Vista. Dentre os afloramentos descritos até o momento, foram estabelecidas 4 seções-chave, onde ocorrem a transição entre os depósitos das formações Yaguarí e Buena Vista.

As seções-chave ocorrem ao norte da cidade de Melo e ao Sul da cidade de Tacuarembó. Ao Norte de Melo elas estão localizadas no *Cam. Departamental a Piedras Blancas* (Fig. 37A), *Ruta 8* (Fig. 37A) e no trecho da estrada Sírío Rodríguez com sentido a Cerro Conventos (Fig. 37A). Ao Sul de Tacuarembó, a seção-chave ocorre ao longo da estrada que passa pelo povoado Cerros de Clara (Fig. 37B).

Em adição as seções-chave vários pontos-controle foram obtidos com o intuito de caracterizar o topo da Formação Yaguarí e obtenção de dados de paleocorrente da Formação Buena Vista (Quadro 3). Como resultados preliminares em relação a este mapeamento foram identificadas regiões sem preservação da Formação Buena Vista aos arredores da ilha cristalina de Rivera, onde os depósitos das Formações Yaguarí e Tacuarembó correm em contato concordante em provável *onlap* com o embasamento. Tais relações já foram notadas por De Santa Ana, *et al.* (2006b). Os depósitos eólicos observados a NE a SW apresentam características sedimentares distintas, o que provavelmente evidenciam uma diferença lateral no campo de dunas ou provavelmente dois campos de dunas distintos.

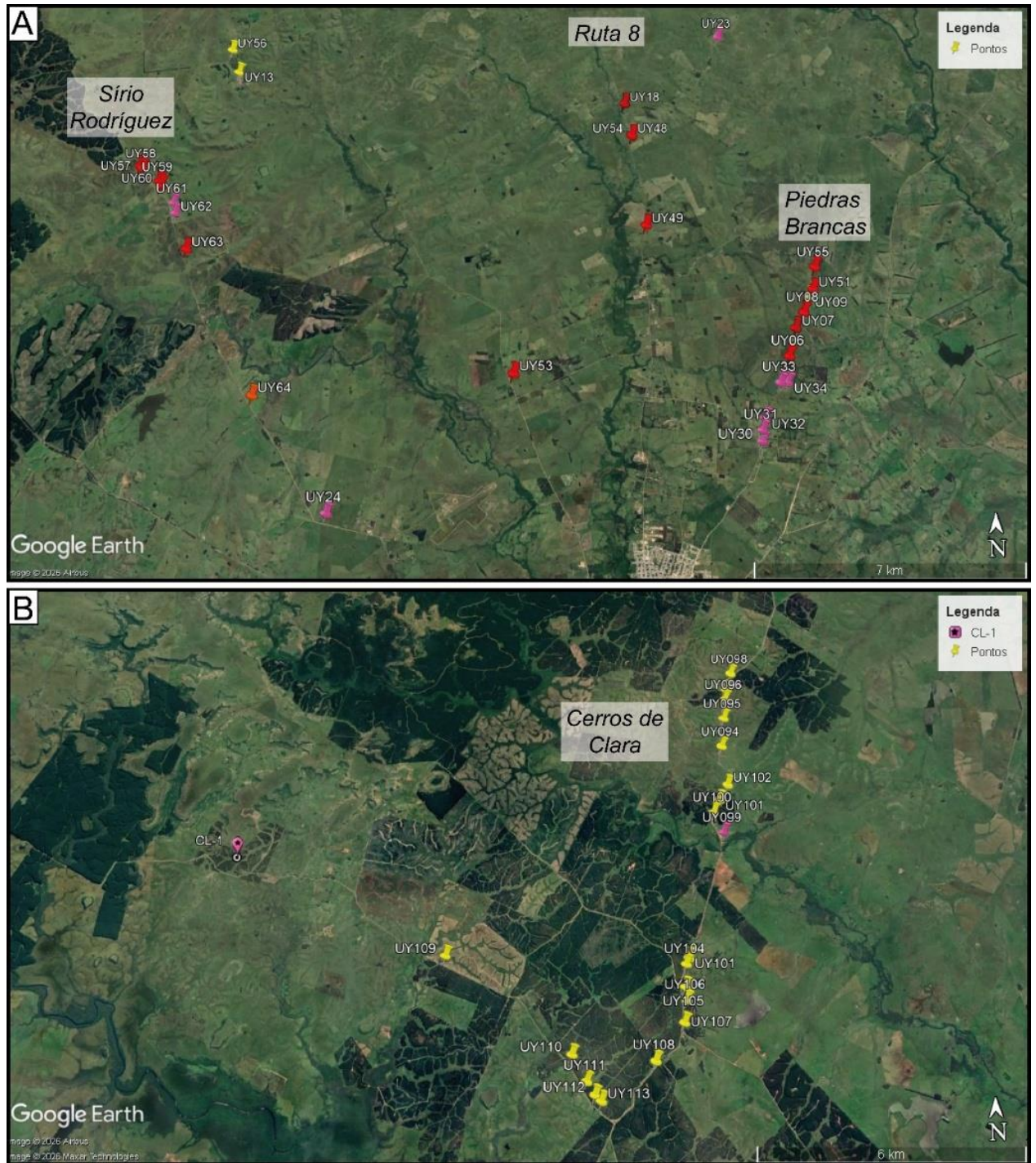


Fig. 37: Seções-chave da sucessão Permiano-Triássica no Uruguai.

NOME	COORD _X	COORD _Y	ELEV_ GPS	ELEV_G EARTH	DATA	DESCRICAO_AFLORAMENTO	RODOVIA	STATUS	DRONE	Sφ	ESPESSURA	UN_LITO	OBS
UY01	755316	6408046	98	98	17/03/20 23	Cno. Paso Taborda, às margens do rio	Cno. Paso Taborda	LOG	S	02/245	9	Fm. Yaguari	Paleocorrentes para N-NE e W-SW
UY02	749073	6410274	146	148	17/03/20 23	Bañado de Medina, afloramento em lajeado lateral a estrada de chão, subindo	Vicinal do Paso Taborda	LOG	N		4.6	Fm. Yaguari	
UY03	753458	6414537	162	157	17/03/20 23	Pequeno corte de estrada/lajeado ao longo da Ruta 26	Ruta 26	LOG	N		1,,8	Fm. Buena Vista?	Dunas Eólicas; paleocorrentes para SE
UY04	756216	6414718	158	157	17/03/20 23	Afloramento em lajeado, lateral a Ruta 26	Ruta 26	PONT_CTRL	N			Fm. Buena Vista?	
UY05	756616	6414583	152	151	17/03/20 23	Pequeno corte de estrada/lajeado ao longo da Ruta 26	Ruta 26	PONT_CTRL	N			Fm. Buena Vista?	Contato abrupto entre dunas eólicas e pelito vermelho na base
UY06	770866	6422083	127	171	18/03/20 23	Afloramento em lajeado, lateral a Cno. Dpto. a Piedras Blancas, a partir da Ruta 7	Cno. Dpto. a Piedras Blancas	LOG	N		4.8	Mb. Colônia Orozco	Depósitos de antidunas e conglomerados intraformacionais
UY07	771169	6422893	xxx	160	18/03/20 23	Afloramento em lajeado, lateral a Cno. Dpto. a Piedras Blancas, a partir da Ruta 7	Cno. Dpto. a Piedras Blancas	PONT_CTRL	N			Mb. Colônia Orozco	Pontos do César Goso 2001
UY08	771466	6423351	167	157	18/03/20 23	Afloramento em lajeado, lateral a Cno. Dpto. a Piedras Blancas, a partir da Ruta 7	Cno. Dpto. a Piedras Blancas	LOG	N		3.1	Mb. Colônia Orozco	Depósitos de antidunas e conglomerados intraformacionais
UY09	771684	6423820	160	147	18/03/20 23	Afloramento em lajeado, lateral a Cno. Dpto. a Piedras Blancas, a partir da Ruta 7	Cno. Dpto. a Piedras Blancas	LOG	N		5.3	Mb. Colônia Orozco	Depósitos de antidunas e conglomerados intraformacionais
UY10	774459	6436464	79	111	18/03/20 23	Afloramento em corte de estrada de chão, vicinal a partir da Ruta 7	Vicinal da Ruta 7	LOG	N		2.45	Fm. Yaguari	Clinofoma deltaica, com paleocorrentes p/ SW
UY11	775187	6436999	126	131	18/03/20 23	Afloramento em subida de morro (ravina), vicinal a partir da Ruta 7	Vicinal da Ruta 7	LOG	N	10/275	17.6	Fm. Yaguari	Base da Fm. Yaguari, domínio de lamitos cinzas e vermelhos
UY12	774749	6438088	xxx	157	18/03/20 23	Afloramento em topo de morro, a partir do UY11	Vicinal da Ruta 7	PONT_CTRL	N			Fm. Yaguari?	
UY13	754792	6431911	157	163	19/03/20 23	Grande exposição rochosa da Fm. Buena Vista (Mb. Morro Conventos)	Vicinal entre as rutas 44 e 8	LOG	S		15.5	Fm. Buena Vista	Dunas Eólicas de grande porte, com paleocorrentes para SE

UY14	748586	6434726	180	180	19/03/2023	Estrada de chão com afloramentos laterais/lajeados	Vicinal entre as rutas 44 e 8	PONT_CTRL	S			Fm. Buena Vista	Feições deformativas dos estratos eólicos da Fm. Buena Vista
UY15	748514	6435124	xxx	183	19/03/2023	Estrada de chão com afloramentos laterais/lajeados	Vicinal entre as rutas 44 e 8	PONT_CTRL	S			Fm. Buena Vista	Feições deformativas dos estratos eólicos da Fm. Buena Vista
UY16	748674	6434389	xxx	185	19/03/2023	Estrada de chão com afloramentos laterais/lajeados	Vicinal entre as rutas 44 e 8	PONT_CTRL	S			Fm. Buena Vista	Feições deformativas dos estratos eólicos da Fm. Buena Vista
UY17	748730	6434199	182	187	20/03/2023	Estrada de chão com afloramentos laterais/lajeados	Vicinal entre as rutas 44 e 8	LOG	N	08/296	5	Fm. Yaguari	Lamitos e arenitos finos com wavy e current ripples
UY18	766881	6430355	105	119	20/03/2023	Afloramento em corte de estrada, lateral a Ruta 8	Ruta 8	LOG	N	Subhor	4.7	Mb. Colônia Orozco	Depósitos de antidunas e cong. Intraformacionais; PC p/ NE
UY19	766836	6435712	146	146	20/03/2023	Corte de estrada/lajeado lateral a Ruta 8	Ruta 8	LOG	N	Subhor	3.2	Fm. Yaguari	Lamitos laminados vermelhos e arenitos finos maciços
UY20	766640	6436153	171	156	20/03/2023	Corte de estrada/lajeado lateral a Ruta 8	Ruta 8	LOG	N	09/110	6.9	Fm. Yaguari	Lamitos lam. verm. com entradas de arenitos finos laminados
UY21	766609	6436299	172	160	20/03/2023	Corte de estrada/lajeado lateral a Ruta 8	Ruta 8	LOG	N	08/105	4.7	Fm. Yaguari	Lamitos lam. verm. com entradas de arenitos finos laminados
UY22	766603	6436422	169	164	20/03/2023	Corte de estrada/lajeado lateral a Ruta 8	Ruta 8	PONT_CTRL	N	20/100		Fm. Yaguari	Domínio dos lamitos vermelhos
UY23	770058	6432730	153	153	20/03/2023	Afloramento em ravina, com acesso via vicinal da Ruta 8, na entrada do UY18	Vicinal da Ruta 8	LOG	N		9.1	Fm. Yaguari	Clinofoma deltaica, com paleocorrentes p/ SW-NW
UY24	758123	6418228	xxx	141	21/03/2023	Afloramento em lajeado lateral a estrada de chão	Vicinal da Ruta 26	PONT_CTRL	S			Fm. Yaguari	Feições deformativas - Frente Deltaica
UY25	743060	6431520	xxx	152	21/03/2023	Afloramento em lajeado lateral a Ruta 44	Ruta 44	PONT_CTRL	N			Fm. Buena Vista	Feições deformativas dos estratos eólicos da Fm. Buena Vista
UY26	743355	6430910	xxx	143	21/03/2023	Afloramento em lajeado lateral a Ruta 45	Ruta 44	PONT_CTRL	N			Fm. Buena Vista	Dunas Eólicas sem deformações; paleocorrente 18/128

UY27	770479	6418267	119	126	21/03/2023	Afloramento em corte de estrada lateral a Ruta 7	Ruta 7	LOG	N	09/060	5.8	Fm. Yaguari	Heterolitos e arenitos com estratos // e ripples; PC p/ NE e SE
UY28	772617	6421081	136	120	21/03/2023	Afloramento em ravina, lateral a Ruta 7	Ruta 7	LOG	N	03/015	5.15	Fm. Yaguari	Domínio de lamitos vermelhos e lente cm de arenitos
UY29	773871	6423287	123	136	21/03/2023	Afloramento em lajeado lateral a Ruta 7	Ruta 7	LOG	N		7.7	Mb. Colônia Orozco	Depósitos de antidunas e cong. Intraformacionais
UY30	769812	6419733	59	126	22/03/2023	Afloramento em corte de estrada, lateral a Cno. Dpto. a Piedras Blancas	Cno. Dpto. a Piedras Blancas	LOG	N	08/092	5.2	Fm. Yaguari	Lamitos cinza-esverd. e verm. Coleta de tufos. Base da sucessão
UY31	769853	6420032	136	131	22/03/2023	Afloramento em corte de estrada, lateral a Cno. Dpto. a Piedras Blancas	Cno. Dpto. a Piedras Blancas	LOG	N		2.2	Fm. Yaguari	Lamito maciço vermelho
UY32	769966	6420372	137	142	22/03/2023	Afloramento em corte de estrada, lateral a Cno. Dpto. a Piedras Blancas	Cno. Dpto. a Piedras Blancas	LOG	N	10/047	3.3	Fm. Yaguari	Lamito lam. vermelho com lente de arenito com wavy ripples
UY33	770522	6421333	150	139	22/03/2023	Afloramento em morro/ravina, lateral a Cno. Dpto. a Piedras Blancas	Cno. Dpto. a Piedras Blancas	LOG	N	04/040	13.7	Fm. Yaguari	Barras de desembocadura c/ lamitos. PC p/ NE e SE
UY34	770721	6421511	177	159	22/03/2023	Afloramento em corte de estrada, lateral a Cno. Dpto. a Piedras Blancas	Cno. Dpto. a Piedras Blancas	LOG	N	12/072	5.15	Discordância	Contato entre a Fm. Yaguari e o Mb. Colônia Ororzco
UY35	776056	6428248	111	100	22/03/2023	Afloramento em corte de estrada lateral a Ruta 7	Ruta 7	LOG	N		2.35	Mb. Colônia Orozco	Depósitos de antidunas e cong. Intraformacionais; PC p/ NW-NE
UY36	777936	6429990	xxx	110	22/03/2023	Afloramento em corte de estrada lateral a Ruta 7	Ruta 7	PONT_CTRL	N			Fm. Yaguari	Lamitos vermelhos
UY37	778510	6430469	xxx	115	22/03/2023	Afloramento em corte de estrada lateral a Ruta 7	Ruta 7	PONT_CTRL	N			Fm. Yaguari	Lamitos vermelhos
UY38	780227	6434558	121	121	22/03/2023	Afloramento em lajeado lateral a Ruta 7 (estrada de chão)	Ruta 7	LOG	N	06/125	4.82	Fm. Teresina	Heterolitos cinzas com domínio de wavy ripples
UY39	780934	6436226	122	122	22/03/2023	Afloramento em lajeado lateral a Ruta 7 (estrada de chão)	Ruta 7	LOG	N	16/010	7.25	Fm. Yaguari	Barras de desembocadura c/ arenitos e het. PC p/ NW-N-NE
UY40	778220	6430659	138	115	23/03/2023	Afloramento em subida de morro, lateral a Ruta 7 (estrada de chão)	Ruta 7	LOG	N	10/177	8.8	Fm. Yaguari	Progradação de lobos deltaicos. PC p/ NE e SE

UY41	774080	6423881	164	152	22/03/2023	Afloramento em corte de estrada lateral a Ruta 7	Ruta 7	LOG	N		1.5	Discordância	Contato entre a Fm. Yaguari e o Mb. Colônia Ororzco
UY42	773555	6422423	xxx	105	22/03/2023	Afloramento em corte de estrada lateral a Ruta 7	Ruta 7	PONT_CTRL	N			Fm. Yaguari	Ciclos mm a cm de Sl+Sr recobertos por filmes de lama
UY43	770759	6418915	137	136	23/03/2023	Afloramento em lajeado lateral a Ruta 7	Ruta 7	LOG	N	08/330	2.6	Fm. Yaguari	Ciclos mm a cm de Sl+Sr recobertos por filmes de lama
UY44	771155	6419417	150	125	23/03/2023	Afloramento em lajeado lateral a Ruta 7	Ruta 7	LOG	N		3.2	Fm. Yaguari	Lamitos com variações de cores entre cinza-esver. e vermelho
UY45	771338	6419601	141	118	23/03/2023	Afloramento em lajeado lateral a Ruta 7	Ruta 7	LOG	N		1.6	Fm. Yaguari	Lamitos com variações de cores entre cinza-esver. e vermelho
UY46	772135	6420531	134	112	23/03/2023	Afloramento em lajeado lateral a Ruta 7	Ruta 7	LOG	N		0.6	Fm. Yaguari	Lamito vermelho e arenitofino c/ laminações convolutas
UY47	771118	6417822	xxx	113	23/03/2023	Afloramento em lajeado lateral a vicinal da Ruta 7	Vicinal da Ruta 7	PONT_CTRL	N			Fm. Teresina	Heterolitos cinzas com domínio de wavy ripples
UY48	767027	6429230	28		10/03/2025	Corte de estrada lateral a Ruta 8	Ruta 8	LOG	N		3	Mb. Colônia Orozco	Arenitos e conglomerados com intraclastos com antidunas
UY49	767210	6426202	124		10/03/2025	Corte de estrada e lajeados laterais a Ruta 8	Ruta8	LOG	N		2.6	Mb. Colônia Orozco	Arenitos e conglomerados com intraclastos com antidunas
UY50	771706	6423844			10/03/2025	Afloramento em corte de estrada, lateral a Cno. Dpto. a Piedras Blancas	Cno. Dpto. a Piedras Blancas	LOG	N		6.1	Mb. Colônia Orozco	Arenitos e conglomerados com intraclastos com antidunas
UY51	771827	6424033			10/03/2025	Afloramento em corte de estrada, lateral a Cno. Dpto. a Piedras Blancas	Cno. Dpto. a Piedras Blancas	LOG	N	07/050	11.2	Mb. Colônia Orozco	Arenitos e conglomerados com intraclastos com antidunas
UY52	771827	6424033			11/03/2025	Afloramento em corte de estrada, lateral a Cno. Dpto. a Piedras Blancas	Cno. Dpto. a Piedras Blancas	LOG	N		11.2	Mb. Colônia Orozco	Continuação de UY51

UY53	763159	6421837			11/03/20 25	Vicinal a oeste da Ruta 8 - General Gumsindo Saravia	General Gumsindo Saravia	LOG	N		12.75	Mb. Colônia Orozco	Arenitos e conglomerados com intraclastos com antidunas
UY54	767027	6429230			11/03/20 25	Corte de estrada lateral a Ruta 8	Ruta 8	LOG	N		2.25	Mb. Colônia Orozco	Continuação de UY48
UY55	771978	6424718			11/05/20 25	Afloramento em corte de estrada, lateral a Cno. Dpto. a Piedras Blancas	Cno. Dpto. a Piedras Blancas	PONT_CTRL	N			Mb. Colônia Orozco	Arenitos e conglomerados com intraclastos com antidunas
UY56	754516	6432763			12/03/20 25	Estrada de chão com afloramentos laterais/lajeados	Vicinal entre as rutas 44 e 8	LOG	N		1.8	Mb. Cerro Conventos	Arenito eólico
UY57	752053	6428652			12/03/20 25	Estrada de chão com afloramentos laterais/lajeados	Vicinal entre as rutas 44 e 8	PONT_CTRL	N			Mb. Colônia Orozco	Sl de 20 cm
UY58	752133	6428602			12/03/20 25	Estrada de chão com afloramentos laterais/lajeados	Vicinal entre as rutas 44 e 8	PONT_CTRL	N			Mb. Colônia Orozco	Sl intercalado com conglomerados
UY59	752683	6428127			12/03/20 25	Estrada de chão com afloramentos laterais/lajeados	Vicinal entre as rutas 44 e 8	PONT_CTRL	N			Mb. Colônia Orozco	Slu intercalado com arenitos maciços
UY60	752761	6428000			12/03/20 25	Estrada de chão com afloramentos laterais/lajeados	Vicinal entre as rutas 44 e 8	PONT_CTRL	N			Mb. Colônia Orozco	Arenitos maciços e conglomerados intraclásticos
UY61	753198	6427387			12/03/20 25	Estrada de chão com afloramentos laterais/lajeados	Vicinal entre as rutas 44 e 8	PONT_CTRL	N			Fm. Yaguari?	Arenitos grossos, mal selecionados com níveis de granulos e seixos de qz e metamórficas
UY62	753286	6427048			12/03/20 25	Estrada de chão com afloramentos laterais/lajeados	Vicinal entre as rutas 44 e 8	PONT_CTRL	N			Fm. Yaguari?	Arenitos grossos, mal selecionados com níveis de granulos e seixos de qz e metamórficas
UY63	753723	6425887			12/03/20 25	Estrada de chão com afloramentos laterais/lajeados	Vicinal entre as rutas 44 e 8	PONT_CTRL	N			Mb. Colônia Orozco	Arenitos finos avermelhados intercalados com conglomerados intraformacionais
UY64	755955	6421458			12/03/20 25	Estrada de chão com afloramentos laterais/lajeados	Vicinal entre as rutas 44 e 8	PONT_CTRL	N			Mb. Colônia Orozco	Arenitos finos avermelhados intercalados com conglomerados intraformacionais
UY65	756051	6421329			12/03/20 25	Estrada de chão com afloramentos laterais/lajeados	Vicinal entre as rutas 44 e 8	PONT_CTRL	N			Fm. Yaguari?	Arenitos grossos, mal selecionados com níveis

													de granulos e seixos de qz e metamórficas
UY66	757159	6419637			12/03/2025	Estrada de chão com afloramentos laterais/lajeados	Vicinal entre as rutas 44 e 8	PONT_CTRL	N			Fm. Yaguari?	Arenitos grossos, mal selecionados com níveis de granulos e seixos de qz e metamórficas
UY67	756645	6417039			13/03/2025	Lajeados laterais a Ruta 44	Ruta 44	PONT_CTRL	N			Fm. Yaguari	Pelitos
UY68	753081	6418998			13/03/2025	Lajeados laterais a Ruta 44	Ruta 44	PONT_CTRL	N			Fm. Yaguari	Arenitos médios, mal selecionados, com estrat. baixo ângulo
UY69	752831	6419474			13/03/2025	Lajeados laterais a Ruta 44	Ruta 44	PONT_CTRL	N			Fm. Yaguari	Pelitos e arenitos com estratificação cruzada deformada
UY70	743735	6429588			13/03/2025	Lajeados laterais a Ruta 44	Ruta 44	LOG	N		2.7	Fm. Yaguari	Arenitos com cruzadas deformadas e sigmoidais
UY71	743184	6431283			13/03/2025	Lajeados laterais a Ruta 44	Ruta 44	PONT_CTRL	N			Fm. Buena Vista	Arenito fino a médio com estratificação cruzada tangencial
UY72	742307	6432328			13/03/2025	Lajeados laterais a Ruta 44	Ruta 44	PONT_CTRL	N			Fm. Buena Vista?	Arenito fino a médio com estratificação cruzada e lam. milimetricamente espaçada
UY73	741055	6434113			13/03/2025	Lajeados laterais a Ruta 44	Ruta 44	PONT_CTRL	N			Fm. Buena Vista?	Arenitos eólicos com deformações
UY74	724218	6442498	144		13/03/2025	Pedreira lateral a Ruta 44	Ruta 44	PONT_CTRL	N			Diabásio	
UY75	716086	6450488			13/03/2025	Lajeados laterais a Ruta 44	Ruta 44	PONT_CTRL	N			Fm. Buena Vista?	Arenitos fino a médio com laminação baixo ângulo e dobras apertadas
UY76	712150	6456886	165		13/03/2025	Lajeados laterais a Ruta 44	Ruta 44	PONT_CTRL	N			Diabásio	
UY77	711383	6461974	164		13/03/2025	Lajeados laterais a Ruta 44	Ruta 44	PONT_CTRL	N			Fm. Yaguari	Pelitos na base passando para estratos cruzados no topo

UY78	712582	6464009			13/03/20 25	Lajeados laterais a Ruta 44	Ruta 44	PONT_CTRL	N			Fm. Yaguari	Heterolitos
UY79	714170	6465575	171		13/03/20 25	Lajeados laterais a Ruta 44	Ruta 44	PONT_CTRL	N			Fm. Yaguari	Pelitos e arenitos finos
UY80	715789	6468882			13/03/20 25	Lajeados laterais a Ruta 44	Ruta 44	PONT_CTRL	N			Fm. Yaguari	Arenito muito fino, laminado
UY81	717325	6476426			13/03/20 25	Lajeados laterais a Ruta 44	Ruta 44	PONT_CTRL	N			Fm. Passo de Aguiar	Pelitos acinzentados
UY82	696487	6502289			13/03/20 25	Lajeados laterais a Ruta 44	Ruta 44	PONT_CTRL	N			Fm. Yaguari?	Arenitos avermelhados, fino a médio, formando cruzadas tangenciais fluidizadas
UY83	630205	6499876			14/03/20 25	Afloramento lateral ao Cam. Al Paso Rogelio	Cam. Al Paso Rogelio	LOG	N		3.25	Fm. Yaguari	Siltitos intercalados com arenitos finos
UY84	629627	6498996			14/03/20 25	Afloramento lateral ao Cam. Al Paso Rogelio	Cam. Al Paso Rogelio	LOG	N		4.8	Fm. Yaguari	Conglomerados e arenitos conglomeráticos com clastos de granito
UY85	628253	6489360			14/03/20 25	Leito do Rio Tacuarembó no Cam. Al Paso Rogelio	Cam. Al Paso Rogelio	LOG	N		1.8	Fm. Tacuarembó	Arenito com cruzadas acanaladas bimodais e não bimodais (fluvial intercalado com eólico)
UY86	627204	6488123			14/03/20 25	Afloramento lateral ao Cam. Al Paso Rogelio	Cam. Al Paso Rogelio	PONT_CTRL	N			Fm. Tacuarembó?	Pelitos avermelhados e acinzentados (50 cm)
UY87	624580	6484418	183		14/03/20 25	Lajeados laterais a Ruta 26	Ruta 26	LOG	N		1.9	Fm. Tacuarembó	Pacote de arenitos com cruzadas de grande porte e estromatólitos siliciclasticos
UY88	628833	6480765			14/03/20 25	Lajeados laterais a Ruta 26	Ruta 26	LOG	N		4.25	Fm. Yaguari	Siltitos na base suscedidos por heterolitos e arenitos finos laminados
UY89	629141	6480519	141		14/03/20 25	Lajeados laterais a Ruta 26	Ruta 26	PONT_CTRL	N			Fm. Yaguari	Siltitos suscedidos por arenitos finos tabulares
UY90	622392	6486773	170		14/03/20 25	Estrada de chão na lateral da Ruta 26	Vicinal - Ruta 26	LOG	N		3.9	Fm. Tacuarembó	Arenitos com fluxo de grãos e wr

UY91	628351	6511720			15/03/2025	Cerro Vigilante	Ruta 29	LOG	N		19.4	Fm. Tacuarembó - Mb. Batovi	Arenitos com estratificação cruzada intercalados com estromatólitos e lamitos (fluvial)
UY92	629420	6509999			15/03/2025	Em frente ao Cerro Miriñaque	Ruta 29	LOG	N		1.1	Fm. Yaguari	Pelitos
UY93	609642	6442776			15/03/2025	Estrada para Cerros de Clara - Ruta 59	Vicinal a Ruta 59	LOG	N		3.25	Fm. Buena Vista	Arenitos bimodais com cruzadas tangenciais
UY94	609384	6443420			15/03/2025	Estrada para Cerros de Clara - Ruta 59	Vicinal a Ruta 59	LOG	S		1.1	Fm. Buena Vista	Arenitos com cruzada sem gradação suscedidos por arenitos com laminação milimetricamente espaçada
UY95	609507	6444171	136		07/10/2025	Estrada para Cerros de Clara - Ruta 59	Vicinal a Ruta 59	LOG	S	03/138	4.7	Fm. Buena Vista	Arenitos bimodais com lam. milimetricamente espaçada, ripples de armadura intercalados com arenitos com lam. crenulada
UY96	609582	6444693			07/10/2025	Estrada para Cerros de Clara - Ruta 59	Vicinal a Ruta 59	LOG	S		5.3	Fm. Buena Vista	Arenitos bimodais com lam. Milimetricamente espaçada, ripples de armadura
UY97	609626	6444954	155		16/03/2025	Estrada para Cerros de Clara - Ruta 59	Vicinal a Ruta 59	LOG	S		5.25	Fm. Buena Vista	Arenitos bimodais com lam. Mm espaçada, estratos transladantes cavalgantes com um set de St parasitas
UY98	609795	6445403			07/10/2025	Estrada para Cerros de Clara - Ruta 59	Vicinal a Ruta 59	LOG	S		5.6	Fm. Buena Vista	Arenitos bimodais com lam. milimetricamente espaçada, ripples de armadura intercalados com arenitos com lam. crenulada
UY99	609183	6440813	126		04/10/2025	Estrada para Cerros de Clara - Ruta 59	Vicinal a Ruta 59	LOG	S	03/061	2.2	Fm. Buena Vista	Heterolitos e pelitos laminados

UY100	609021	6441709	138		04/10/2025	Estrada para Cerros de Clara - Ruta 59	Vicinal a Ruta 59	LOG	S		0.25	Fm. Buena Vista	Arenitos bimodais com lam. milimetricamente espaçada - SI(e)
UY101	609203	6442014			09/10/2025	Estrada para Cerros de Clara - Ruta 59	Vicinal a Ruta 59	LOG	S		5.2	Fm. Buena Vista	Arenitos bimodais com lam. milimetricamente espaçada, ripples de armadura intercalados com arenitos com lam. crenulada
UY102	609433	6442397			04/10/2025	Estrada para Cerros de Clara - Ruta 59	Vicinal a Ruta 59	LOG	S		2.8	Fm. Buena Vista	Arenitos bimodais com lam. milimetricamente espaçada, ripples de armadura intercalados com arenitos com lam. crenulada
UY103	608116	6438137			05/10/2025	Estrada para Cerros de Clara - Ruta 59	Vicinal a Ruta 59	LOG	S		1.3	Fm. Buena Vista	Arenitos bimodais com lam. milimetricamente espaçada - SI(e)
UY104	608041	6437993			05/10/2025	Estrada para Cerros de Clara - Ruta 59	Vicinal a Ruta 59	LOG	S		1.8	Fm. Buena Vista	Arenitos bimodais com lam. milimetricamente espaçada - SI(e)
UY105	607970	6437461	140		08/10/2025	Estrada para Cerros de Clara - Ruta 59	Vicinal a Ruta 59	LOG	S		3.75	Fm. Buena Vista	Arenitos bimodais com lam. milimetricamente espaçada, ripples de armadura intercalados com arenitos com lam. crenulada
UY106	607982	6437152	151		08/10/2025	Estrada para Cerros de Clara - Ruta 59	Vicinal a Ruta 59	LOG	S		1.7	Fm. Buena Vista	Arenitos bimodais com lam. milimetricamente espaçada - SI(e)
UY107	607893	643644	135		08/10/2025	Estrada para Cerros de Clara - Ruta 59	Vicinal a Ruta 59	LOG	S		1.8	Fm. Buena Vista	Arenitos bimodais com lam. milimetricamente espaçada - SI(e)
UY108	607161	6435804	145		08/10/2025	Estrada para Cerros de Clara - Ruta 59	Vicinal a Ruta 59	PONT_CTRL	S		2	Fm. Buena Vista	Arenitos bimodais com lam. Mm espaçada, estratos transladantes cavalgantes com um set

													de St parasitas. Sup. Onduladas
UY109	602398	6438381	119		06/10/2025	Estrada para Cerros de Clara - Ruta 59	Vicinal a Ruta 59	PONT_CTRL	N				Fm. Buena Vista Arenitos bimodais com lam. milimetricamente espaçada - Sl(e)
UY110	605253	6436014	126		06/10/2025	Estrada para Cerros de Clara - Ruta 59	Vicinal a Ruta 59	PONT_CTRL	N				Fm. Buena Vista Arenitos bimodais com lam. milimetricamente espaçada - Sl(e)
UY111	605560	6435406	128		06/10/2025	Estrada para Cerros de Clara - Ruta 59	Vicinal a Ruta 59	PONT_CTRL	N				Fm. Buena Vista Arenitos bimodais com lam. milimetricamente espaçada - Sl(e)
UY112	605731	6435103	136		06/10/2025	Estrada para Cerros de Clara - Ruta 59	Vicinal a Ruta 59	PONT_CTRL	N				Fm. Buena Vista Arenitos bimodais com lam. milimetricamente espaçada - Sl(e)
UY113	605870	6434964	139		06/10/2025	Estrada para Cerros de Clara - Ruta 59	Vicinal a Ruta 59	PONT_CTRL	N				Fm. Buena Vista Arenitos bimodais com lam. milimetricamente espaçada - Sl(e)

Quadro 3: Quadro de afloramentos levantados em território Uruguaio.

b. Levantamentos aerofotogramétricos

Até o momento foram confeccionados 10 painéis fotogramétricos com base nos afloramentos da Formação Buena Vista. Esses painéis estão sendo interpretados concomitantemente a digitalização e interpretação das seções resultantes dos levantamentos anteriores.

c. Descrição de Poços

Os 6 poços que contém a Formação Buena Vista foram descritos e estão em fase de digitalização e organização. Um destes poços aflora nas imediações da seção tipo e está sendo utilizado para balizamento da seção composta.

d. Datação por U/Pb

Conforme brevemente mencionado na metodologia, quatro afloramentos foram datados até o momento, onde obteve-se as idades máximas de deposição de 251.28 ± 4 Ma e 258.72 ± 4.53 Ma através da metodologia de grão mais jovem. Os dados ainda estão sendo processados e pretende-se a aplicação da metodologia MLA (cf. Vermeesch, 2021) para garantir maior confiabilidade estatística nas idades obtidas e diminuir o erro analítico presente no uso do da idade de um único grão de zircão.

11. PUBLICAÇÕES PLANEJADAS

Por fim, o presente projeto terá como resultado pelo menos três prováveis publicações, buscando abordar os aspectos sedimentológicos, estratigráficos e paleoambientais da Formação Buena Vista no contexto da passagem do Permiano para o Triássico.

- Artigo 1: O primeiro artigo contemplará a sedimentologia e características deposicionais dos depósitos eólicos da seção Cerros de Clara. Estes depósitos são compostos por estratos cruzados tangenciais longos compostos por estratos transladantes cavalgantes com domínio de marcas onduladas de armadura, cuja dispersão do padrão de paleocorrentes sugere dunas lineares. Adicionalmente, serão exploradas a gênese dos depósitos de interdunas, que apresentam possíveis depósitos microbiais.
- Artigo 2: O segundo artigo será focado na análise sedimentológica e relações estratigráficas da Formação Buena Vista, buscando entender as mudanças

paleoambientais ocorridas no final de permiano e início do Triássico na Bacia do Paraná e estabelecer relações com outras bacias gonduânicas. Esse artigo contemplará além dos dados sedimentológicos/estratigráficos, aspectos paleontológicos, geocronológicos e magnetoestratigráficos da unidade.

- Artigo 3: Por fim, o último artigo fará uma revisão sobre o limite permo-triássico no Gondwana, buscando entender de que forma as mudanças paleoambientais se expressão nas diferentes bacias sedimentares. Através disso, pretende-se discriminar variações locais, regionais e globais, assim como identificar os fatores que influenciaram na sedimentação desse intervalo de tempo.

REFERÊNCIAS

- Benton, M. J., & Newell, A. J., 2014. Impacts of global warming on Permo-Triassic terrestrial ecosystems. *Gondwana Research*, 25(4): 1308-1337.
- Bodnar, J., Coturel, E. P., Falco, J. I., & Beltrán, M., 2021. An updated scenario for the end-Permian crisis and the recovery of Triassic land flora in Argentina. *Historical Biology*, 33(12): 3654-3672.
- Coe, A. L. (Ed.). 2010. *Geological field techniques*. John Wiley & Sons
- Collinson, J.D. & Reading, H.G., 1996 Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy. *Alluvial Sediments Blackwell Scientific Publications, Oxford*, 37–82.
- Dal Corso, J., Newton, R. J., Zerkle, A. L., Chu, D., Song, H., Song, H., Tian L., Tong J., Rocco T. D., Claire M. W., Mather T. A., He, T., Gallagher, T., Shu, W., Wu, Y., Bottrell, S. H., Metcalfe, I., Cope H. A., Novak M., Jamieson, R. A. & Wignall, P. B., 2024. Repeated pulses of volcanism drove the end-Permian terrestrial crisis in northwest China. *Nature Communications*, 15(1): 7628.
- Dalrymple, R.W. & James, N.P., 2010. Facies models 4. *Geological association of Canada*,
- De Santa Ana, H., Veroslavsky, G., Fulfaro, V., Rossello, E., 2006b. Cuenca Norte: Evolución tectónica y sedimentaria del Carbonífero-Pérmico. In: Martínez, S., Ubilla, M., Veroslavsky, G. (Eds.), Cuencas Sedimentarias de Uruguay: Geología, Paleontología y Recursos Minerales, Paleozoico. *DIRAC*, Montevideo, p. 209–256.
- de Santa Ana, H., Goso, C., Daners, G., Veroslavsky, G., Ubilla, M., & Martínez, S. 2006a. Cuenca Norte: Estratigrafía del Carbonífero-Pérmico. In: Martínez, S., Ubilla, M., Veroslavsky, G. (Eds.), Cuencas Sedimentarias de Uruguay: Geología, Paleontología y Recursos Minerales, Paleozoico. *DIRAC*, Montevideo, p. 147–208.
- Dias-Da-Silva, S., 2012. Middle–Late Permian tetrapods from the Rio do Rasto Formation, southern Brazil: A biostratigraphic reassessment. *Lethaia*, 45(1): 109- 120.
- Dias-da-Silva, S., Pinheiro, F. L., Da-Rosa, Á. A. S., Martinelli, A. G., Schultz, C. L., Silva-Neves, E., & Modesto, S. P., 2017. Biostratigraphic reappraisal of the Lower Triassic Sanga do Cabral Supersequence from South America, with a description of

new material attributable to the parareptile genus *Procolophon*. *Journal of South American Earth Sciences*, 79: 281-296.

Ernesto, M., Demarco, P. N., Xavier, P., Sanchez, L., Schultz, C., & Piñeiro, G., 2020. Age constraints on the Paleozoic Yaguarí-Buena Vista succession from Uruguay: paleomagnetic and paleontologic information. *Journal of South American Earth Sciences*, 98: 102489.

Faccini, U.F., 1989. O permo-triássico do Rio Grande do Sul: uma análise sob o ponto de vista das seqüências deposicionais. Porto Alegre. 121p. Dissertação de Mestrado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul

Falco, J. I., Bodnar, J., & Del Río, D., 2020. Revisión Estratigráfica del Grupo Los Menucos, Pérmico tardío-Triásico Inferior del Macizo Nordpatagónico, Provincia de Río Negro, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 77(4): 1-48.

Francischini, H., Dentzien-Dias, P., Lucas, S. G., & Schultz, C. L., 2018. Tetrapod tracks in Permo–Triassic eolian beds of southern Brazil (Paraná Basin). *PeerJ*, 6: e4764.

Gulbranson, E. L., Ciccioli, P. L., Montañez, I. P., Marensi, S. A., Limarino, C. O., Schmitz, M. D., & Davydov, V., 2015. Paleoenvironments and age of the Talampaya Formation: The Permo-Triassic boundary in northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 63: 310-322.

Hayes, D. A., Timmer, E. R., Deutsch, J. L., Ranger, M. J. & Gingras, M. K. 2017. Analyzing dune foreset cyclicity in outcrop with photogrammetry. *Journal of Sedimentary Research*, 87(1): 66-74.

Holz, M., Kuchle, J., Philipp, R. P., Bischoff, A. P. & Arima, N. 2006. Hierarchy of tectonic control on stratigraphic signatures: base-level changes during the Early Permian in the Paraná Basin, southernmost Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 22(3-4): 185-204

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*, 29(2): 381-399.

Horn, B. L. D., Melo, T. M., Schultz, C. L., Philipp, R. P., Kloss, H. P., & Goldberg, K., 2014. A new third-order sequence stratigraphic framework applied to the Triassic of the Paraná Basin, Rio Grande do Sul, Brazil, based on structural, stratigraphic and paleontological data. *Journal of South American Earth Sciences*, 55: 123-132.

Horn, B. L. D., Oliveira, A. A., Simões, M. S., Besser, M. L., & Araújo, L. L. D. 2022. Mapa geológico da bacia do Paraná. SGB-CPRM, 1:1,000,000.

James, M. R. & Robson, S. 2012. Straightforward reconstruction of 3D surfaces and topography with a camera: Accuracy and geoscience application. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 117(F3)

Jin, Y. G., Wang, Y., Wang, W., Shang, Q. H., Cao, C. Q., & Erwin, D. H., 2000. Pattern of marine mass extinction near the Permian-Triassic boundary in South China. *Science*, 289(5478): 432-436.

Lavina, E. L. C., & Scherer, C. M., 2003. Evolução estratigráfica e paleoambiental da sedimentação Neopermiana e Mesozóica do Rio Grande do Sul: implicações na construção do arcabouço estratigráfico da Bacia do Paraná. Encontro sobre a Estratigrafia do Rio Grande do Sul: escudos e bacias, 1: 145-150.

Lavina, E.L.C.; Faccini, U.F. & Ribeiro, H.J.S. 1993. A Formação Pirambóia (Permo-Triássico) no Estado do Rio grande do Sul. *Acta Geológica Leopoldensia*, 38 (1): 179-197.

Limarino, C. O., & Spalletti, L. A., 2006. Paleogeography of the upper Paleozoic basins of southern South America: An overview. *Journal of South American Earth Sciences*, 22(3-4): 134-155.

Limarino, C., Tripaldi, A., Marensi, S., & Fauqué, L., 2006. Tectonic, sea-level, and climatic controls on Late Paleozoic sedimentation in the western basins of Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 22(3-4): 205-226.

Lowe, D.R., 1975. Water escape structures in coarse-grained sediments. *Sedimentology*, 22: 157–204.

Miall, A.D., 1996. The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology.

Milani, E. J., 1997. Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana sul-ocidental. Tese de Doutorado Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, p. 255.

Milani, E.J., De Wit, M.J., 2008. Correlations between the classic Paraná and Cape–Karoo sequences of South America and southern Africa and their basin infills flanking the Gondwanides: Du Toit revisited. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 294: 319–342.

Milani, E.J., Ramos, V.A., 1998. Orogenias paleozóicas no domínio sul-ocidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. *Rev. Bras. Geosci.* 28: 473–484.

Milani, É. J., França, A. B., & Schneider, R. L., 1994. Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências da PETROBRÁS*, 8(1): 69-82.

Nichols, G., 2009 Sedimentology and stratigraphy. *John Wiley & Sons*.

Owen, G., Moretti, M., 2011. Identifying triggers for liquefaction-induced soft-sediment deformation in sands. *Sedimentology* 235: 141–147.

Owen, G., Moretti, M., Alfaro, P., 2011. Recognising triggers for soft-sediment deformation: current understanding and future directions. *Sedimentology* 235:133–140.

Parrish, J. T., Ziegler, A. M., & Scotese, C. R., 1982. Rainfall patterns and the distribution of coals and evaporites in the Mesozoic and Cenozoic. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 40(1-3): 67-101.

Prothero, D. R., 2013. *Bringing fossils to life: An introduction to paleobiology*. Columbia University Press.

Rodrigues, A. D., 2014. Caracterização faciológica e estratigráfica dos depósitos Flúvio-eólicos da Formação Pirambóia, permo-triássico da Bacia do Paraná, Oeste do Rio Grande. 144 p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Scherer, C. M. D. S., Lavina, E. L. C., Reis, A. D. D. & Horn, B. L. D. 2021. Estratigrafia da sucessão sedimentar mesozoica da Bacia do Paraná no Rio Grande do Sul. In: Jelinek, A. R. & Sommer C. A (Eds.). Contribuições à Geologia do Rio Grande do Sul e Santa Catarina, Compasso Lugar-Cultura. 2021:289-304

Scherer, C. M., Reis, A. D., Horn, B. L., Bertolini, G., Lavina, E. L., Kifumbi, C., & Aguilar, C. G., 2023. The stratigraphic puzzle of the permo-mesozoic southwestern Gondwana: The Paraná Basin record in geotectonic and palaeoclimatic context. *Earth-Science Reviews*, 240: 104397.

Scotese, C. R., Song, H., Mills, B. J., & van der Meer, D. G., 2021. Phanerozoic paleotemperatures: The earth's changing climate during the last 540 million years. *Earth-Science Reviews*, 215: 103503.

Sipp, G. S., Scherer, C. M. D. S., Rodrigues, A. G., De Souza, E. G., Michel, R. D. L., Manna, M. O., Aguilar, C. A. G. & Jones, F. H., 2025. Soft-sediment deformation structures in eolian sandstones: Morphology, genesis, and stratigraphical relationships through time. *Sedimentary Geology*, 106996.

Soares, A. P., Soares, P. C., & Holz, M., 2008. Correlações estratigráficas conflitantes no limite Permo-Triássico no Sul da bacia do Paraná: o contato entre duas seqüências e implicações na configuração espacial do aquífero Guarani. *Pesquisas em Geociências*, 35(2): 115-133.

Stanley, S. M., 2016. Estimates of the magnitudes of major marine mass extinctions in earth history. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 113(42), E6325-E6334.

Suárez, A. B., 2016. Geología de la región centro-sur del Departamento Tacuarembó Cuenca, Norte. Tese de graduação. Facultad de Ciencias. Universidad de la República (Uruguay).

Toledo, J. C., 2023. Interações flúvio-eólicas no contexto fluvial distributivo da formação Rio do Rasto (Guadalupiano-Lopingiano), Bacia do Paraná. Dissertação de mestrado. Programa de pós-graduação em Geociências, Universidade Federal de Santa Catarina.

Tucker, M. E., 2011. *Sedimentary rocks in the field: a practical guide*. John Wiley & Sons.

Vermeesch, P., 2021. Maximum depositional age estimation revisited. *Geoscience Frontiers*, 12(2): 843-850.

Yemane, K., 1993. Contribution of Late Permian palaeogeography in maintaining a temperate climate in Gondwana. *Nature*, 361(6407), 51-54.

Zalán, P. V., Wolff, S., Conceição, J. C. D. J., Vieira, I. S., & Astolfi, M. A. M., 1987. A Divisão Tripartite do Siluriano da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, 17: 243.

Zalán, P. V., Wolff, S. J. C. J., Conceição, J. D. J., Marques, A., Astolfi, M. A. M., Vieira, I. S., Appi V.T. & Zanotto, O. A. 1990. Bacia do Paraná. Origem e evolução das bacias sedimentares, 135-168.

Zerfass, H., Chemale Jr., F., Schultz, C.L., Lavina, E., 2004. Tectonics and sedimentation in southern South America during Triassic. *Sediment. Geol.* 166, 265