



UFRJ
UNIVERSIDADE FEDERAL
DO RIO DE JANEIRO

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO
CENTRO DE CIÊNCIAS MATEMÁTICAS E DA NATUREZA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS – DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

Mateus da Silva Ferreira

**RETORNO AO GONDWANA: A RECONSTRUÇÃO CINEMÁTICA DO
CONTINENTE ZELÂNDIA DOS DIAS ATUAIS AO JURÁSSICO SUPERIOR**

Rio de Janeiro

2024

Mateus da Silva Ferreira

**RETORNO AO GONDWANA: A RECONSTRUÇÃO CINEMÁTICA DO
CONTINENTE ZELÂNDIA DOS DIAS ATUAIS AO JURÁSSICO SUPERIOR**

Trabalho de Conclusão de Curso em Geologia
do Instituto de Geociências, Universidade
Federal do Rio de Janeiro (UFRJ), apresentado
como requisito necessário para obtenção do
título de Geólogo.

Orientadora: Prof^ª. Dr^ª. Renata da Silva Schmitt
Coorientador: Msc. Igor Vasconcelos Gomes

Rio de Janeiro

2024

F383r Ferreira, Mateus da Silva
RETORNO AO GONDWANA: A RECONSTRUÇÃO CINEMÁTICA
DO CONTINENTE ZELÂNDIA DOS DIAS ATUAIS AO JURÁSSICO
SUPERIOR / Mateus da Silva Ferreira. -- Rio de
Janeiro, 2024.
103 f.

Orientadora: Renata da Silva Schmitt.
Coorientador: Igor Vasconcelos Gomes.
Trabalho de conclusão de curso (graduação) -
Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto
de Geociências, Bacharel em Geologia, 2024.

1. Reconstrução cinemática. 2. Gondwana. 3.
Zelândia. 4. Fragmentos continentais. I. da Silva
Schmitt, Renata, orient. II. Vasconcelos Gomes,
Igor, coorient. III. Título.

Mateus da Silva Ferreira

**RETORNO AO GONDWANA: A RECONSTRUÇÃO CINEMÁTICA DO
CONTINENTE ZELÂNDIA DOS DIAS ATUAIS AO JURÁSSICO SUPERIOR**

Trabalho de Conclusão de Curso em Geologia
do Instituto de Geociências, Universidade
Federal do Rio de Janeiro - UFRJ, apresentado
como requisito necessário para obtenção do
título de Geólogo.

Rio de Janeiro, 15 de julho de 2024

Prof^ª. Dr^ª. Renata da Silva Schmitt – Presidente
Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ)

Prof. Dr. José Carlos Sícoli Seoane – Membro Interno
Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ)

Msc. Caesar Augusto Rigoti – Membro Externo
Petróleo Brasileiro S.A.

Rio de Janeiro

2024

“There is a theory which states that if ever anyone discovers exactly what the Universe is for and why it is here, it will instantly disappear and be replaced by something even more bizarre and inexplicable. There is another theory which states that this has already happened.”

- Douglas Adams (*Hitchhiker’s Guide to the Galaxy*)

AGRADECIMENTOS

Agradeço aos meus pais, Márcia e Luiz Cláudio, pelo suporte e incentivo durante toda minha vida, me proporcionando sempre o melhor que puderam, mesmo nos momentos mais difíceis. Sem eles nada disso seria possível. Obrigado por tudo.

Ao meu irmão, Douglas, que abriu as portas e suavizou o trajeto para minha própria jornada acadêmica. Seu exemplo e apoio foram fundamentais.

À Sarah Aleixo, parceira inestimável, por todo apoio, pelas conversas e por ser dona dos melhores conselhos que poderia ter. Obrigado por estar ao meu lado. Que bom que a geologia fez a gente se esbarrar.

Aos professores do Departamento de Geologia da UFRJ, que contribuíram para minha formação e crescimento acadêmico.

Aos meus colegas de curso, por me acompanharem nessa longa jornada. Em particular ao Matheus Violante e Rodrigo Gentil, pela amizade autêntica.

Aos amigos do Centro Digital de Geoprocessamento Gondwana, por todo o apoio técnico e pelos almoços no Projectus. Em especial, à Evânia Alves pelos ensinamentos e conselhos, e por me aproximar da área de geoprocessamento e reconstrução.

À minha orientadora, Renata Schmitt, pelo aprendizado compartilhado, pelos bons momentos e pelo suporte constante na jornada acadêmica. Obrigado por me acolher no Laboratório Gondwana.

Ao coorientador e amigo, Igor Gomes, por toda a paciência, ensinamentos e incentivo ao longo dessa jornada. Obrigado por aceitar fazer parte desse trabalho e pelas reuniões em horários não muito convencionais.

Aos funcionários do Instituto Educacional Professor Alaor, em especial à Catarina Veronica, Valdete Raibolt, Rosilene Garcia, Marcelo Persia e ao falecido Delio Santana. Pelo incentivo e pela ótima formação que me proporcionaram chegar a UFRJ.

Aos amigos do Geopost, pelo companheirismo desde meu período de estágio até agora, essenciais para meu crescimento profissional e pessoal.

Aos meus amigos Bruno Verleun, Carlos Coutinho, Felipe Magrassi e Victor Gecils, pelas horas de jogatinas e conversas jogadas fora, essenciais para tirar a pressão de tudo.

Aos meus primos, Daniel Azevedo e Diogo Azevedo, por me lembrarem dos velhos tempos em minhas idas e vindas a Petrópolis.

Aos demais que sei que também fizeram diferença, mas não estão mencionados aqui: obrigado.

RESUMO

FERREIRA, Mateus da Silva. **Retorno ao Gondwana: a reconstrução cinemática do continente Zelândia dos dias atuais ao Jurássico Superior**. Ano 2024, p. 103. Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado em Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

O oitavo continente, conhecido como Zelândia, é uma massa continental que compreende as ilhas da Nova Zelândia e da Nova Caledônia, sendo composto por cerca de 90% de crosta continental submersa no sudoeste do Oceano Pacífico. O continente tem intrigado os geocientistas há décadas devido à sua história geológica e evolução tectônica únicas. Este estudo apresenta um modelo de reconstrução cinemática para a Zelândia, abrangendo sua evolução geológica desde os dias atuais até o Jurássico Superior. O modelo integra dados geológicos terrestres e marinhos, dividindo a Zelândia em 14 fragmentos continentais, que são reconstruídos cinemática e temporalmente, preservando sua forma ao longo do tempo enquanto se movimentam e rotacionam conforme a desconstrução de anomalias magnéticas oceânicas até 83 Ma e das bacias do tipo rifte até 115 Ma. A reconstrução pré-83 Ma baseia-se na correlação de unidades geológicas terrestres e marinhas e no movimento relativo entre a Austrália e a Antártica até o Jurássico Superior (160 Ma). O modelo de reconstrução de 160 Ma permite várias correlações com blocos continentais vizinhos, estabelecendo possíveis conexões dos fragmentos da crosta da Zelândia com orogênias e cinturões, como o Orógeno de Ross, o Orógeno de Lachlan e o Orógeno de New England. As unidades geológicas dos fragmentos que constituem o Gondwana são trazidas para o modelo de reconstrução de 160 Ma na sua paleomargem sudeste (incluindo a Zelândia), fornecendo informações cruciais para validar o modelo apresentado e corroborar para o maior entendimento da evolução tectônica desse paleocontinente durante o Fanerozoico.

Palavras-chave: Reconstrução cinemática; Gondwana; Zelândia; Nova Zelândia; Nova Caledônia; Fragmentos continentais.

ABSTRACT

FERREIRA, Mateus da Silva. **Back to Gondwana: the kinematic reconstruction of Zealandia from present-day to the Upper Jurassic**, 2024, p. 103. Bachelor's Degree in Geology - Department of Geology, Institute of Geosciences, Federal University of Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

The eighth continent Zealandia, a landmass comprising New Zealand, New Caledonia plus almost 90% of submerged continental crust in the southwest Pacific Ocean, has intrigued geoscientists for decades due to its unique geological history and tectonic evolution. This paper presents a detailed kinematic reconstruction model for Zealandia, covering its geological evolution from the present-day to the Upper Jurassic. Our reconstruction model integrates onshore and offshore geology data breaking Zealandia into 14 continental fragments. These fragments are reconstructed kinematically preserving their shape through time, as they are translated and rotated according to the deconstruction of the oceanic magnetic anomalies until 83 Ma and the rift basins up to 115 Ma. The reconstruction before 83 Ma is based on onshore and offshore geological correlation and on the relative motion between Australia and Antarctica until the Upper Jurassic (160 Ma). The 160 Ma reconstruction model enables various correlations with neighboring continental blocks, establishing possible connections of Zealandia's crustal fragments with orogenies and belts, such as the Ross Orogen, Lachlan Orogen, and New England Orogen. The geological units of the Gondwanan crustal fragments are correlated within the 160 Ma reconstruction model for its southeastern paleomargin (including Zealandia), providing good constraints to validate our model and corroborating with the tectonic evolution of this paleocontinent during the Phanerozoic.

Keywords: Kinematic reconstruction; Gondwana; Zealandia; New Zealand; New Caledonia; Continental fragments.

LISTA DE FIGURAS DA MONOGRAFIA

- Figura 1.** Mapa topográfico e batimétrico da região do Pacífico com a localização dos continentes estudados na atual configuração global. Os limites continentais da Zelândia são apresentados em contorno vermelho (Campbell e Mortimer, 2014), as principais massas de terra em contorno cinza e as dorsais meso-oceânicas e zonas de fratura em contorno preto (Muller *et al.*, 2016). Dados batimétricos retirados de GEBCO Bathymetric Compilation Group (2023).
Fonte: autor..... 17
- Figura 2.** Ilustração do deslocamento relativo entre duas placas descrito por um polo de rotação Euleriano. Fonte: modificado de Lowrie, 2007..... 22
- Figura 3.** (a) Mapa simplificado identificando as placas tectônicas no globo; (b) Ilustração esquemática do circuito de placas para configuração acima. Fonte: Vaes *et al.* (2023). 23
- Figura 4.** Mapa geológico do Gondwana, escala 1:5M, reconstruído até 184 Ma, produzido pelo Centro Digital de Geoprocessamento do Gondwana (CDGG) da Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ). Retângulo em vermelho indica a área em foco nesta pesquisa. Fonte: modificado de Schmitt *et al.* (2023). 24
- Figura 5.** Mapa mostrando o atual limite aproximado do continente da Zelândia (principal isóbata de 2000 m). São incluídas a localização de amostras selecionadas do embasamento de ilhas oceânicas, perfurações e dragagens, e alguns marcadores do embasamento que estão deslocados ao longo do limite de placas Pacífico-Australiana. As zonas de deformação dúctil forte e moderada são mostradas em cinza escuro e claro, respectivamente. COB refere-se ao conceito Continent-ocean boundary, abordado no seção 3.2.2. BT = Bacia de Taranaki; BE = Bacia Emerald; DNO: Dorsal Norfolk Oeste; FA = Falha Alpina; IA = Ilhas Antípodas; IB = Ilhas Bounty; IC = Ilhas Chatham. Fonte: modificado de Mortimer *et al.* (2014)..... 25
- Figura 6.** Quadro esquemático da divisão metodológica em três etapas, desenvolvida no presente trabalho. A sigla SIG refere-se a Sistema de Informações Geográficas. Fonte: autor.
..... 28
- Figura 7.** Mapa topográfico e batimétrico da região da Zelândia com destaque para os dados offshore compilados e para os limites externos dos blocos continentais da Zelândia, identificando os trechos adaptados de cada referência utilizada. Dados topográficos e batimétricos retirados de GEBCO Bathymetric Compilation Group (2023); escala de cores presente na Figura 1. Fonte: autor. 31
- Figura 8.** (A) Representação do circuito de placas da Antártida, estabelecendo a relação de movimentação dos fragmentos. (B) Mapa topográfico e batimétrico da região da Antártida com a identificação dos blocos continentais incluídos no modelo reconstrutivo: Antártida Oriental (600), Montanhas Ellsworth (601), Península Antártida (602), Ilha Thurston (603), Terra de Marie Byrd (604) e Ilhas Órcades do Sul (605). Apenas os blocos continentais Península Antártida, Ilha Thurston e Ilhas Órcades do Sul tiveram seus limites internos definidos entre os outros blocos, sendo utilizado os limites externos para a reconstrução dos demais. Dados topográficos e batimétricos retirados de GEBCO Bathymetric Compilation Group (2023); escala de cores presente na Figura 1. Fonte: autor. 33
- Figura 9.** (A) Representação do circuito de placas da Austrália, estabelecendo a relação de movimentação dos fragmentos. (B) Mapa topográfico e batimétrico da região da Austrália com

a identificação dos blocos continentais incluídos no modelo reconstrutivo: Austrália (território principal, 400), Tasmânia (401), Elevação Oriental da Tasmânia (402), Elevação Leste-Sul da Tasmânia (403) e Elevação Oeste-Sul da Tasmânia (404). Não foram definidos limites internos entre os blocos continentais da Austrália e Tasmânia, sendo utilizado apenas os limites externos para a reconstrução. Dados batimétricos retirados de GEBCO Bathymetric Compilation Group (2023); escala de cores presente na Figura 1. Fonte: autor. 34

Figura 10. Mapa simplificado “Províncias Estruturais do Sudoeste do Pacífico”, que apresenta a classificação da natureza do embasamento da região da Zelândia e regiões adjacentes. A base do mapa é composta pelo sombreamento da dado gravimétrico ar-livre e topográfico. Fonte: modificado de Collot *et al.* (2012)..... 36

Figura 11. (A) Representação do circuito de placas da Zelândia, estabelecendo a relação de hierarquia dos fragmentos. As linhas contínuas indicam a referência de placa em 160 Ma, enquanto as linhas tracejadas indicam uma segunda referência de placa referente a um estágio anterior no tempo. (B) Mapa topográfico e batimétrico da região da Zelândia com a identificação dos blocos continentais incluídos no modelo reconstrutivo. Dados topográficos e batimétricos retirados de GEBCO Bathymetric Compilation Group (2023); escala de cores presente na Figura 1. A identificação dos blocos está contida na Tabela 1. Fonte: autor. 39

Figura 12. (A) Mapa batimétrico da região da Zelândia com as principais bacias sedimentares offshore do Cenozoico e do final do Cretáceo da Zelândia. Dados batimétricos retirados de GEBCO Bathymetric Compilation Group (2023); escala de cores presente na Figura 1. (B) Diagrama simplificado ilustrando o período de tempo decorrido da sedimentação das bacias da Zelândia, com base em dados compilados de trabalhos anteriores (referências apresentadas na legenda). Fonte: autor. 42

Figura 13. Mapa da espessura crustal da Zelândia, baseado nos dados suplementares de Grobys *et al.* (2008). Limites da crosta continental em contorno preto e limites da linha de costa em contorno branco. Fonte: autor. 84

Figura 14. Recorte paleogeológico da reconstrução cinemática do Jurássico Superior (160 Ma), para a paleomargem sudeste do Gondwana, destacando as unidades geológicas metamórficas e ígneas (vulcânicas e plutônicas), sendo as ígneas classificadas de acordo com o conteúdo de sílica (ácido, intermediário, básico e bimodal), e para distintos intervalos de tempo: (A) Cambriano-Ordoviciano; (B) Devoniano-Carbonífero; (C) Permiano-Triássico. As regiões sombreadas em cada mapa representam a área inferida da distribuição das unidades magmáticas para cada intervalo. A linha de costa atual é representada em cinza escuro, as regiões em cinza claro representam a crosta continental do Gondwana e a COB da Zelândia delineado em vermelho. As setas indicam potenciais deslocamentos das unidades para uma correlação mais coerente. Banco de dados do Projeto Gondwana (IGCP - 628, Schmitt *et al.*, 2023). ANT = Antártida Oriental; AUS = Austrália; IT = Ilha Thurston; NCA = Nova Caledônia; NZE = Zelândia; TAS = Tasmânia; TMB = Terra de Marie Byrd. Fonte: autor. 86

Figura 15. Recorte paleogeológico da reconstrução cinemática do (A) Jurássico (160 Ma) e (B) Cretáceo (115 Ma) para a paleomargem do sudeste do Gondwana, destacando as unidades geológicas metamórficas e ígneas (vulcânicas e plutônicas), sendo as ígneas classificadas de acordo com o conteúdo de sílica (ácido, intermediário e básico), para distintos intervalos de tempo. As regiões sombreadas em cada mapa representam a área inferida da distribuição das unidades magmáticas para cada intervalo. A linha de costa atual é representada em cinza escuro,

as regiões em cinza claro representam a crosta continental do Gondwana e a COB da Zelândia delineado em vermelho. As setas indicam potenciais deslocamentos das unidades para uma correlação mais coerente. Reconstrução das Montanhas Ellsworth (MEW) adaptada de Dalziel *et al.* (2013). Banco de dados do Projeto Gondwana (IGCP - 628, Schmitt *et al.*, 2023). ANT = Antártida Oriental; AUS = Austrália; IT = Ilha Thurston; NCA = Nova Caledônia; NZE = Zelândia; TAS = Tasmânia; TMB = Terra de Marie Byrd. Fonte: autor. 88

LISTA DE FIGURAS DO ARTIGO

- Figure 1.** Present-day bathymetric and topographic map of the SW Pacific region, showing Zealandia's continent-ocean boundary (COB) in red outline (Campbell and Mortimer, 2014), main landmasses in gray outline, and ridge and fracture zones in black outline (Muller *et al.*, 2016). Bathymetry and topography data from GEBCO Bathymetric Compilation Group (2023).
.....46
- Figure 2.** Schematic map showing basement markers in Zealandia and their present-day distribution. Faults and kinematic indications are shown in black. A. Esk Head Melange: Late Jurassic-Early Cretaceous fore-arc rocks; B. Haast Schist axis: Carboniferous-Jurassic fore-arc meta-sedimentary rocks; C. Dun Mountain Ophiolite: Permian fore-arc ophiolite; D. Median Batholith: Devonian-Early Cretaceous arc plutonic and meta-plutonic rocks. Terrane's information is based on Mortimer (2004), Schwartz *et al.* (2017), Scott *et al.* (2019), Mortimer *et al.* (2020), Mortimer *et al.* (2023), and Seebeck *et al.* (2023). Af: Alpine Fault; Hf: Hollyford-Harouko Fault; Hof: Hope Fault; Mf: Moonlight Fault; Wf: Waimea-Flaxmore Fault; Waf: Wairau Fault. Bathymetry data from GEBCO Bathymetric Compilation Group (2023); color scale shown in Figure 1.47
- Figure 3.** (A) Main Mesozoic and early Cenozoic sedimentary basins of Zealandia. Northland Allochthon terrane represented in pink. Bathymetry data from GEBCO Bathymetric Compilation Group (2023); color scale shown in Figure 1. (B) Simplified outline diagram illustrating the elapsed time frame of sedimentation of Zealandia's basins, according to several authors.49
- Figure 4.** Continental crust fragments identified with PlateID created for the reconstruction: (A) Zealandia and Australia and (B) Antarctica. Bathymetry data from GEBCO Bathymetric Compilation Group (2023); color scale shown in Figure 1. (C) Zealandia, Australia, and Antarctic plate circuit, regarding the reference frame for rotation poles to each plate. Solid lines indicate the reference plate in 160 Ma, while the dashed lines indicate a second reference plate (earlier stage) in time. No internal boundaries were defined between the continental fragments of Australia and Tasmania; and between Marie Byrd Land, Thurston Island and East Antarctica. For these, only the external boundaries were used for the reconstruction. Crustal fragments and respective PlateIDs: (400) Australia; (401) Tasmania; (402) East Tasman Rise; (403) East-South Tasman Rise; (404) West-South Tasman Rise; (500) Main South Island and Chatham Rise; (501) Fiordland; (502) Western South Island; (503) Marlborough Sounds; (504) Main North Island and Reinga Ridge; (505) Southeast North Island; (506) Campbell Plateau; (507) Challenger Plateau; (508) South Lord Howe Rise; (509) North Lord Howe Rise and Fairway Ridge; (510) Wanganella Ridge and West Norfolk Ridge; (511) Norfolk Ridge; (512) New Caledonia; (513) Dampier Ridge and Chesterfield Plateau; (600) East Antarctica; (601) Ellsworth Mountains; (602) Antarctic Peninsula; (603) Thurston Island; (604) Marie Byrd Land.52
- Figure 5.** Zealandia continental crust fragments identified with PlateID. (A) Main tectonic structures on New Zealand's South Island; (B) Lineaments adopted for the internal limits of Northern Zealandia's crustal fragments; (C) Complementary offshore data (islands and dredges) for the Campbell Plateau and Chatham Rise fragments. Bathymetry data from GEBCO Bathymetric Compilation Group (2023); color scale shown in Figure 1. Crustal fragments and respective PlateIDs: (500) Main South Island and Chatham Rise; (501) Fiordland; (502) Western South Island; (503) Marlborough Sounds; (504) Main North Island and Reinga Ridge; (506) Campbell Plateau; (507) Challenger Plateau; (508) South Lord Howe Rise; (509) North

Lord Howe Rise and Fairway Ridge; (510) Wanganella Ridge and West Norfolk Ridge; (511) Norfolk Ridge; (512) New Caledonia. 57

Figure 6. Snapshots of the kinematic reconstruction model, covering time intervals from the present to the Oligocene. White straight lines in the oceans represent magnetic chrons. Dark magnetic chrons indicate the ones that will close in the next movement. COBs overlapping can be observed by colors superimposing, generating slightly darker tones. (A) Current configuration of Zealandia's region with crustal fragments identified; Chron C5o ages 10.9 Ma. AF = Alpine Fault; (B) Configuration based on Furlong and Kamp, (2009), representing a crossover in plate movement dynamics in New Zealand with the Hikurangi Plateau subduction; Tasman Fracture Zone (TFZ) being restored; Chron C13y ages 33.1 Ma and Chron C25y ages 55.9 Ma. AUS = Australia; eANT = East Antarctica; MBL = Marie Byrd Land; TAS = Tasmania. 63

Figure 7. Snapshots of the kinematic reconstruction model, covering time intervals from the Early Paleogene to the mid-Upper Cretaceous. White straight lines in the oceans represent magnetic chrons. Dark magnetic chrons indicate the ones that will close in the next movement. COBs overlapping can be observed by colors superimposing, generating slightly darker tones. (A) Oceanic crust in between south Antarctica and Tasmania completely deconstructed; restoration of the first mapped magnetic anomaly between Zealandia and Australia (Chron C25y); Chron C27o ages 61.3 Ma and Chron C31o ages 67.7 Ma; (B) Restoration of the last mapped magnetic anomaly between Zealandia, Australia and Antarctica (Chron C34y - 83.7 Ma). AUS = Australia; eANT = East Antarctica; EWM = Ellsworth Mountains; MBL = Marie Byrd Land; TAS = Tasmania. 65

Figure 8. Snapshots of the kinematic reconstruction. COBs overlapping can be observed by colors superimposing, generating slightly darker tones. (A) Minimal overlap between Zealandia's continental crust and the adjacent continental crusts (Australia, Antarctica, and Marie Byrd Land fragments); Bounty Trough and Great South Basin hatched in red; crossover in reference within the plate circuit for the Western South Island (PlateID 502) and Fiordland (PlateID 501) fragments; transcurrent motion on Lord Howe Rise Fault (LHRF). (B) Closure of New Zealand's last sedimentary basins (Great South Basin and Bounty Trough). AUS = Australia; eANT = East Antarctica; EWM = Ellsworth Mountains; MBL = Marie Byrd Land; TAS = Tasmania. 68

Figure 9. Snapshot of the kinematic reconstruction, encompassing the Upper Jurassic time interval (160 Ma), for southeastern Gondwana. (A) COBs overlapping can be observed by colors superimposing, generating slightly darker tones. Simplified COB extension (in gray), representing possible gaps in our reconstruction or non-predicted portions within the modern crust. (B) Simplified snapshot highlighting overlaps between continental crusts (hatched in red) and non-predicted crust or potential gaps (gray hatched in white). Arrow indicates the central deformed region. AUS = Australia; eANT = East Antarctica; MBL = Marie Byrd Land; TAS = Tasmania. 70

Figure 10. Paleogeological snapshot of the kinematic reconstruction of the Upper Jurassic (160 Ma), for southeastern Gondwana, highlighting the metamorphic and igneous (volcanic and plutonic) geological units, the latter classified in according to the silica content (acid, intermediate, basic and bimodal), and for distinct time intervals: (A) Cambrian-Ordovician; (B) Devonian-Carboniferous; (C) Permian-Triassic. Shaded regions in each map represent the inferred area of the distribution of magmatic units for each interval. Present coastline is

represented in dark gray, the light gray regions represent the Gondwana continental crust that is covered today, and the Zealandia COB is outlined in red. Arrows indicate potential displacements of units for a more coherent correlation. Database from Gondwana Project (IGCP - 628, Schmitt *et al.*, 2023). AUS = Australia; eANT = East Antarctica; MBL = Marie Byrd Land; NCA = New Caledonia; NZE = New Zealand fragments; TAS = Tasmania; TI = Thurston Island.77

Figure 11. Paleogeological snapshot of the kinematic reconstruction of the (A) Jurassic (160 Ma) and (B) Cretaceous (115 Ma), for southeastern Gondwana, highlighting the metamorphic and igneous (volcanic and plutonic) geological units, classified in according to the silica content (acid, intermediate and basic), for distinct time intervals. Shaded regions in each map represent the inferred area of the distribution of magmatic units for each interval. Present coastline is represented in dark gray, the light gray regions represent the Gondwana continental crust that is covered today, and the Zealandia COB is simplified and outlined in red. Arrows indicate potential displacements of units for a more coherent correlation. Ellsworth Mountains (EWM) reconstruction adapted from Dalziel *et al.*, 2013. Database from Gondwana Project (IGCP - 628, Schmitt *et al.*, 2023). AUS = Australia; eANT = East Antarctica; MBL = Marie Byrd Land; NCA = New Caledonia; NZE = New Zealand fragments; TAS = Tasmania; TI = Thurston Island. 80

LISTA DE TABELAS DA MONOGRAFIA

Tabela 1. Identificação dos fragmentos continentais (PlateID) e das principais estruturas empregadas para a delimitação de limites internos, incluindo as referências adotadas. 38

LISTA DE TABELAS DO ARTIGO

Table 1. Identification of continental fragments (Plate ID) and major structures used to delineate internal limits with adopted references listed..... 53

Table 2. The area of each crustal fragment (identified by PlateID), its respective overlap area, and the percentage of overlap relative to its total area. The overlap rate is illustrated on a color range varying from 0 (green) to 50 (red); values above the outlier remain the same color. (*) indicates fragments excluding thinned continental crust, using the same methodology as for other crustal fragments. 73

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	16
1.1. Objetivos	18
1.2. Justificativa	19
1.3. Localização da área de estudo	19
1.4. Estrutura da monografia.....	19
2. ESTADO DA ARTE	21
2.1. Reconstrução cinemática	21
2.1.1. Polo de rotação de Euler.....	21
2.1.2. Ferramentas para reconstrução	22
2.2. Contexto Geológico	23
3. MATERIAS E MÉTODOS	28
3.1. Etapa 1: Revisão do banco de dados.....	28
3.2. Etapa 2: Compilação de cartografia em SIG.....	29
3.2.1. Compilação de dados <i>offshore</i>	29
3.2.2. Definição dos fragmentos continentais e do circuito de placas.....	32
3.2.2.1. Bloco continental da Antártida.....	32
3.2.2.2. Bloco continental da Austrália	33
3.2.2.3. Bloco continental da Zelândia.....	34
3.2.3. Compilação das anomalias magnéticas e isócronas	40
3.2.4. Compilação das idades das bacias <i>offshore</i>	41
3.3. Etapa 3: Reconstrução e geração de mapas	42
4. RESULTADOS.....	44
4.1. Artigo científico na íntegra (em inglês)	44
5. SÍNTESE DAS DISCUSSÕES	83
6. CONCLUSÃO	89
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	91

1. INTRODUÇÃO

Desde o século XIX, a crescente quantidade de dados batimétricos, geológicos e geofísicos levou muitos pesquisadores a se referirem à Nova Zelândia e a alguns de seus planaltos e elevações submarinas como um grande fragmento continental (Hector, 1895; Hayes, 1935; Thomson e Evison, 1962; Shor *et al.*, 1971; Suggate *et al.*, 1978; Mortimer *et al.*, 2017). O aumento contínuo de dados fornecendo evidências de crosta continental em uma porção significativa do sudoeste do Oceano Pacífico levou à definição não de um fragmento continental, nem de um microcontinente, mas de um continente: Zelândia (Figura 1, Cogley, 1984; Luyendyk, 1995; Mortimer *et al.*, 2006; Grobys *et al.*, 2008; Segev *et al.*, 2012; Campbell e Mortimer, 2014; Graham, 2015; Mortimer *et al.*, 2017). Embora atualmente esteja majoritariamente submersa, a Zelândia constituía cerca de 5% da massa terrestre do Gondwana, incluindo registros geológicos da margem convergente do sudeste dessa região durante o Paleozoico e o Mesozoico (Campbell e Mortimer, 2014).

Os fragmentos crustais que hoje constituem a Zelândia começaram a se separar do Gondwana no Jurássico Superior (~160-140 Ma; por exemplo, Williams *et al.*, 2011). Isso coincidiu com o início do rifteamento dos blocos continentais da Austrália e Antártida. Antes disso, os fragmentos da Zelândia faziam parte da margem convergente ativa do sul do Gondwana desde o Cambriano (Allibone *et al.*, 2009; Tulloch *et al.*, 2009; Campbell e Mortimer, 2014; Robertson *et al.*, 2019), também registrada nos cinturões da Antártida Oriental, África do Sul, Patagônia e Austrália Oriental (Terra Australis; de Wit *et al.*, 1998; Milani e de Wit, 2008; Pankhurst *et al.*, 2006; Hoy e Rosenbaum, 2017). Além disso, os fragmentos continentais da Zelândia passaram por uma história tectônica complexa, incluindo a ruptura do Gondwana com várias fases de rifte, o início e a reativação de uma subducção e o desenvolvimento do limite de placa transformante chamado Falha Alpina (Figura 1), que separa as placas da Austrália e do Pacífico (King, 2000; Sutherland *et al.*, 2000; Schellart *et al.*, 2006; Herzer *et al.*, 2011; Lamb, 2011; Bache *et al.*, 2014; Matthews *et al.*, 2015; Mortimer *et al.*, 2017; Strogon *et al.*, 2017; Sutherland *et al.*, 2017; Seebeck *et al.*, 2023).

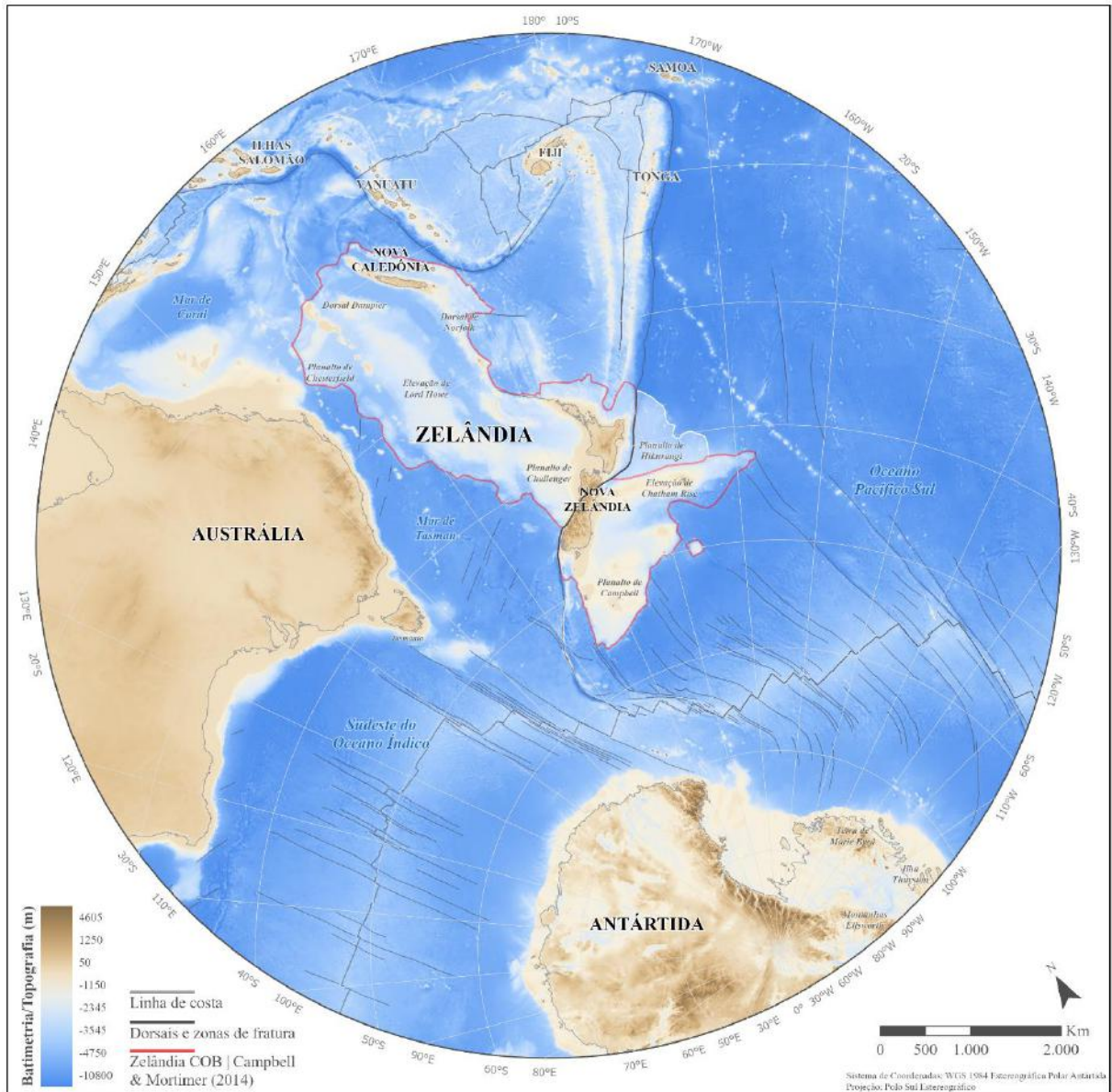


Figura 1. Mapa topográfico e batimétrico da região do Pacífico com a localização dos continentes estudados na atual configuração global. Os limites continentais da Zelândia são apresentados em contorno vermelho (Campbell e Mortimer, 2014), as principais massas de terra em contorno cinza e as dorsais meso-oceânicas e zonas de fratura em contorno preto (Muller *et al.*, 2016). Dados batimétricos retirados de GEBCO Bathymetric Compilation Group (2023). Fonte: autor.

Este trabalho apresenta um modelo de reconstrução cinemática que traz o atual continente Zelândia de volta para a paleomargem continental do Gondwana. A partir de uma metodologia robusta, o estudo integra um conjunto de dados geológicos, geofísicos e cinemáticos do acervo do Centro Digital de Geoprocessamento do Gondwana (CDGG – UFRJ), apresentando um modelo cinemático que reconstrói a trajetória dos fragmentos da Zelândia desde os dias atuais até o período Jurássico, há cerca de 160 Ma. Esta pesquisa faz parte do projeto "Revisão do Mapa Geológico do Gondwana" da UFRJ/PETROBRAS, em escala de 1:5M, conhecido como 'Projeto Gondwana' – e assim será referenciado no presente trabalho. A

finalidade da pesquisa é incorporar no novo mapa geológico do Gondwana, no Jurássico, a crosta continental que hoje constitui a Zelândia, fornecendo percepções valiosas sobre a evolução geológica da margem sudeste de Gondwana.

1.1. Objetivos

O objetivo deste trabalho é propor um novo modelo de reconstrução cinemática e paleogeológica do continente Zelândia para o Jurássico Superior, dentro do contexto do sudeste do paleocontinente Gondwana. Esta proposta tem como finalidade contribuir com uma abordagem metodológica para reconstrução cinemática, com intuito de aprimorar os modelos existentes de encaixe e restauração da Zelândia e do Gondwana, em especial para compor o novo mapa geológico do Gondwana de 184.2 Ma, elaborado pelo CDGG – UFRJ. Além disso, busca-se demonstrar a importância de uma metodologia bem estruturada associada a um banco de dados abrangente, destacando a relevância para o desenvolvimento de trabalhos científicos nesta área.

Os objetivos específicos são pontuados em:

- (a) propor uma reconstrução paleogeológica da Zelândia para o Jurássico Superior;
- (b) propor uma reconstrução cinemática do presente até Jurássico Superior, apresentada por meio de mapas paleogeológicos nos tempos de 0 Ma, 30 Ma, 60 Ma, 83 Ma, 90 Ma, 115 Ma e 160 Ma, que demarcam eventos importantes ao longo da reconstrução, discutidos a seguir;
- (c) desenvolver uma metodologia bem estruturada para modelos reconstrutivos, que leve em consideração uma ampla associação de dados, tais como a natureza do embasamento e seus limites crustais, anomalias magnéticas e isócronas do assoalho oceânico, abertura e estabilização de bacias do tipo rifte, correlação de unidades geológicas e quantificação de sobreposição crustal. Essa abordagem visa fundamentar a movimentação e rotação dos fragmentos crustais ao longo do tempo, justificando suas posições e sobreposições;
- (d) gerar mapas temáticos da área de influência do magmatismo registrado no sudeste do Gondwana, abordando os recortes temporais do Cambriano-Ordoviciano, Devoniano-Carbonífero, Permiano-Triássico Jurássico e Cretáceo, a fim de estabelecer pontos de referência (*piercing-points*) entre a Zelândia e os blocos continentais adjacentes para validação do modelo proposto;
- (e) incorporar o modelo de reconstrução cinemática da Zelândia no mapa geológico do Gondwana de 184.2 Ma, integrando com o modelo cinemático de todo o paleocontinente, elaborado no CDGG – UFRJ.

1.2. Justificativa

Com o aumento da diversidade de estudos dedicados à reconstrução da Zelândia, há a confirmação de um certo consenso em alguns aspectos relacionados à evolução dos blocos continentais na margem sudeste do Gondwana. No entanto, persistem várias inconsistências e interpretações divergentes, especialmente em relação à reconstrução pré-Cretácea da Zelândia. Diante desse cenário, a compilação de informações e a reinterpretação de dados centrados na reconstrução paleogeológica demonstram ser de suma importância para aprimorar o entendimento da evolução dessa região do Gondwana.

O banco de dados elaborado ao longo do Projeto Gondwana, mostra-se como uma fonte de dados robusta e potencializadora para atingir o objetivo deste trabalho. Assim, busca-se comparar e contestar modelos anteriormente publicados sobre a conexão dos terrenos que compõem a margem sudeste do Gondwana, em particular nos estágios anteriores à sua separação definitiva no Cretáceo Inferior. Em resumo, a principal proposta deste trabalho é contribuir para um melhor entendimento da correlação geológica e estrutural da Zelândia com os outros blocos continentais aos quais estava conectada durante o Jurássico, propondo uma metodologia coerente e estruturada. Além disso, os resultados obtidos neste trabalho serão incorporados ao modelo de reconstrução para a próxima publicação do mapa geológico do Gondwana, referente ao Projeto Gondwana.

1.3. Localização da área de estudo

A área de estudo, na configuração global atual, está distribuída ao longo de três blocos continentais distintos (Figura 1). Estes são: (a) Antártida, que abrange a Antártida Oriental e Ocidental, sendo esta última composta pelos fragmentos crustais Terra de Marie Byrd, Ilha Thurston, Montanhas Ellsworth e Península Antártida; (b) Austrália, com foco na porção leste e sudeste, incluindo a Tasmânia; (c) Zelândia, que engloba a Nova Zelândia e a Nova Caledônia, além de ilhas menores e todo o segmento continental submerso. Este último bloco é o foco do trabalho, localizado na região geográfica da Oceania, sendo delimitado a oeste pelo Mar da Tasmânia, a sudoeste pelo Oceano Índico e a leste pelo Oceano Pacífico Sul (Figura 1).

1.4. Estrutura da monografia

Esta monografia adota um novo formato de estruturação, o qual compreende a apresentação de um artigo científico. Embora contemple os mesmos tópicos de uma monografia convencional, a elaboração desses tópicos é um pouco mais simplificada. Dessa forma, os

principais resultados e discussões deste trabalho estão principalmente consolidados no artigo científico intitulado "*Back to Gondwana: The Kinematic Reconstruction of Zealandia from Present-Day to the Upper Jurassic*", elaborado para publicação em uma revista científica especializada, ainda em processo de definição. Em função deste formato, a seção de materiais e métodos é mais detalhada e abrangente, frequentemente cobrindo tópicos adicionais para proporcionar uma fundamentação mais robusta e completa.

2. ESTADO DA ARTE

2.1. Reconstrução cinemática

A reconstrução cinemática de blocos continentais é fundamentada na criação da configuração geográfica/geológica das placas tectônicas em um determinado período geológico. Desvendar os encaixes entre os continentes representa um desafio desde a introdução da deriva continental por Wegener (1924) e Du Toit (1937). Essa abordagem surgiu como uma maneira de quantificar os modelos de encaixe dos continentes, distanciando-se de reconstruções artísticas por uma fundamentação teórico-quantitativa e matemática. O objetivo é evidenciar com maior precisão como ocorreram os processos de movimentação dos continentes, aperfeiçoando o entendimento da dinâmica terrestre.

Os primeiros modelos cinemáticos adotavam o denominado modelo de placa rígida, que se baseia na hipótese da rigidez dos blocos (Bullard *et al.*, 1965). Essa abordagem desconsidera as deformações intraplaca, resultando inevitavelmente em sobreposições e lacunas entre as porções continentais. Modelos cinemáticos mais recentes incorporam a noção de deformação intraplaca (por exemplo, Kneller *et al.*, 2012), porém ainda há questionamentos sobre como extrair o efeito dessa deformação interna da litosfera. O presente trabalho adota o modelo de placa rígida.

2.1.1. Polo de rotação de Euler

O polo de rotação de Euler (Figura 2), nomeado em homenagem ao matemático Leonhard Euler, é um conceito fundamental na compreensão da dinâmica da litosfera terrestre ao longo do tempo geológico, sendo essencial para a reconstrução cinemática das placas tectônicas e seus limites tectônicos (Cox & Hart, 2000). Este polo é determinado por três parâmetros – latitude, longitude e taxa de rotação angular – e representa a ideia de que qualquer deslocamento na superfície de uma esfera pode ser visualizado como uma rotação em torno de um eixo que atravessa o centro dessa esfera. Este trabalho utilizou uma compilação de polos rotativos de diferentes autores, como Muller *et al.* (2016) e Van de Lagemaat *et al.* (2018), adaptando e propondo novos polos de acordo com o modelo reconstrutivo apresentado.

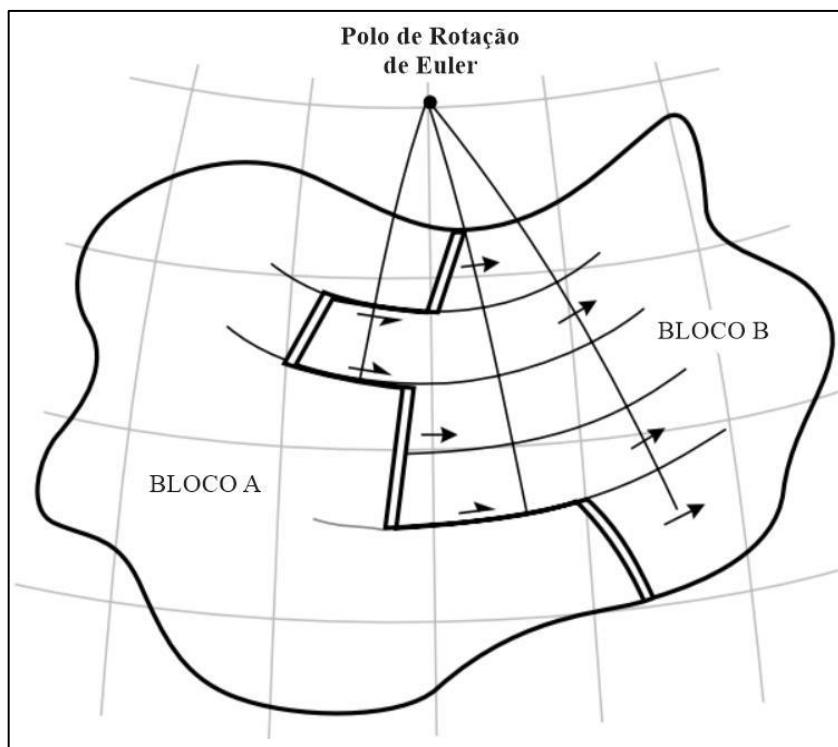


Figura 2. Ilustração do deslocamento relativo entre duas placas descrito por um polo de rotação Euleriano. Fonte: modificado de Lowrie, 2007.

2.1.2. Ferramentas para reconstrução

Para a elaboração de modelos de reconstrução cinemática é necessária a utilização de programas computacionais que permitam a manipulação de placas tectônicas, visando estabelecer diversas configurações paleogeográficas ao longo do tempo geológico. Entre os softwares disponíveis, pode ser exemplificado o GPlates (Müller *et al.*, 2018), o qual foi escolhido para ser utilizado no presente trabalho.

Um fator importante para a aplicabilidade da reconstrução é a quebra dos blocos e fragmentos continentais na forma de polígonos, o que resulta em uma maior possibilidade de encaixe entre eles, a fim de contornar a deformação intraplaca e outros desafios que surgem durante o processo de reconstrução. Em função da complexidade da evolução tectônica da Zelândia, a delimitação desses fragmentos continentais torna-se uma etapa essencial para esse trabalho, posteriormente discutida.

No software, os dados vetoriais recebem uma identificação numeral (*PlateID*) e são carregados e, em seguida, reconstruídos com base nas informações dos polos de rotação de Euler definidos. A movimentação dos blocos ocorre de maneira relativa, ou seja, um bloco se move em relação ao outro, seguindo um padrão de árvore denominado circuito de placas (por exemplo, Muller *et al.*, 2016). Dentro desse circuito, ao fixar uma placa no globo, as outras se movem em relação à placa fixada. Na ilustração abaixo (Figura 3), está representado o mapa

global simplificado das placas tectônicas e uma representação esquemática do circuito de placas para essa configuração, baseado em Vaes *et al.* (2023).

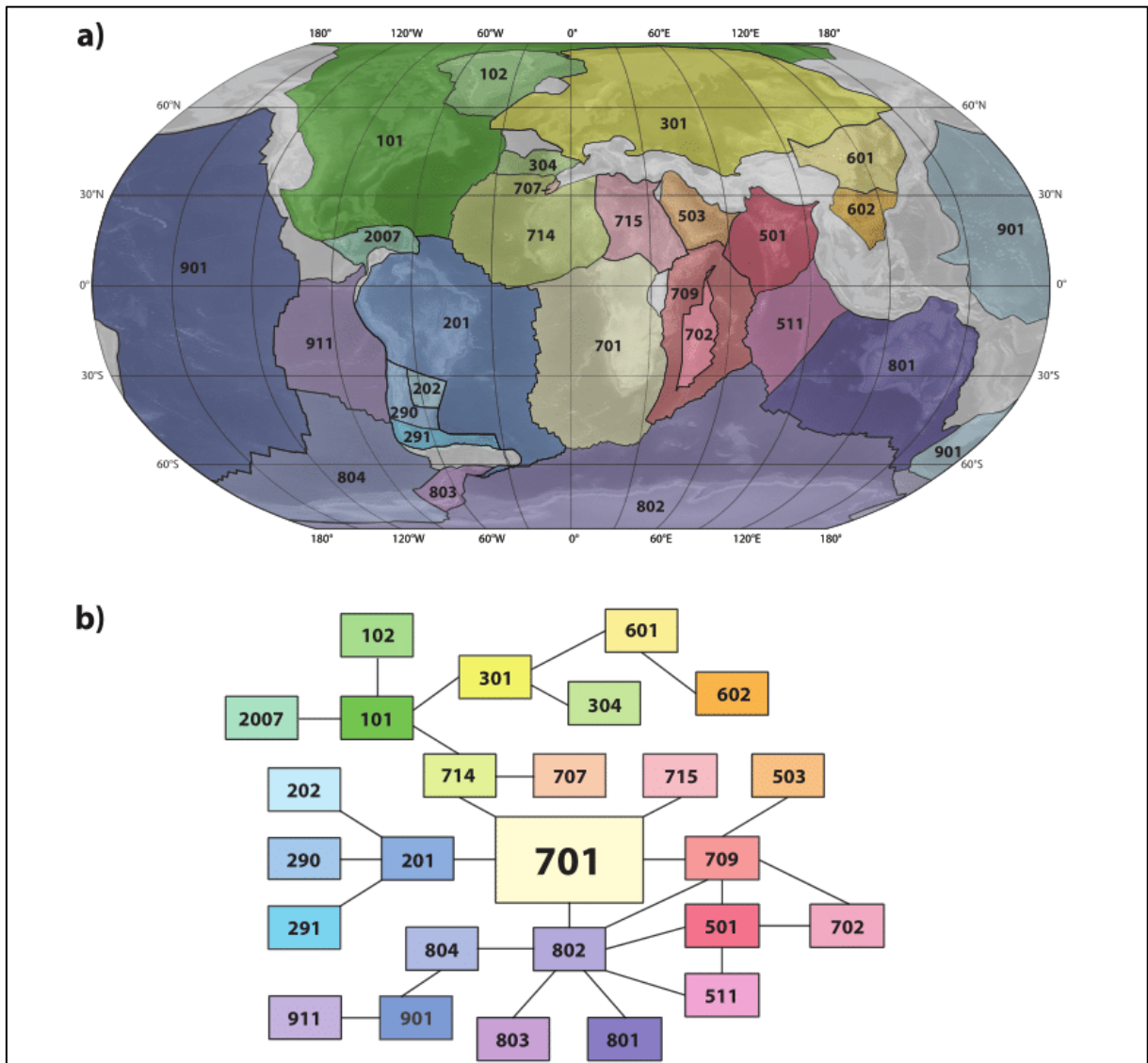


Figura 3. (a) Mapa simplificado identificando as placas tectônicas no globo; (b) Ilustração esquemática do circuito de placas para configuração acima. Fonte: Vaes *et al.* (2023).

Após a reconstrução, os dados vetoriais são exportados e podem ser carregados em um software de informações geoespaciais, como o QuantumGIS e o ArcGIS, sendo o último utilizado neste estudo.

2.2. Contexto Geológico

A formação do supercontinente Gondwana (Figura 4) ocorreu durante a transição do Neoproterozoico para o Cambriano por meio de uma série de eventos orogênicos (Schmitt *et al.*, 2018; Cawood *et al.*, 2021), que aglutinaram várias massas continentais que hoje formam partes da América do Sul, África, Antártida, Austrália, o subcontinente Indiano e a península

Arábica. Ao longo da margem sul deste supercontinente, foi estabelecida uma subducção intermitente, que registra sucessivos eventos orogênicos ao longo do Fanerozoico (Schmitt *et al.*, 2018), contribuindo para a acreção de terrenos e para a atividade magmática na região (Mortimer *et al.*, 2014; Scott *et al.*, 2019; Campbell *et al.*, 2020). Essa margem ativa do sul de Gondwana inclui o atual sul da América do Sul, o sul da África, o oeste da Antártida e o leste da Austrália, além dos fragmentos de crosta que eventualmente constituiriam a Zelândia. Os efeitos dessa margem ativa são registrados pelo cinturão de *Gondwanides*, os quais são representados por orogenias e cinturões já extensivamente discutidos na literatura, como o Orógeno Ross (Stump, 1995; Allibone e Wysoczanski, 2002; Hagen-Peter e Cottle, 2016), o Orógeno Lachlan (Rosenbaum, 2018; Jessop *et al.*, 2019) e o Orógeno New England (Foster e Gray, 2000; Gray e Foster, 2004; Rosenbaum, 2018).

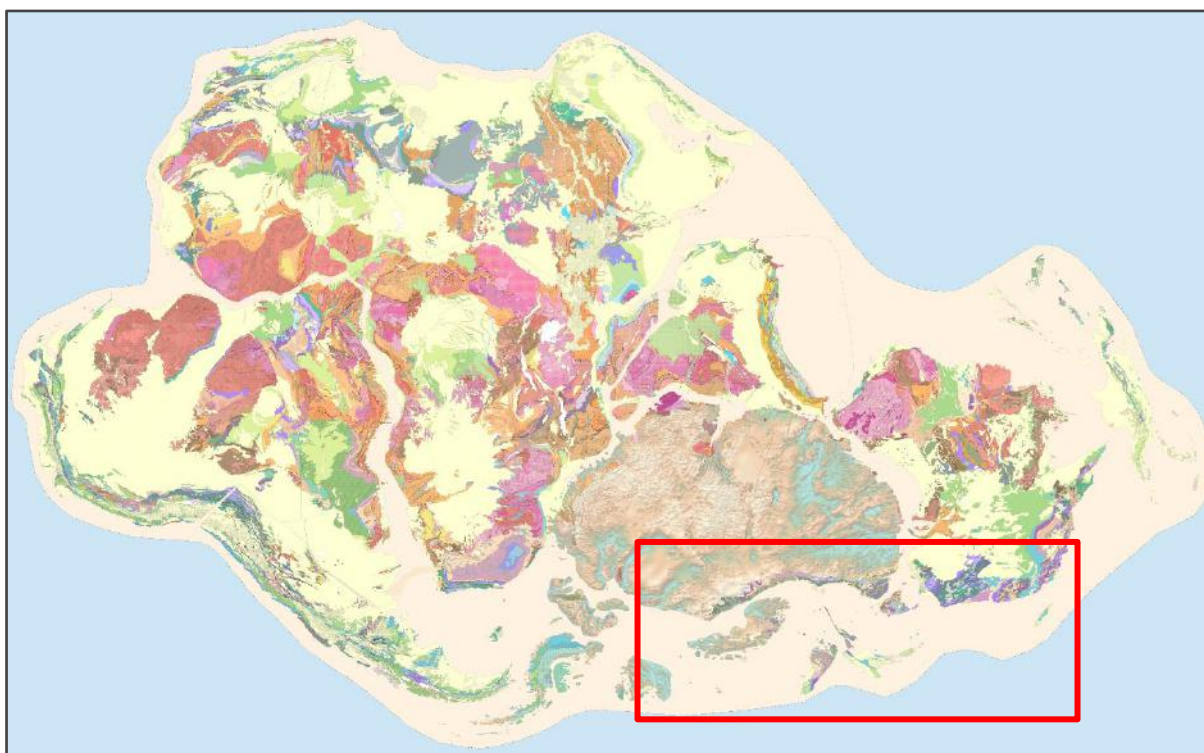


Figura 4. Mapa geológico do Gondwana, escala 1:5M, reconstruído até 184 Ma, produzido pelo Centro Digital de Geoprocessamento do Gondwana (CDGG) da Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ). Retângulo em vermelho indica a área em foco nesta pesquisa. Fonte: modificado de Schmitt *et al.* (2023).

A Zelândia apresenta um registro geológico que preserva uma seção quase completa do arco magmático do Mesozoico, além de unidades litoestratigráficas do Paleozoico. As unidades geológicas são identificadas e mapeadas ao longo da Zelândia, principalmente nas ilhas da Nova Zelândia e Nova Caledônia, bem como em ilhas menores e em furos de sondagem nas plataformas continentais submersas. Métodos potenciais, como magnetometria e gravimetria, também são utilizados para esse fim. Os principais marcadores estratigráficos, do mais recente

ao mais antigo, incluem a Mélange de Esk Head, que consiste em rochas de antearco do final do Jurássico ao Cretáceo Inferior (Mortimer, 2004; Mortimer *et al.*, 2014, 2023; Scott *et al.*, 2019; Seebeck *et al.*, 2023); o Xisto Haast (*Haast Schist*), composto por rochas metassedimentares do antearco do Carbonífero e Jurássico (Mortimer, 2004; Mortimer *et al.*, 2014, 2023; Scott *et al.*, 2019; Seebeck *et al.*, 2023); o cinturão das Montanhas Dun (*Dun Mountain Belt*), formado por rochas de antearco do Permiano (Mortimer *et al.*, 2014, 2023; Scott *et al.*, 2019; Seebeck *et al.*, 2023); e, por fim, o Batólito Mediano (*Median Batholith*), que engloba rochas plutônicas e metaplutônicas com registros principais do Devoniano e Carbonífero, com pulsos de atividade que se estenderam até o início do Cretáceo (Mortimer *et al.*, 2014, 2023; Schwartz *et al.*, 2017; Scott *et al.*, 2019; Seebeck *et al.*, 2023). Esses marcadores do embasamento da Zelândia podem ser observados na Figura 5.

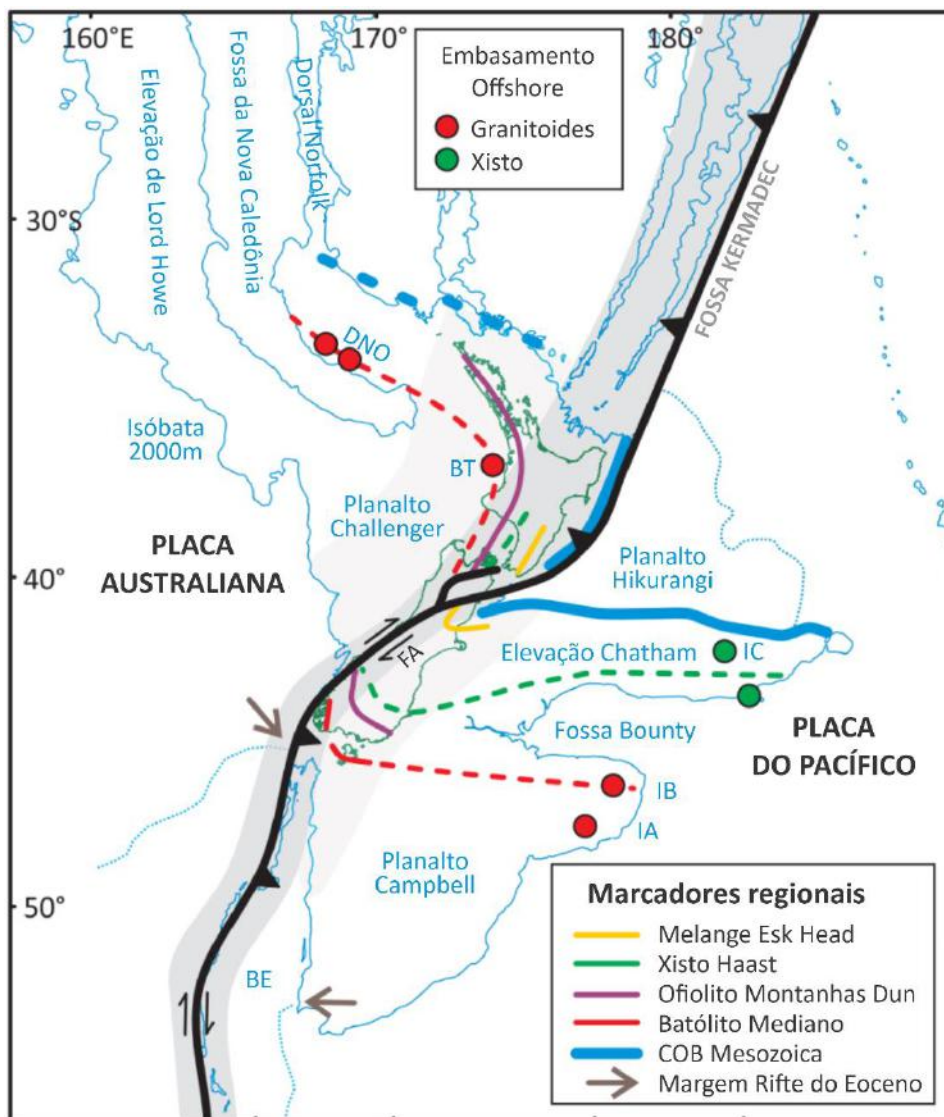


Figura 5. Mapa mostrando o atual limite aproximado do continente da Zelândia (principal isóбата de 2000 m). São incluídas a localização de amostras selecionadas do embasamento de ilhas oceânicas, perfurações e dragagens, e alguns marcadores do embasamento que estão deslocados ao longo do limite de placas Pacífico-Australiana. As

zonas de deformação dúctil forte e moderada são mostradas em cinza escuro e claro, respectivamente. COB refere-se ao conceito *Continent-ocean boundary*, abordado na seção 3.2.2. BT = Bacia de Taranaki; BE = Bacia Emerald; DNO: Dorsal Norfolk Oeste; FA = Falha Alpina; IA = Ilhas Antípodas; IB = Ilhas Bounty; IC = Ilhas Chatham. Fonte: modificado de Mortimer *et al.* (2014).

O deslocamento registrado nos marcadores do embasamento evidencia os processos de deformação que a Zelândia foi submetida ao longo de sua história evolutiva (Mortimer *et al.*, 2004; Schwartz *et al.*, 2017; Scott *et al.*, 2019; Seebeck *et al.*, 2023), influenciando em sua atual configuração. Desde o final do Oligoceno até os dias atuais, a Zelândia é submetida a esforços relacionados ao limite de placa convergente e transformante entre as placas da Austrália e do Pacífico, que divide a Zelândia em dois segmentos (Kamp, 1986; White e Green, 1986; Mortimer *et al.*, 2017): Zelândia do Norte (na placa australiana) e Zelândia do Sul (na placa do Pacífico; Figura 5). Esse limite marca a transição para uma zona de subducção com direção para o norte, sob a placa australiana ao longo da Fossa Kermadec-Tonga (Figura 5; Kamp, 1986; Billen *et al.*, 2003; Smith e Price, 2006). Ao sul da Nova Zelândia, essa zona comporta-se como uma subducção, onde a polaridade é invertida e a crosta oceânica da placa australiana que está sendo subductada obliquamente sob a placa do Pacífico (Collot *et al.*, 1995; Lebrun *et al.*, 2000; Gurnis *et al.*, 2019). Uma das principais estruturas que acomoda esse limite transformante dextral é a Falha Alpina (Figura 5), com principais registros na ilha sul da Nova Zelândia (King, 2000; Sutherland *et al.*, 2000; Schellart *et al.*, 2006; Herzer *et al.*, 2011; Lamb, 2011; Bache *et al.*, 2014; Matthews *et al.*, 2015; Mortimer *et al.*, 2017; Strogon *et al.*, 2017; Sutherland *et al.*, 2017; Seebeck *et al.*, 2023).

No final do Cretáceo Inferior, quando a Zelândia ainda fazia parte do Gondwana, ocorreu a colisão do planalto oceânico de Hikurangi (Figura 5) com a margem do Gondwana. O planalto oceânico era muito volumoso para ser subductado, o que levou à interrupção da subducção na margem sul do supercontinente, que ocorria desde o início do Fanerozoico (Mortimer e Parkinson, 1996; Davy *et al.*, 2008; Reyners, 2014). Esse evento, junto à complexa dinâmica das placas tectônicas, possibilitou a implantação de um novo regime tectônico, caracterizado por uma fase de tectônica extensional que antecedeu a ruptura continental do Gondwana (New Zealand's Petroleum Basins, 2014; Barrier *et al.*, 2020), que resultou no afastamento da Zelândia da Antártida e da Austrália.

Com a instauração dessa fase extensiva, as massas continentais da Zelândia foram submetidas a processos que resultaram no afinamento crustal, estabelecendo condições propícias ao acúmulo de sedimentos e à formação de bacias intracontinentais do tipo rifte (New Zealand's Petroleum Basins, 2014). No Cretáceo Superior, a extensão da Elevação de Chatham

resultou na abertura da Bacia Great South e da Fossa Bounty, que são as principais bacias da Zelândia Sul (Mortimer *et al.*, 2006; Grobys *et al.*, 2008; New Zealand's Petroleum Basins, 2014; Osli *et al.*, 2019). Na Zelândia Norte, a partir do Cenomaniano, foram formadas as bacias Aotea, Fairway e da Nova Caledônia (Collot *et al.*, 2009; Rouillard *et al.*, 2017). Ainda no Cretáceo Superior (ca. 90-83 Ma), houve a abertura da Fossa Bellona (Gaina *et al.*, 1998a; Collot *et al.*, 2009) e, em cerca de 83 Ma, teve início a propagação da crosta oceânica no Mar da Tasmânia (Mortimer *et al.*, 2014; Strogon *et al.*, 2017; Riefstahl *et al.*, 2020; Skinner e Sutherland, 2022), que se estendeu para o norte, resultando na abertura da Bacia de Middleton (ca. 72 Ma). A última bacia formada foi a Reinga, sedimentada durante o fim do Paleógeno (Collot *et al.*, 2012; Orr *et al.*, 2020).

3. MATERIAS E MÉTODOS

A metodologia do presente trabalho foi desenvolvida no Centro Digital de Geoprocessamento do Gondwana (CDGG), localizado no Departamento de Geologia da Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ). Esta foi dividida em três etapas principais, esquematizada na Figura 6 e detalhada em seguida.

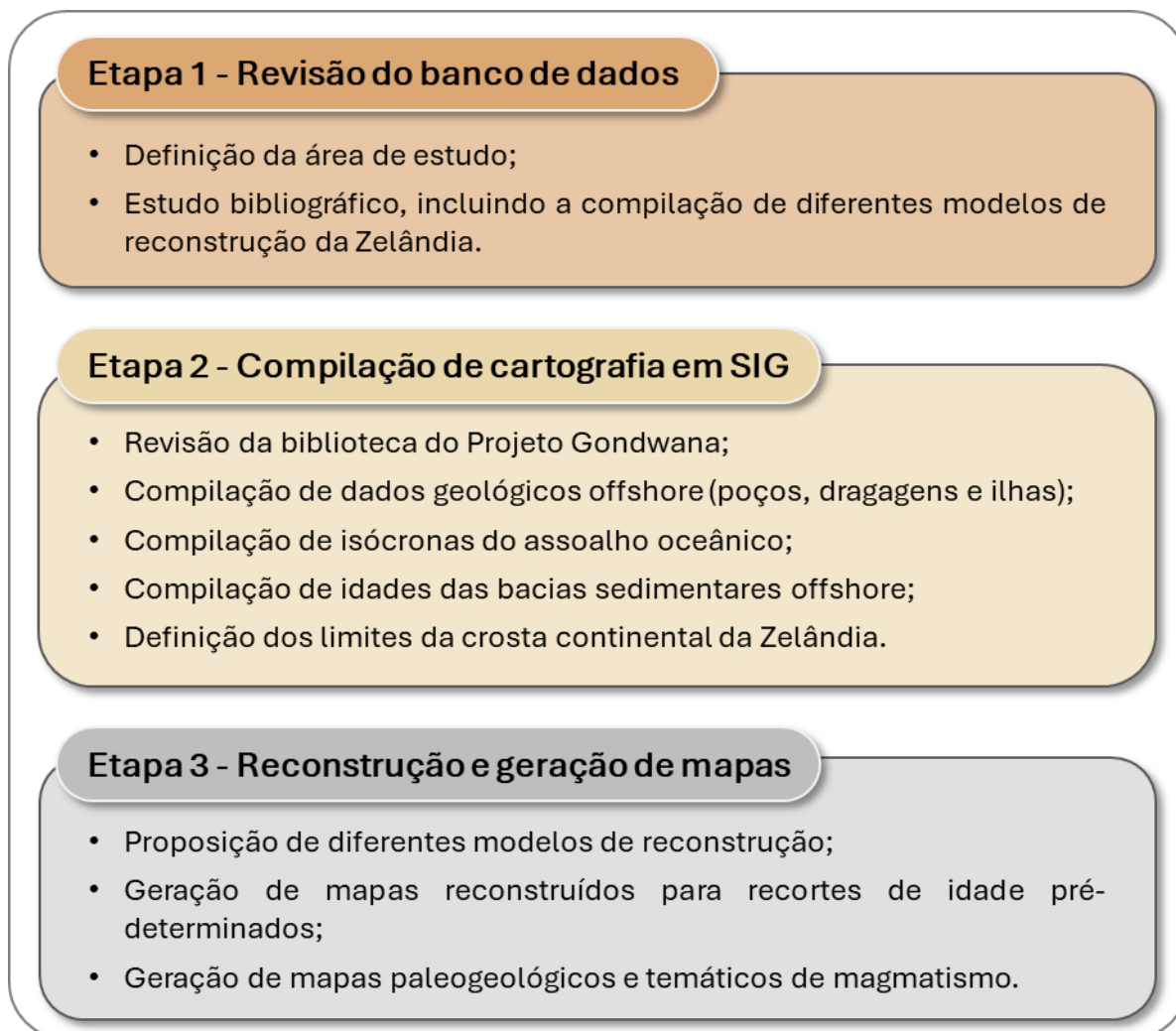


Figura 6. Quadro esquemático da divisão metodológica em três etapas, desenvolvida no presente trabalho. A sigla SIG refere-se a Sistema de Informações Geográficas. Fonte: autor.

3.1. Etapa 1: Revisão do banco de dados

A pesquisa teve início com a análise do material produzido pelo Projeto Gondwana, visando identificar áreas passíveis de aprimoramento para a versão final do mapa a ser publicado. Dessa forma, foram compilados e revisados trabalhos recentes sobre os modelos de reconstrução do paleocontinente Gondwana, com o intuito de identificar inconsistências e analisar diferentes interpretações sobre o encaixe dos blocos continentais. Aprofundando-se

nesta revisão bibliográfica, o sudeste do Gondwana, especialmente a região da Zelândia, foi identificado como uma área-chave com potencial para melhorias no projeto.

A utilização do banco de dados do Projeto Gondwana facilitou a elaboração de mapas geológicos com uma legenda, escala e projeção geográfica padronizadas, simplificando diversas correlações entre os blocos continentais analisados nesta pesquisa. No entanto, foi necessário realizar uma análise e revisão do banco de dados, por meio do levantamento bibliográfico de atualizações e publicações recentes de mapas, teses, dissertações e artigos em periódicos. Essa reavaliação teve um enfoque especial na geologia onshore da Nova Zelândia e da Nova Caledônia, com o objetivo de aprimorar o próprio banco de dados, que se encontrava atualizado até a última versão publicada do mapa, realizada em 2018.

3.2. Etapa 2: Compilação de cartografia em SIG

Durante a atualização do banco de dados, todos os procedimentos cartográficos e geração de mapas foram realizados por meio do software ArcGIS Pro, versão 3.1. Nessa fase, adotou-se uma abordagem que contemplou não apenas a geologia *onshore*, mas também incorporou informações geológicas *offshore*. Além disso, essa etapa também envolveu a definição dos fragmentos continentais da Zelândia, pela delimitação do limite de transição entre crosta oceânica e continental (COB, *Continental-ocean boundary*) e suas quebras internas correspondentes. Também foram incluídas informações sobre isócronas do assoalho oceânico e a compilação da idade de bacias sedimentares offshore, ambas essenciais nas fases subsequentes de reconstrução.

3.2.1. Compilação de dados *offshore*

O bloco continental da Zelândia, além das ilhas da Nova Zelândia e da Nova Caledônia, apresenta-se quase completamente abaixo do nível do mar, apresentando suas porções de crosta continental como altos submersos (Mortimer *et al.*, 2023), os quais constituem e nomeiam os fragmentos crustais definidos neste trabalho. Além desses altos submersos, apenas algumas ilhas vulcânicas cenozoicas e pequenas ilhotas e recifes de coral desabitados estão atualmente acima do nível do mar (Mortimer *et al.*, 2023). Dessa forma, essa etapa envolve a compilação e consolidação de dados geológicos *offshore*, a fim de enriquecer o banco de dados com informações do embasamento crustal nas massas continentais da Zelândia.

Os dados incluem poços, sondagens, dragagens e ilhas, que abrangem intervalos de idade mesozoicos e paleozoicos. A escolha deste intervalo temporal é fundamentada no enfoque

e objetivo da reconstrução, pois informações posteriores ao Cretáceo poderiam dificultar a interpretação dos dados. A compilação foi realizada a partir de publicações científicas e, sobretudo, dos dados disponibilizados pelo Instituto de Pesquisa da Coroa da Nova Zelândia (*GNS Science*), um órgão dedicado ao estudo da geologia, geofísica e ciência nuclear.

Ao término da atualização e compilação, a porção submersa da Zelândia contempla 35 conjuntos de dados geológicos (Figura 7), dos quais 32 são delineados por polígonos circulares com um raio de 10 km (adequados para a escala do mapa do Projeto Gondwana), enquanto os outros 3 são ilhas representadas pela linha de costa simplificada. É importante destacar que esta compilação contribuiu para adição e atualização dos dados offshore, não se limitando exclusivamente a este trabalho, uma vez que parte desses dados já estava presente em versões anteriores do mapa do Projeto Gondwana.

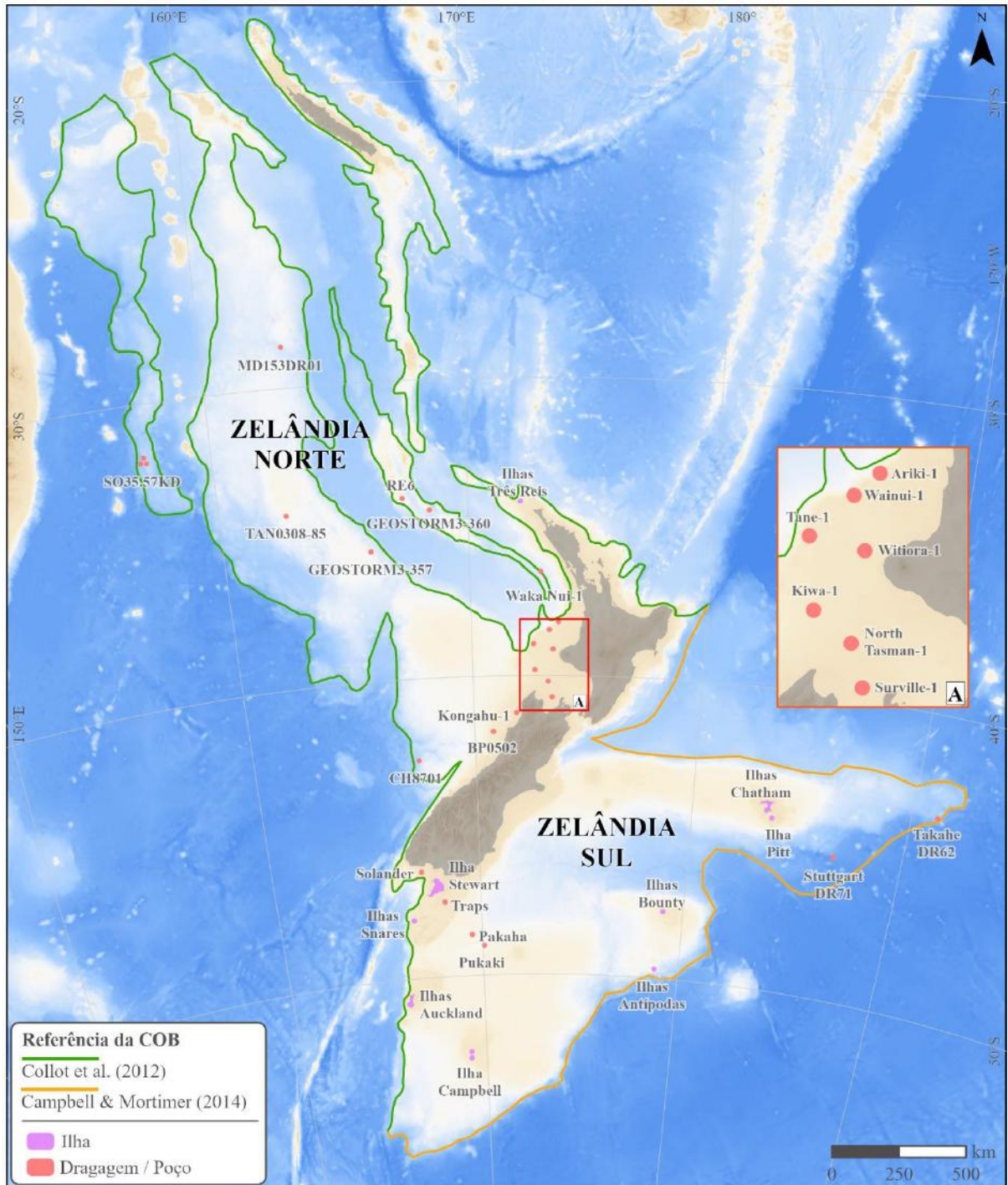


Figura 7. Mapa topográfico e batimétrico da região da Zelândia com destaque para os dados *offshore* compilados e para os limites externos dos blocos continentais da Zelândia, identificando os trechos adaptados de cada referência utilizada. Dados topográficos e batimétricos retirados de GEBCO Bathymetric Compilation Group (2023); escala de cores presente na Figura 1. Fonte: autor.

Os dados *offshore* desempenham um papel fundamental para o desenvolvimento de trabalhos de reconstrução, facilitando a correlação de unidades geológicas de classificações e idades semelhantes entre os diferentes blocos continentais. Além disso, esses dados também são importantes para a definição dos limites dos fragmentos crustais, como discutido no tópico subsequente.

3.2.2. Definição dos fragmentos continentais e do circuito de placas

A definição da linha que marca a transição entre a crosta continental e a crosta oceânica (*Continental-Oceanic Boundary* ou COB) é uma das etapas fundamentais para os trabalhos de reconstrução. De forma geral, a ideia de estabelecer este limite linear simples é entendido como uma simplificação (Eagles *et al.*, 2015), visto que a definição do COB é um processo complexo que envolve a combinação de dados geofísicos, geológicos e geotectônicos. Os limites dos blocos continentais da Austrália e da Antártida não foram definidos neste trabalho, correspondendo à mesma delimitação utilizada no conjunto de dados do Projeto Gondwana. O foco principal foi direcionado para a definição dos limites dos fragmentos continentais da Zelândia. No entanto, a reconstrução da Zelândia implica na interação com os blocos continentais das regiões vizinhas, tornando o entendimento da delimitação desses blocos e o estabelecimento de relações precursoras entre esses fragmentos uma etapa fundamental para a construção do modelo de reconstrução (King, 2000; Hines *et al.*, 2023).

3.2.2.1. Bloco continental da Antártida

A Antártida é representada por seis fragmentos continentais: Antártida Oriental (em referência ao território principal), Terra de Marie Byrd, Ilha Thurston, Península Antártida, Montanhas Ellsworth e Ilhas Órcades do Sul. A localização e identificação de cada bloco pode ser observada na Figura 8B.

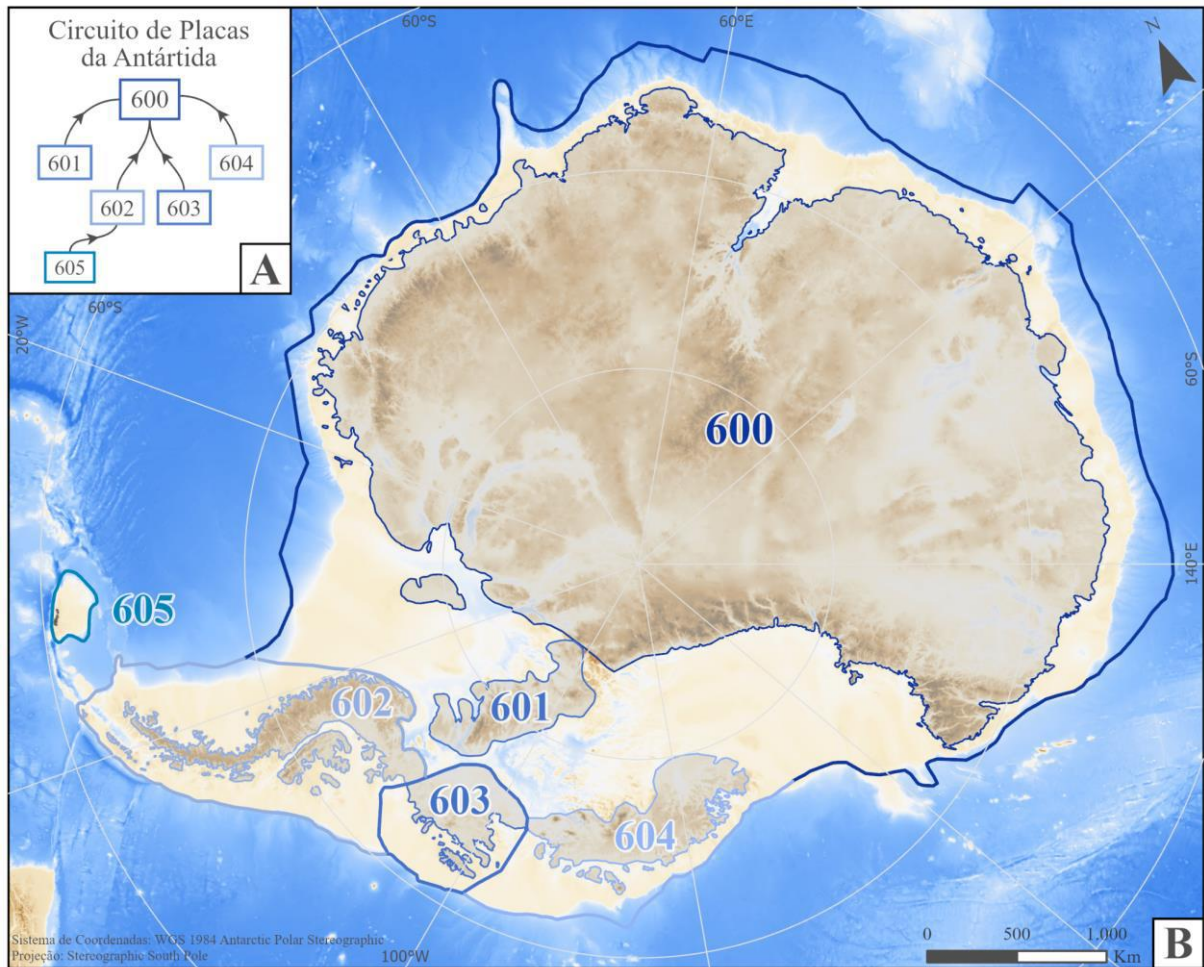


Figura 8. (A) Representação do circuito de placas da Antártida, estabelecendo a relação de movimentação dos fragmentos. (B) Mapa topográfico e batimétrico da região da Antártida com a identificação dos blocos continentais incluídos no modelo reconstutivo: Antártida Oriental (600), Montanhas Ellsworth (601), Península Antártica (602), Ilha Thurston (603), Terra de Marie Byrd (604) e Ilhas Órcades do Sul (605). Apenas os blocos continentais Península Antártica, Ilha Thurston e Ilhas Órcades do Sul tiveram seus limites internos definidos entre os outros blocos, sendo utilizado os limites externos para a reconstrução dos demais. Dados topográficos e batimétricos retirados de GEBCO Bathymetric Compilation Group (2023); escala de cores presente na Figura 1. Fonte: autor.

O circuito de placas da Antártida (Figura 8A) apresenta as relações de movimentação dos fragmentos da Antártida durante a reconstrução, com a Antártida Oriental (*PlateID* 600) como o principal fragmento de referência. No entanto, a relação principal da Zelândia, especialmente dos fragmentos da porção sul, ocorre com o fragmento da Terra de Marie Byrd (*PlateID* 604). Para a Antártida, este trabalho adota parâmetros baseados em Dalziel *et al.* (2013), Elliot (2013), Jordan *et al.* (2020) e Van de Lagemaat *et al.* (2021).

3.2.2.2. Bloco continental da Austrália

A Austrália também é representada por cinco blocos continentais: Austrália (em referência ao território principal), Tasmânia, Elevação Oriental da Tasmânia, Elevação Leste-

Sul da Tasmânia e Elevação Oeste-Sul da Tasmânia. A localização e identificação de cada bloco pode ser observada na Figura 9B.

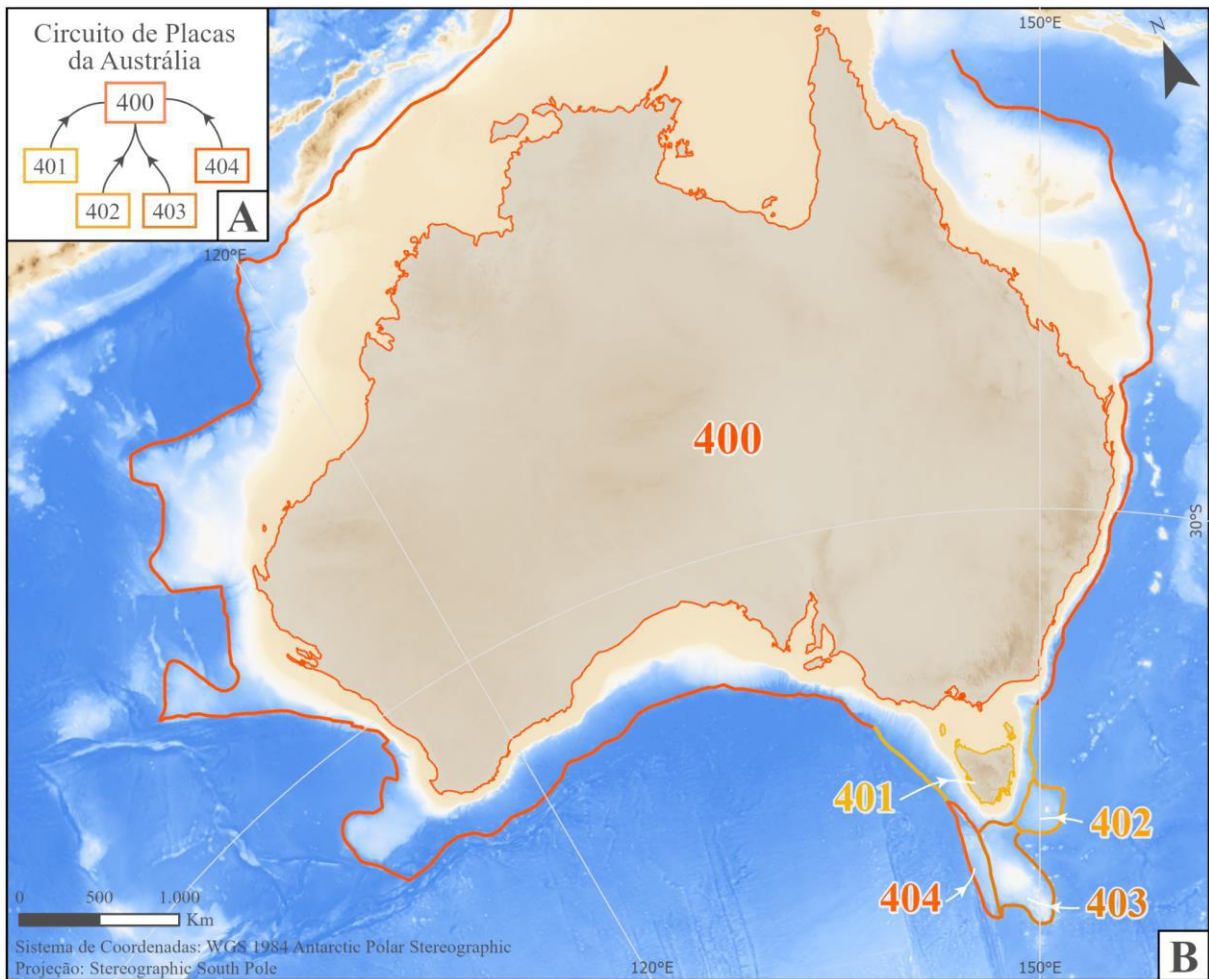


Figura 9. (A) Representação do circuito de placas da Austrália, estabelecendo a relação de movimentação dos fragmentos. (B) Mapa topográfico e batimétrico da região da Austrália com a identificação dos blocos continentais incluídos no modelo reconstutivo: Austrália (território principal, 400), Tasmânia (401), Elevação Oriental da Tasmânia (402), Elevação Leste-Sul da Tasmânia (403) e Elevação Oeste-Sul da Tasmânia (404). Não foram definidos limites internos entre os blocos continentais da Austrália e Tasmânia, sendo utilizado apenas os limites externos para a reconstrução. Dados batimétricos retirados de GEBCO Bathymetric Compilation Group (2023); escala de cores presente na Figura 1. Fonte: autor.

O circuito de placas da Austrália (Figura 9A) apresenta as relações de movimentação dos fragmentos da Austrália durante a reconstrução, com o fragmento do território principal da Austrália (*PlateID* 400) como principal referência. Neste trabalho, a reconstrução da Austrália adota parâmetros baseados em Gaina *et al.* (1998), Williams *et al.* (2011) e Muller *et al.* (2016).

3.2.2.3. Bloco continental da Zelândia

Para este estudo, os limites dos fragmentos continentais utilizados foram determinados com base nos trabalhos de Campbell e Mortimer (2014) e Collot *et al.* (2012). A Figura 7 apresenta os limites externos dos blocos continentais da Zelândia e suas respectivas referências.

Resumidamente, o COB implementado a norte das ilhas da Nova Zelândia (Zelândia Norte) utiliza-se da delimitação apresentada em Collot *et al.* (2012) no mapa “Províncias Estruturais do Sudoeste do Pacífico” (Figura 10), que classifica a natureza do embasamento dessa região com base na interpretação de dados geofísicos. Neste trabalho foi adotada apenas a classificação de crosta continental (em laranja), sem considerar os intervalos de crosta continental afinada (em verde). Igualmente, foram desconsideradas as classificações de crosta oceânica a continental afinada (em listrado azul-verde) e crosta atípica (em cinza). Essa abordagem foi sugerida para representar a deformação intraplaca e obter uma melhor configuração dos blocos durante a reconstrução, pois a espessura crustal original desses fragmentos, em sua maioria submersos, já está modificada por processos tectônicos que levaram ao seu afinamento (por exemplo, Kusznir *et al.*, 2020). Esses fragmentos afinados contemplam as zonas de transição entre crosta continental e oceânica (estrutura de 1ª ordem das margens rifteadas).

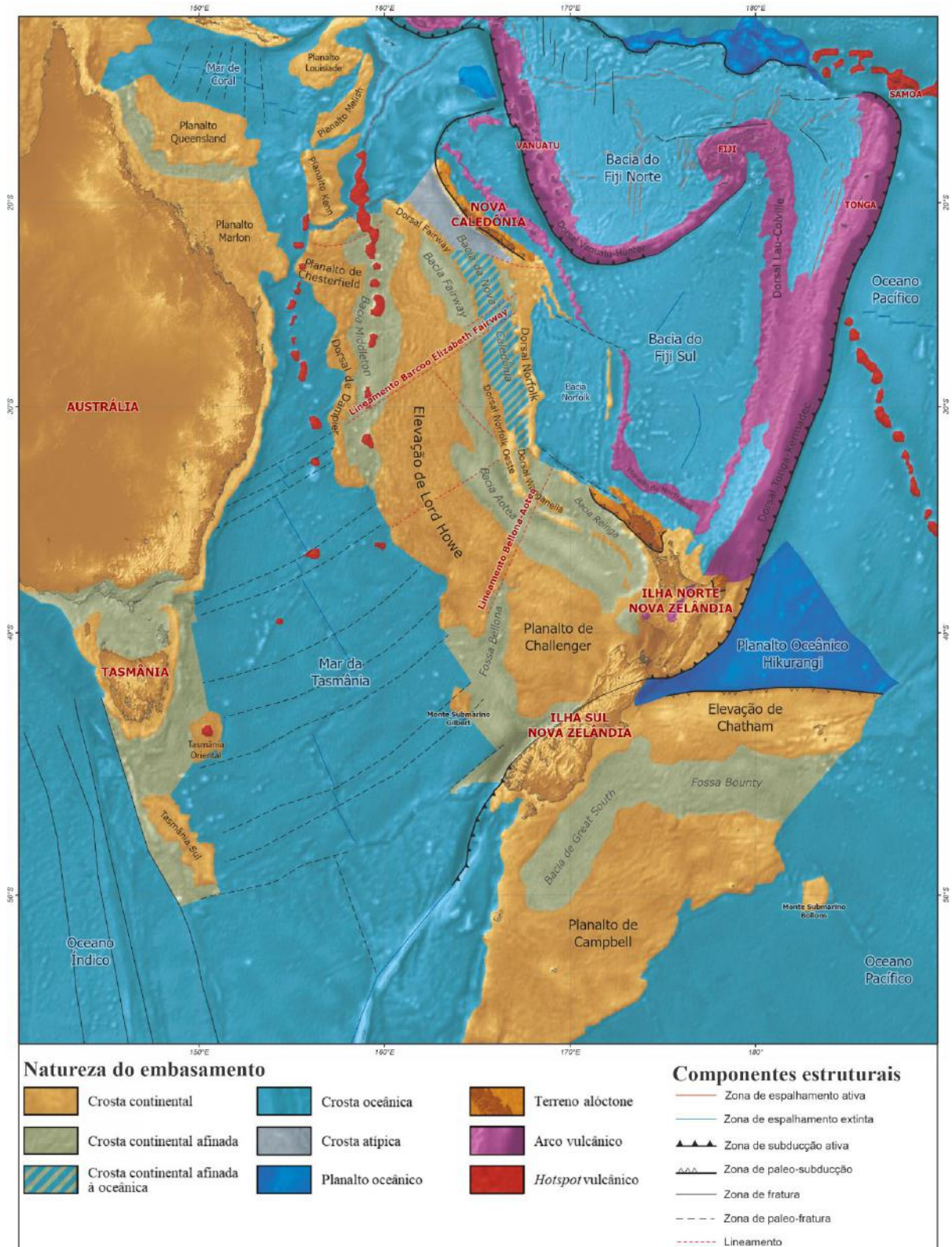


Figura 10. Mapa simplificado “Províncias Estruturais do Sudoeste do Pacífico”, que apresenta a classificação da natureza do embasamento da região da Zelândia e regiões adjacentes. A base do mapa é composta pelo sombreamento da dado gravimétrico ar-livre e topográfico. Fonte: modificado de Collot *et al.* (2012).

A Zelândia Sul adota os limites externos do COB conforme descrito por Campbell e Mortimer (2014). A preferência por esses limites para esta região, em detrimento dos propostos

por Collot *et al.* (2012), é principalmente atribuída a uma discrepância notável a leste, na extensão da Elevação de Chatham (Figura 7). A definição do COB neste contexto foi auxiliada pela compilação dos dados geológicos *offshore*, os quais apresentam dados concordantes com a assinatura de crosta continental na área delimitada por Campbell e Mortimer (2014). Especificamente, esses dados são evidenciados por granitos do Permiano-Triássico oriundos das dragagens identificadas como Stuttgart DR71 e Takahe DR62 (Figura 7).

Uma vez que as massas continentais tenham sido delimitadas, dividir estas em fragmentos é essencial para estimar os efeitos cumulativos de deformações progressivas, retrógradas, plásticas e rígidas na região Zelândia (Hines *et al.*, 2023), necessários para reproduzir as movimentações e rotações dos fragmentos durante a reconstrução. A delimitação dos fragmentos foi feita principalmente ao longo de falhas de escala crustal e outras estruturas significativas que diferenciam características distintivas na subdivisão geológica, estrutural e fisiográfica das massas continentais, identificadas na Tabela 1.

Ilha Sul Central e Elevação de Chatham (<i>PlateID</i> 500)	
Falha Alpina	Mortimer et al., 2014
Falha Hollyford-Hauroko	Mortimer et al., 2014
Falha Wairau	Mortimer et al., 2014
Prolongamento norte da Bacia Great South	Adaptado de Collot et al., 2012
Prolongamento norte da Fenda Bounty	Adaptado de Collot et al., 2012
Fiordland (<i>PlateID</i> 501)	
Falha Alpina	Mortimer et al., 2014
Falha Hauroko	Mortimer et al., 2014
Ilha Sul Ocidental (<i>PlateID</i> 502)	
Falha Alpina	Mortimer et al., 2014
Falha Waimea-Flaxmore	Mortimer et al., 2014
Prolongamento da crosta continental afinada representada pela Bacia Taranaki	Adaptado de Collot et al., 2012
Prolongamento do alto estrutural que separa as bacias Taranaki e Aotea	Adaptado de Collot et al., 2012
Marlborough Sounds (<i>PlateID</i> 503)	
Falha Wairau	Mortimer et al., 2014
Falha Waimea-Flaxmore	Mortimer et al., 2014
Ilha Norte Central e Dorsal Reinga (<i>PlateID</i> 504)	
Prolongamento entre as unidades do Cretáceo e do Triássico-Jurássico	Este trabalho, interpretado com base nos dados do Projeto Gondwana; Furlong e Kamp, 2009
Sudeste da Ilha Norte (<i>PlateID</i> 505)	
Prolongamento entre as unidades do Cretáceo e do Triássico-Jurássico	Este trabalho, interpretado com base nos dados do Projeto Gondwana; Furlong e Kamp, 2009
Planalto de Campbell (<i>PlateID</i> 506)	
Prolongamento norte da Bacia Great South	Adaptado de Collot et al., 2012
Prolongamento norte da Fenda Bounty	Adaptado de Collot et al., 2012
Planalto de Challenger (<i>PlateID</i> 507)	
Prolongamento do alto estrutural que separa as bacias Taranaki e Aotea	Adaptado de Collot et al., 2012
Lineamento Bellona-Aotea	Collot et al., 2012
Elevação Sul de Lord Howe (<i>PlateID</i> 508)	
Lineamento Bellona-Aotea	Collot et al., 2012
Lineamento Nordeste-Sudoeste (Lord Howe)	Gaina et al., 1998, 2003; Michaux, 2009
Elevação Norte de Lord Howe e Dorsal Fairway (<i>PlateID</i> 509)	
Lineamento Nordeste-Sudoeste (Lord Howe)	Gaina et al., 1998, 2003; Michaux, 2009
Dorsal Wanganella e Dorsal Norfolk Oeste (<i>PlateID</i> 510)	
Limites internos não definidos	-
Dorsal Norfolk (<i>PlateID</i> 511)	
Lineamento Leste-Oeste (Nova Caledônia)	Collot et al., 2012
Nova Caledônia (<i>PlateID</i> 512)	
Lineamento Leste-Oeste (Nova Caledônia)	Collot et al., 2012
Dorsal Dampier e Planalto de Chesterfield (<i>PlateID</i> 513)	
Limites internos não definidos	-

Tabela 1. Identificação dos fragmentos continentais (*PlateID*) e das principais estruturas empregadas para a delimitação de limites internos, incluindo as referências adotadas.

Além das estruturas principais (como as falhas Alpina, Hauroko, Waimea-Flaxmore, Wairau) utilizadas para delimitação de determinados fragmentos, algumas divisões também

foram estabelecidas com base no arranjo espacial de unidades geológicas, não levando em consideração estruturas tectônicas anteriores (por exemplo, divisão da Ilha Norte da Nova Zelândia), e por meio de interpretações de padrões geofísicos da crosta (por exemplo, limites offshore do fragmento do Oeste da Ilha Sul da Nova Zelândia; divisão entre os fragmentos da Elevação de Chatham e do Planalto de Challenger). Ao todo, foram compreendidos 14 fragmentos crustais para a Zelândia, localizados e identificados na Figura 11B.

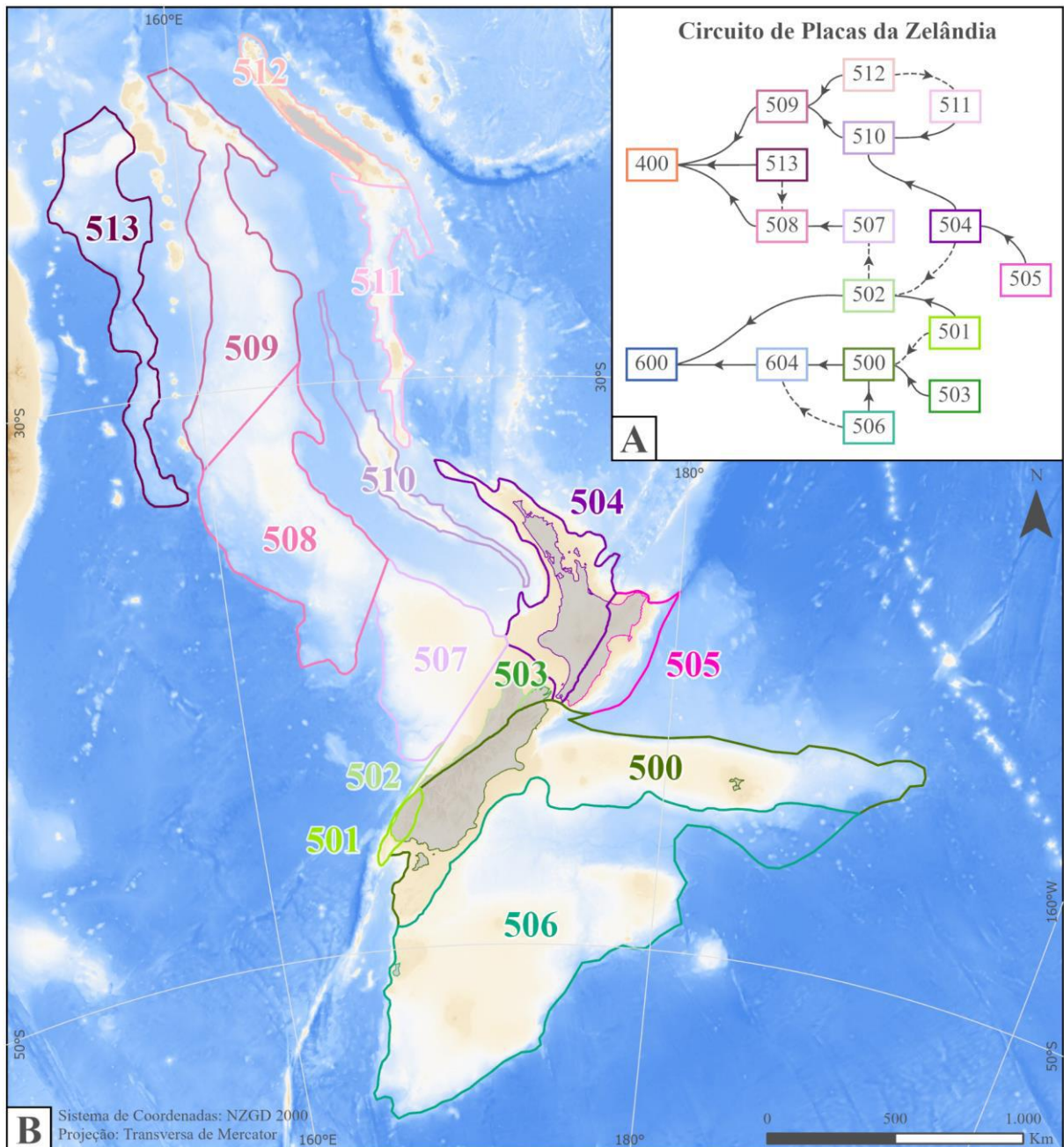


Figura 11. (A) Representação do circuito de placas da Zelândia, estabelecendo a relação de hierarquia dos fragmentos. As linhas contínuas indicam a referência de placa em 160 Ma, enquanto as linhas tracejadas indicam uma segunda referência de placa referente a um estágio anterior no tempo. (B) Mapa topográfico e batimétrico da região da Zelândia com a identificação dos blocos continentais incluídos no modelo reconstutivo. Dados topográficos e batimétricos retirados de GEBCO Bathymetric Compilation Group (2023); escala de cores presente na Figura 1. A identificação dos blocos está contida na Tabela 1. Fonte: autor.

A divisão dos fragmentos compartilha semelhanças com modelos anteriores (por exemplo, Gaina *et al.*, 1998a; Gaina *et al.*, 2003; Michaux *et al.*, 2009; Furlong e Kamp, 2009; Mortimer *et al.*, 2014; Van de Lagemaat *et al.*, 2018), resultando em uma configuração comparável de fragmentos crustais e cinemática. Em contraste com outras reconstruções, como as feitas por Hines *et al.* (2023), Seebeck *et al.* (2023) e Strogen *et al.* (2023), o presente modelo apresenta um número reduzido de fragmentos, a fim de evitar o grande recorte de unidades geológicas. Apesar dessas variações, estes diversos modelos reconstrutivos compartilham pontos em comum nos resultados.

A Zelândia apresenta um circuito de placas (Figura 11A) mais complexo e dinâmico do que os blocos da Antártida e da Austrália, com alguns fragmentos apresentando múltiplas relações precursoras entre si, que variam conforme os estágios da reconstrução. De forma geral, todos os fragmentos convergem para uma das duas placas principais: o fragmento da Austrália (*PlateID* 400) ou o fragmento da Antártica Oriental (*PlateID* 600).

3.2.3. Compilação das anomalias magnéticas e isócronas

A Terra possui seu próprio campo magnético – o campo geomagnético –, que é confinado pela ação do vento solar em um volume chamado magnetosfera. Esse campo não é constante, mas varia com o tempo devido, em parte, à interação com o vento solar e, sobretudo, por seus próprios processos físicos. A observação direta dessas mudanças foi realizada somente nos últimos séculos, mas com medições indiretas pode-se entender o comportamento do campo há milhões de anos (Kono, 2007). As perturbações ou apenas variações do campo magnético local são chamadas de anomalias magnéticas.

A crosta oceânica adquire uma magnetização remanescente normal ou reversa, dependendo da polaridade do campo magnético presente durante a sua formação. À medida que a crosta se afasta das dorsais oceânicas, esse processo resulta na geração de anomalias magnéticas alternadas de polaridade normal e reversa (Hess, 1962). A partir de dados magnético-geocronológicos combinados, as anomalias magnéticas são utilizadas para gerar isócronas (linhas de mesma idade), que são objeto de reconstrução nos trabalhos de reconstrução de placas tectônicas.

Para este estudo, foram compiladas zonas de fratura e isócronas que compreendem o atual assoalho oceânico sob o Oceano Pacífico Sul, o Oceano Índico e o Mar da Tasmânia. Estas foram extraídas do banco de dados do software GPlates (Matthews *et al.*, 2011; Seton *et al.*, 2014; Wessel *et al.*, 2015; Muller *et al.*, 2016), que utiliza a escala de tempo de Gee e Kent

(2007). Os polos de rotação foram integrados conforme publicado originalmente, alinhando-os com nosso sistema de placas quando necessário.

As anomalias magnéticas são adotadas até o início do Cretáceo Superior (Chron C34y, aprox. 83 Ma; Muller *et al.*, 2016). Anterior a esse período, não são identificadas reversões no campo magnético – consequentemente não são identificadas anomalias magnéticas – em função da Zona Magnética Quieta do Cretáceo (121,4 - 83,7 Ma). Este é um intervalo durante o qual a atividade de inversão do campo magnético terrestre foi significativamente reduzida ou inexistente, resultando na ausência de registros magnéticos nos fundos oceânicos. Assim, até o final da reconstrução, são utilizadas características geológicas (por exemplo, idade da rocha, litologia, geoquímica) obtidas de amostras de testemunhos e dragagens, bem como das exposições atuais na Antártica, Austrália e Zelândia, para estabelecer uma correlação geológica entre os fragmentos crustais definidos.

3.2.4. Compilação das idades das bacias *offshore*

A partir da fase de tectônica extensional que antecedeu a fragmentação continental do Gondwana, os processos de deformação e estiramento da crosta continental propiciaram o acúmulo de sedimentos em porções de crosta mais afinada, resultando na formação de diversas bacias sedimentares do tipo rifte ao longo das margens continentais da Zelândia. Para este trabalho, de forma simplificada, considera-se a mesma delimitação dessas bacias com as regiões de crosta continental afinada definidas por Collot *et al.* (2012). Foram incorporadas nove bacias são: Bacia Aotea, Bacia Fairway, Bacia Great South, Bacia da Nova Caledônia, Bacia Middleton, Bacia Reinga, Bacia Taranaki, Fossa Bounty e Fossa Bellona (Figura 12).

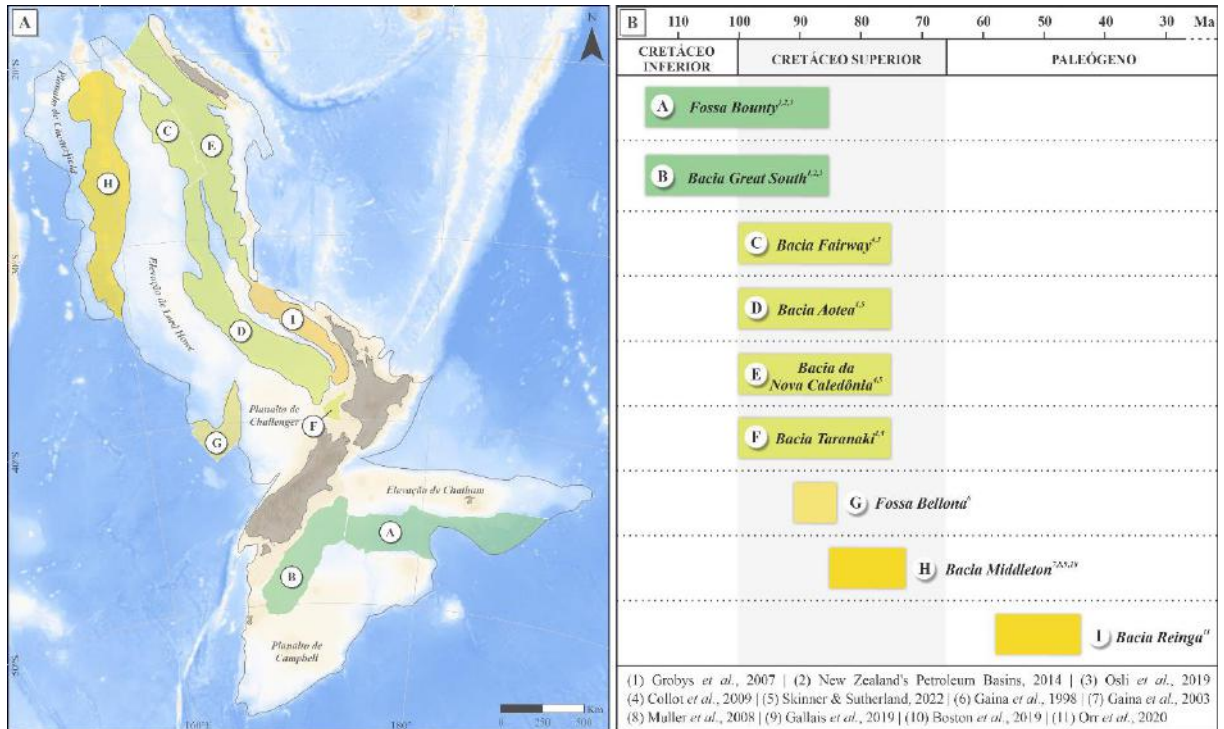


Figura 12. (A) Mapa batimétrico da região da Zelândia com as principais bacias sedimentares offshore do Cenozoico e do final do Cretáceo da Zelândia. Dados batimétricos retirados de GEBCO Bathymetric Compilation Group (2023); escala de cores presente na Figura 1. (B) Diagrama simplificado ilustrando o período de tempo decorrido da sedimentação das bacias da Zelândia, com base em dados compilados de trabalhos anteriores (referências apresentadas na legenda). Fonte: autor.

Essas bacias contêm informações geológicas e geocronológicas fundamentais a serem aplicadas na metodologia de reconstrução cinemática. A compilação das idades do início da abertura e do fim da fase de abertura (idade de estabilidade tectônica) dessas bacias permitem a elaboração de modelos reconstitutivos mais sólidos e precisos, refletindo a evolução tectônica da bacia. Para este trabalho, foram utilizadas as idades dos sedimentos mais antigos encontrados na bacia como referência, compiladas a partir de trabalhos científicos anteriores e apresentadas na Figura 12.

3.3. Etapa 3: Reconstrução e geração de mapas

A última etapa consiste em gerar os mapas paleogeológicos reconstruídos no tempo, gerados através do software GPLates, versão 2.4 (Müller *et al.*, 2018). Os dados vetoriais compilados são identificados por um número, nomeado de PlateID, e são inseridos no software, que utiliza de polos de rotação eulerianos para movimentar os polígonos que representam placas tectônicas ao longo do tempo geológico. Durante o processo de reconstrução, os parâmetros de latitude, longitude e ângulo de rotação são ajustados através de um arquivo denominado *rotation* (rotação), que permite a visualização da evolução das placas ao longo de milhões de anos.

Um dos principais resultados deste estudo é uma reconstrução cinemática. A fim de representar essa reconstrução no formato de mapas estáticos, foram selecionadas sete capturas de intervalos de tempo específicos, que melhor ilustram essa reconstrução cinemática. Assim, foram gerados mapas para as seguintes idades: 0 Ma, 30 Ma, 60 Ma, 83 Ma, 90 Ma, 115 Ma e 160 Ma. Os resultados obtidos no software GPLates foram importados para o software ArcGIS Pro, onde os mapas apresentados neste trabalho foram confeccionados. A integração entre o GPLates e o ArcGIS Pro permitiu uma visualização detalhada da dinâmica das placas tectônicas ao longo do tempo geológico, apresentada posteriormente nos resultados.

4. RESULTADOS

4.1. Artigo científico na íntegra (em inglês)

BACK TO GONDWANA: THE KINEMATIC RECONSTRUCTION OF ZEALANDIA FROM PRESENT-DAY TO THE UPPER JURASSIC

AUTHORS

Mateus da Silva Ferreira¹, Igor Vasconcelos Gomes^{1,2}, Renata da Silva Schmitt¹, Evânia Alves da Silva¹

FILIATIONS

¹ Departamento de Geologia - Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ)

² University of Queensland (UQ)

ABSTRACT

The eighth continent Zealandia, a landmass comprising New Zealand, New Caledonia plus almost 90% of submerged continental crust in the southwest Pacific Ocean, has intrigued geoscientists for decades due to its unique geological history and tectonic evolution. This paper presents a detailed kinematic reconstruction model for Zealandia, covering its geological evolution from the present-day to the Upper Jurassic. Our reconstruction model integrates onshore and offshore geology data breaking Zealandia into 14 continental fragments. These fragments are reconstructed kinematically preserving their shape through time, as they are translated and rotated according to the deconstruction of the oceanic magnetic anomalies until 83 Ma and the rift basins up to 115 Ma. The reconstruction before 83 Ma is based on onshore and offshore geological correlation and on the relative motion between Australia and Antarctica until the Upper Jurassic (160 Ma). The 160 Ma reconstruction model enables various correlations with neighboring continental blocks, establishing possible connections of Zealandia's crustal fragments with orogenies and belts, such as the Ross Orogen, Lachlan Orogen, and New England Orogen. The geological units of the Gondwanan crustal fragments are correlated within the 160 Ma reconstruction model for its southeastern paleomargin (including Zealandia), providing good constraints to validate our model and corroborating with the tectonic evolution of this paleocontinent during the Phanerozoic.

KEYWORDS: Kinematic reconstruction; Gondwana; Zealandia; New Zealand; New Caledonia; Continental fragments.

I. INTRODUCTION

Since the nineteenth century, the increasing amount of bathymetric, geological, and geophysical data has led many authors to refer to New Zealand and some of its surrounding submarine plateaus and rises as a large continental fragment (Hector, 1895; Hayes, 1935; Thomson and Evison, 1962; Shor *et al.*, 1971; Suggate *et al.*, 1978; Mortimer *et al.*, 2017). The continuous increment of data providing evidences of continental crust in a significant portion of the south-west Pacific Ocean, led to the definition not of a continental fragment, neither of a microcontinent, but an actual continent: Zealandia (Figure 1, Cogley, 1984; Luyendyk, 1995; Mortimer *et al.*, 2006; Grobys *et al.*, 2008; Segev *et al.*, 2012; Campbell and Mortimer, 2014; Graham, 2015; Mortimer *et al.*, 2017). Despite currently being mostly submerged, Zealandia used to constitute around 5% of Gondwana landmass, including the geological record of the Paleozoic and Mesozoic convergent margin of its southeastern region (Campbell and Mortimer, 2014).

The crustal fragments that constitute today Zealandia started to break up from Gondwana in the Late Jurassic (~160-140 Ma; e.g. Williams *et al.*, 2011). This was coeval with the beginning of rifting between Australia and Antarctica continental fragments. Before this, Zealandia fragments were part of south Gondwana active convergent margin since the Cambrian (Allibone *et al.*, 2009; Tulloch *et al.*, 2009; Campbell and Mortimer, 2014; Robertson *et al.*, 2019), along with East Antarctica, South Africa, Patagonia, and East Australia (Terra Australis) belts (de Wit *et al.*, 1998; Milani and de Wit, 2008; Pankhurst *et al.*, 2006; Hoy and Rosenbaum, 2017). On top of this, since the Late Cretaceous, Zealandia continental fragments have undergone a complex tectonic history that includes the breakup of Gondwana with multiple rift phases, the start and reactivation of subduction, and the development of the transform plate boundary named the Alpine Fault (Figure 2), limiting the Australian and Pacific plates (King, 2000; Sutherland *et al.*, 2000; Schellart *et al.*, 2006; Herzer *et al.*, 2011; Lamb, 2011; Bache *et al.*, 2014; Matthews *et al.*, 2015; Mortimer *et al.*, 2017; Strogon *et al.*, 2017; Sutherland *et al.*, 2017; Seebeck *et al.*, 2023).

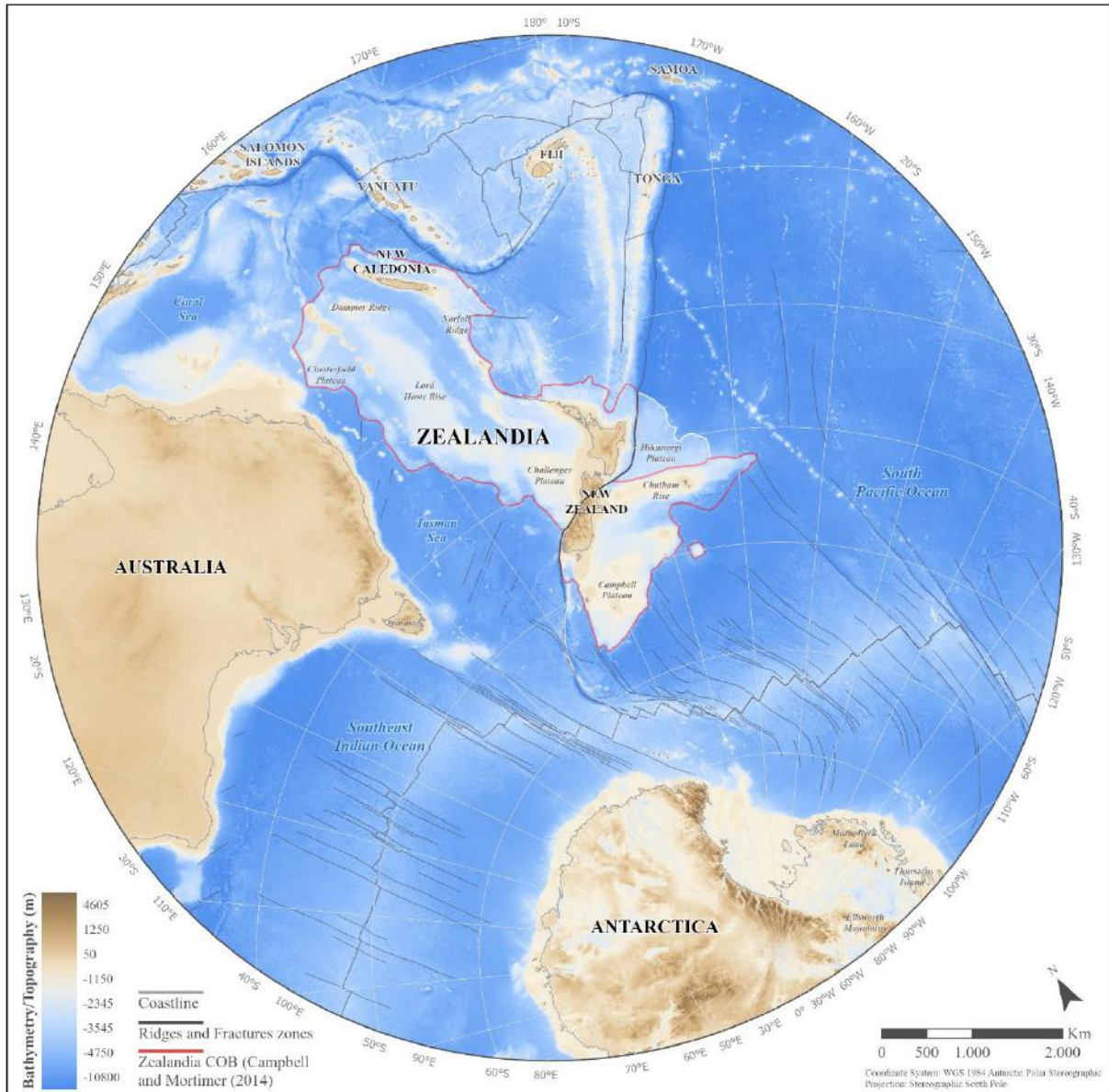


Figure 1. Present-day bathymetric and topographic map of the SW Pacific region, showing Zealandia's continent-ocean boundary (COB) in red outline (Campbell and Mortimer, 2014), main landmasses in gray outline, and ridge and fracture zones in black outline (Muller *et al.*, 2016). Bathymetry and topography data from GEBCO Bathymetric Compilation Group (2023).

In this contribution, we present a kinematic model that reconstructs the trajectory of the Zealandia fragments from today back to the Jurassic period, up to 160 Ma, when they were part of Gondwana. This model is based on a structured methodology that integrates geological, geophysical, and kinematic datasets, supported by an extensive review of the literature. Our reconstruction model was adopted by the new geological map of Gondwana at a scale of 1:5M (Schmitt *et al.*, 2023), which motivated this investigation. The Gondwanan geological units are correlated within this 160 Ma model for its southeastern margin (including Zealandia), providing good constraints to validate our model and corroborating with the tectonic evolution of this paleocontinent during the Phanerozoic.

II. GEOLOGICAL SETTING

Over the past 160 million years (Williams *et al.*, 2011), from the Paleozoic to the Early Cretaceous, the crustal fragments that would eventually constitute Zealandia were part of the eastern Gondwana continental active margin. Intermittent subduction along the Gondwana paleo-Pacific eastern margin occurred at this time frame, accompanied by terrane accretion and magmatic activity (Mortimer *et al.*, 2014; Scott *et al.*, 2019; Campbell *et al.*, 2020). The Zealandia geological record preserves a near-complete section of the Mesozoic eastern Gondwana magmatic arc and lithostratigraphic units from the Paleozoic (Figure 2).

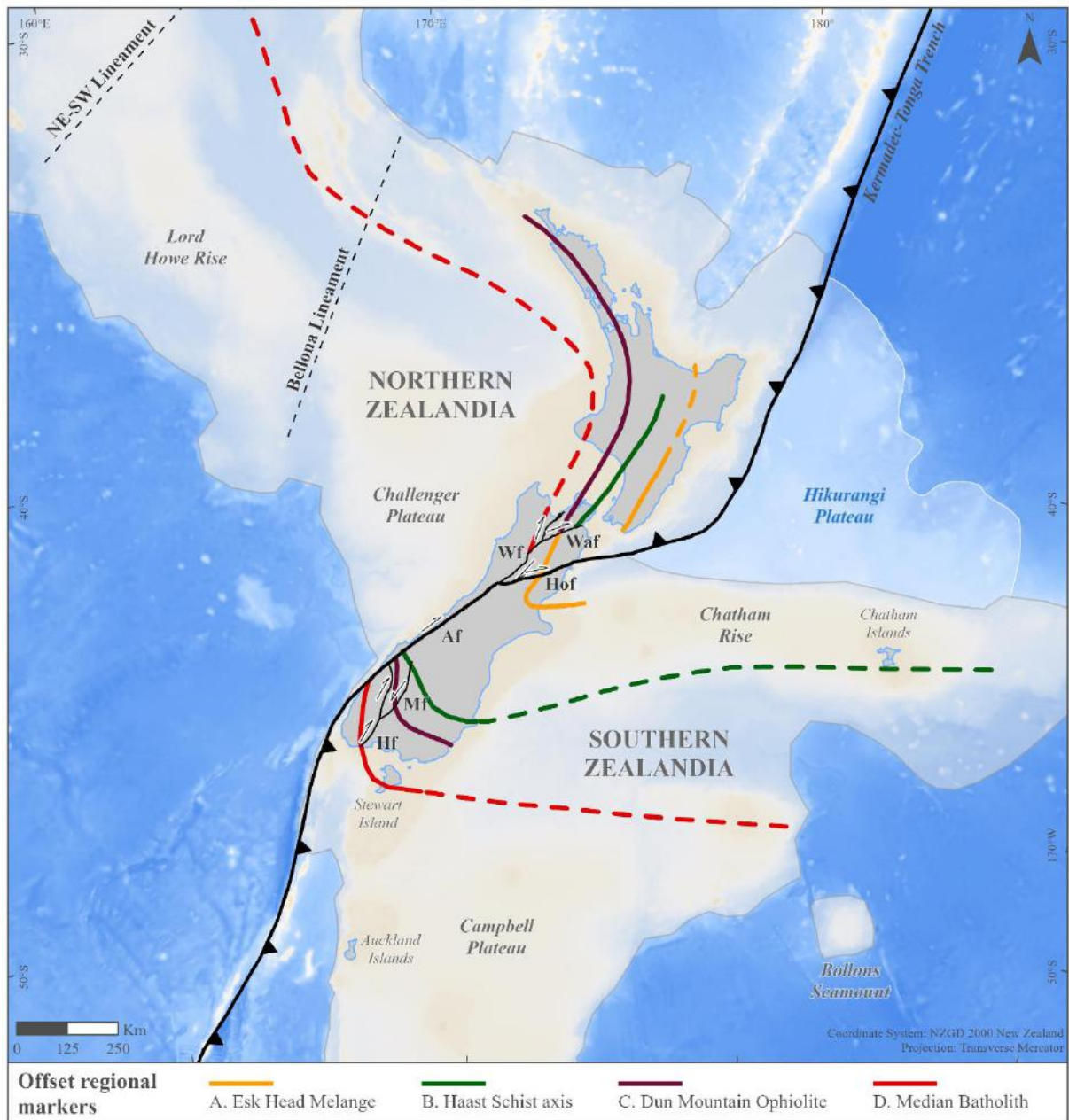


Figure 2. Schematic map showing basement markers in Zealandia and their present-day distribution. Faults and kinematic indications are shown in black. A. Esk Head Melange: Late Jurassic-Early Cretaceous fore-arc rocks; B. Haast Schist axis: Carboniferous-Jurassic fore-arc meta-sedimentary rocks; C. Dun Mountain Ophiolite:

Permian fore-arc ophiolite; D. Median Batholith: Devonian-Early Cretaceous arc plutonic and meta-plutonic rocks. Terrane's information is based on Mortimer (2004), Schwartz *et al.* (2017), Scott *et al.* (2019), Mortimer *et al.* (2020), Mortimer *et al.* (2023), and Seebeck *et al.* (2023). Af: Alpine Fault; Hf: Hollyford-Harouko Fault; Hof: Hope Fault; Mf: Moonlight Fault; Wf: Waimea-Flaxmore Fault; Waf: Wairau Fault. Bathymetry data from GEBCO Bathymetric Compilation Group (2023); color scale shown in Figure 1.

The deformation related to the modern plate boundary and the impact on Zealandia crustal fragments is evidenced by the offset and deformation registered on its basement markers (Mortimer *et al.*, 2004; Schwartz *et al.*, 2017; Scott *et al.*, 2019; Seebeck *et al.*, 2023). From the Late Oligocene to the present day, an active convergent and transform boundary between the Australian and Pacific plates has divided Zealandia into two segments (Kamp, 1986; White and Green, 1986; Mortimer *et al.*, 2017): Northern Zealandia (Australian Plate) and Southern Zealandia (Pacific Plate, Figure 2). This boundary transitions into a northward-dipping subduction zone beneath the Australian Plate along the Kermadec-Tonga Trench (Figure 2; Kamp, 1986; Billen *et al.*, 2003; Smith and Price, 2006). To the south of New Zealand, it transforms into a reversed subduction polarity where the oceanic Australian Plate crust is being subducted obliquely beneath the Pacific Plate (Collot *et al.*, 1995; Lebrun *et al.*, 2000; Gurnis *et al.*, 2019).

Back when Zealandia was still part of Gondwana, the long-lived Phanerozoic convergence ended when the Hikurangi oceanic plateau (Figure 2) collided with the edge of Gondwana at around 105 Ma (Mortimer and Parkinson, 1996; Davy *et al.*, 2008; Reyners, 2014). The plateau was too buoyant to subduct, leading to a shallow-dipping fore-running oceanic lithosphere rolling back towards the trench (Jacob *et al.*, 2017). Then, a phase of extensional tectonics preceded the Gondwana continental break-up (New Zealand's Petroleum Basins, 2014; Barrier *et al.*, 2020), causing Zealandia to move away from Antarctica and Australia.

In the Upper Cretaceous, an intracontinental rift settled in Chatham Rise (Figure 2), leading to the opening of the Great South Basin and the Bounty Trough (Figure 3, Mortimer *et al.*, 2006; Grobys *et al.*, 2008; New Zealand's Petroleum Basins, 2014; Osli *et al.*, 2019). As the breakup continued, in the northeast part of Zealandia, the Fairway-Aotea Basin (Figure 3) initiated its formation at ca. 100 Ma during the Cenomanian (Collot *et al.*, 2009; Rouillard *et al.*, 2017). Taranaki Basin (Figure 3) is also within the same geotectonic context, containing well data with syn-rift facies from the early Upper Cretaceous (Skinner and Sutherland, 2022). New Caledonia and Fairway basins are separated to the north by the Fairway Ridge (Figure 3), and the relationship between them is established based on the seismic interpretation of continuous reflectors across the basins (Collot *et al.*, 2008; 2009). Widespread rifting ceased

around 83 Ma, coinciding with the early stage of seafloor spreading in the Tasman Sea (Mortimer *et al.*, 2014; Strogon *et al.*, 2017; Riefstahl *et al.*, 2020; Skinner and Sutherland, 2022). During a short period (90-83 Ma), the Bellona Trough (Figure 3) would have been formed (Gaina *et al.*, 1998a; Collot *et al.*, 2009) as an opening occurred between Challenger Plateau and Lord Howe Rise. The rifting in the Tasman Sea extended northward, resulting in the opening of the Middleton basin (Figure 3), which ended at ca. 72 Ma, thereby separating Lord Howe Rise from Dampier Ridge (Gaina *et al.*, 2003; Muller *et al.*, 2008; Gallais *et al.*, 2019; Boston *et al.*, 2019). The Reinga Basin (Figure 3) was formed and sedimented during the mid-late Paleogene, located between the Reinga, Wanganella, and West Norfolk ridges and the Northland Allochthon (Figure 3, Collot *et al.*, 2012; Orr *et al.*, 2020), which comprises part of New Zealand's North Island.

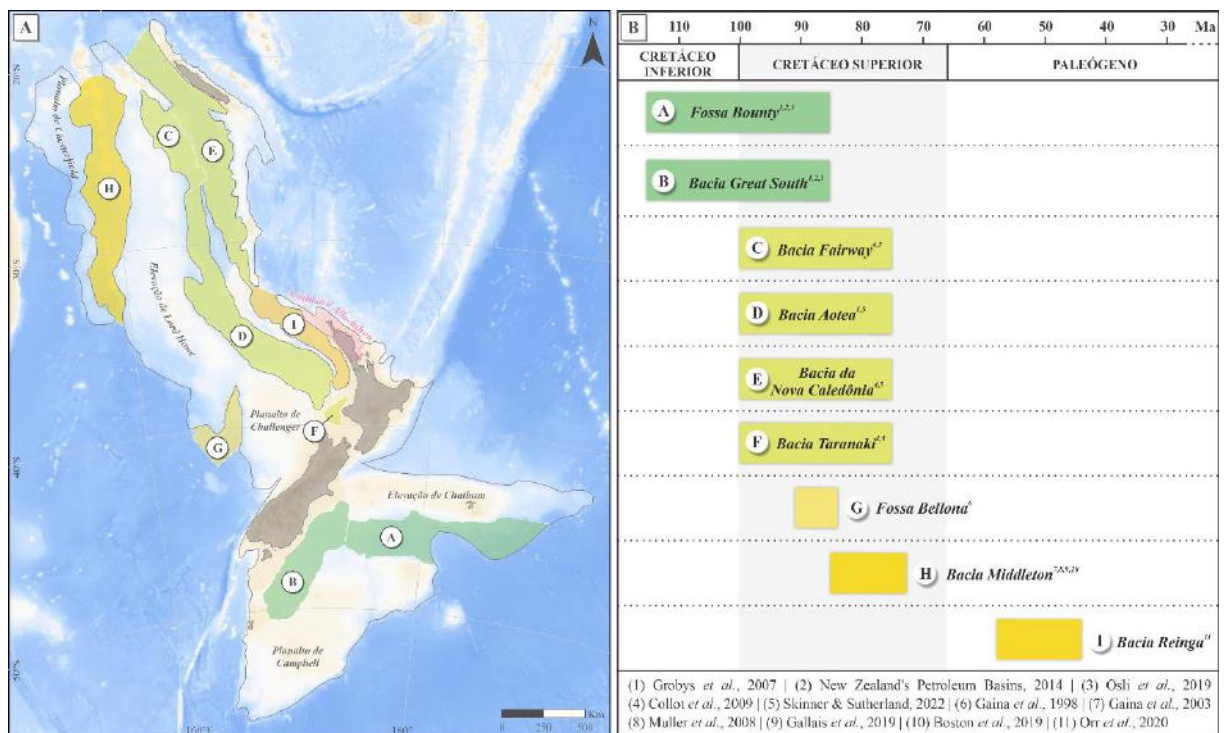


Figure 3. (A) Main Mesozoic and early Cenozoic sedimentary basins of Zealandia. Northland Allochthon terrane represented in pink. Bathymetry data from GEBCO Bathymetric Compilation Group (2023); color scale shown in Figure 1. (B) Simplified outline diagram illustrating the elapsed time frame of sedimentation of Zealandia's basins, according to several authors.

III. METHODOLOGY

For geological correlation we adopted the geological database from the Gondwana Digital Center of Geoprocessing (GDCG), at the Federal University of Rio de Janeiro (UFRJ), including onshore geology and offshore geology, from islands, wells, and dredged samples. This database is built on the same legend, scale, and geographic projection; therefore all Gondwana-derived fragments can be reunited uniformly.

Defining continental fragments and establishing previous connections between them constitutes a crucial set in the foundation for the reconstruction model (King, 2000; Hines *et al.*, 2023). Although the rigid-block model cannot capture the true ductile deformation, it allows the fragments to be configured in a more coherent connection with geological and structural units (Strogen *et al.*, 2023), enabling a better fit. The model maintains the area extent and line length of the current fragment configurations over the elapsed time, which will result in overlapping portions of the fragments during the reconstruction. The continental fragments that comprise the kinematic reconstruction model were delimited based on compiled data from the Continental-Oceanic boundary (COB) and structural features such as crustal-scale faults and fractures from Campbell and Mortimer (2014) and Collot *et al.* (2012).

Collot *et al.* (2012) present a map illustrating the structural provinces of the Southwest Pacific region, which classify the nature of the Zealandia crust, segmenting it into distinct crustal domains. This map was adopted to delineate the Northern Zealandia fragments for our reconstruction model. The regions classified as thinned continental crust by Collot *et al.* (2012) coincide with the intracontinental rift basins (Figure 3) resulting from the rifting and separation of Zealandia from Gondwana. For Northern Zealandia, our crustal fragments do not include the thinned continental crust regions identified by Collot *et al.* (2012), since the original crustal thickness of these mostly submerged fragments is modified by posterior thinning tectonic processes (e.g., Kuszniir *et al.*, 2020). These fragments already exhibit crustal thinning represented by the transition zone between continental crust and oceanic crust, or even a proto-oceanic crust. For Southern Zealandia, we adopted the crustal fragments from Campbell and Mortimer (2014), especially because of the east extension of the Chatham Rise, which is sustained by Permian-Triassic dredged rocks (Mortimer *et al.*, 2006; Mortimer *et al.*, 2014; Tulloch *et al.*, 2019), and the boundaries proposed by Collot *et al.* (2012) do not consider this. In addition, the Great South Basin and the Bounty Trough, have yielded several drill holes with continental basement rocks, therefore we added these two basins, as thinned continental crust, to the Campbell Plateau fragment.

Once continental masses have been delimited, dividing these into rigid fragments is essential to estimate the cumulative effects of progressive, retroactive, plastic, and rigid deformation in the New Zealand region (Hines *et al.*, 2023) and contribute to the fragment's movements and rotations during reconstruction. Delineation of tectonic fragments was mainly made along crustal-scale faults and other significant structures that set apart distinctive features in the geological, structural, and physiographic subdivision of the continental masses.

Our continental crust divisions comprise 14 crustal fragments for Zealandia, which are described in the results section. The fragments division shares similarities with previous models (e.g. Gaina *et al.*, 1998a; Gaina *et al.*, 2003; Michaux, 2009; Furlong and Kamp, 2009; Mortimer *et al.*, 2014; Van de Lagemaat *et al.*, 2018), resulting in comparable configuration of crustal fragments and kinematics. In contrast to other reconstructions, such as those done by Hines *et al.* (2023), Seebeck *et al.* (2023), and Strogen *et al.* (2023), our model presents a reduced number of fragments, to preserve its readability in geological maps. Despite these variations, the reconstructions share common points in the outputs, as further discussed.

Besides the main structures (e.g., Alpine, Hauroko, Waimea-Flaxmore, Wairau faults) adopted to break certain fragments, some divisions were also established based on the spatial arrangement of geological units, disregarding previous structures (e.g., North Island division), and through interpretations of geophysical crustal patterns (e.g., Western South Island offshore limits; Chatham Rise and Challenger Plateau division). The main internal fragment limits and structures are summarized in Table 1 and shown in Figure 4.

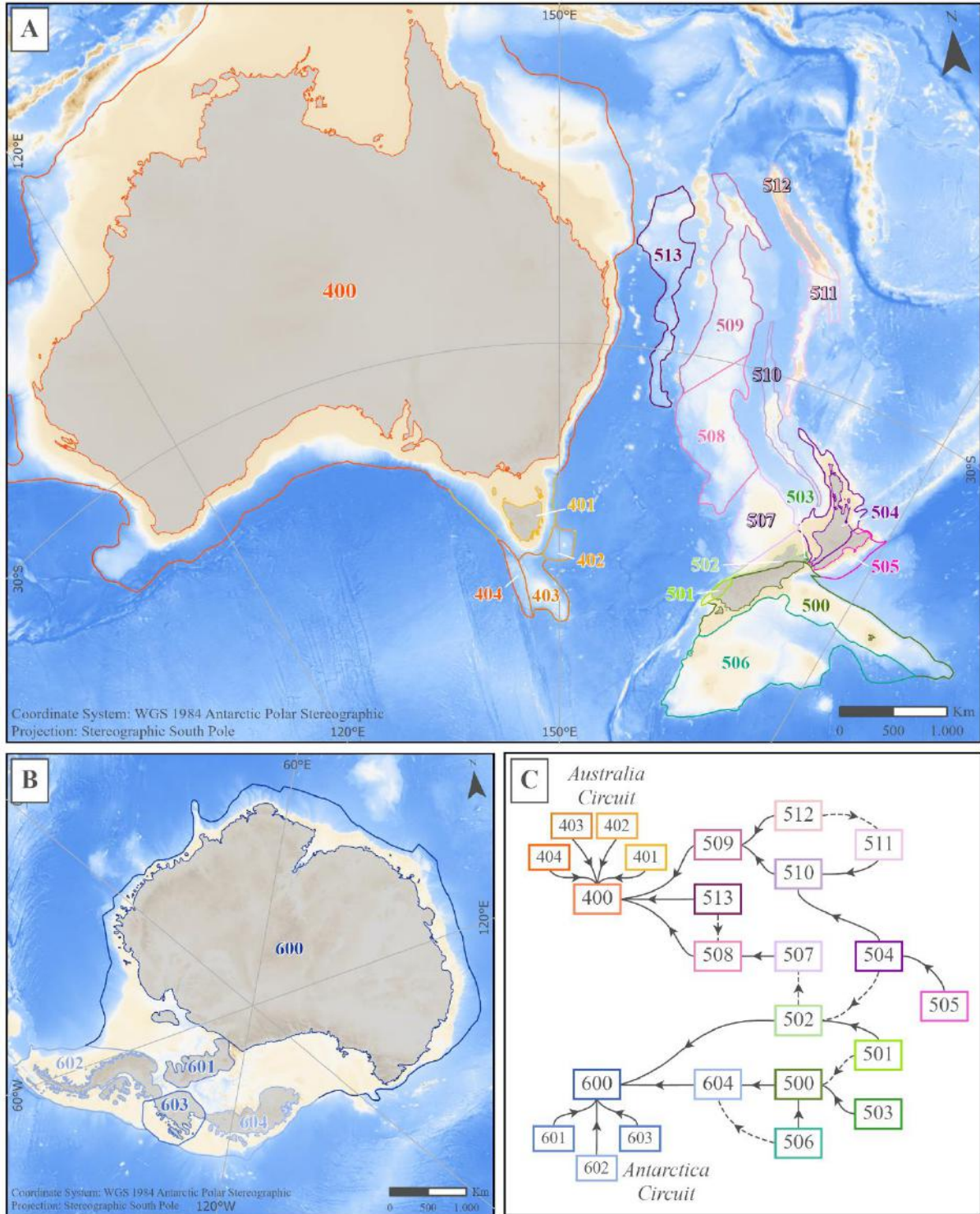


Figure 4. Continental crust fragments identified with PlateID created for the reconstruction: (A) Zealandia and Australia and (B) Antarctica. Bathymetry data from GEBCO Bathymetric Compilation Group (2023); color scale shown in Figure 1. (C) Zealandia, Australia, and Antarctic plate circuit, regarding the reference frame for rotation poles to each plate. Solid lines indicate the reference plate in 160 Ma, while the dashed lines indicate a second reference plate (earlier stage) in time. No internal boundaries were defined between the continental fragments of Australia and Tasmania; and between Marie Byrd Land, Thruston Island and East Antarctica. For these, only the external boundaries were used for the reconstruction. Crustal fragments and respective PlateIDs: (400) Australia; (401) Tasmania; (402) East Tasman Rise; (403) East-South Tasman Rise; (404) West-South Tasman Rise; (500) Main South Island and Chatham Rise; (501) Fiordland; (502) Western South Island; (503) Marlborough Sounds; (504) Main North Island and Reinga Ridge; (505) Southeast North Island; (506) Campbell Plateau; (507) Challenger Plateau; (508) South Lord Howe Rise; (509) North Lord Howe Rise and Fairway Ridge; (510)

Wanganella Ridge and West Norfolk Ridge; (511) Norfolk Ridge; (512) New Caledonia; (513) Dampier Ridge and Chesterfield Plateau; (600) East Antarctica; (601) Ellsworth Mountains; (602) Antarctic Peninsula; (603) Thurston Island; (604) Marie Byrd Land.

Table 1. Identification of continental fragments (Plate ID) and major structures used to delineate internal limits with adopted references listed.

<i>Main South Island and Chatham Rise (PlateID 500)</i>	
Alpine Fault	Mortimer <i>et al.</i> , 2014
Hollyford-Hauroko Fault	Mortimer <i>et al.</i> , 2014
Wairau Fault	Mortimer <i>et al.</i> , 2014
Great South Basin north extension	Adapted from Collot <i>et al.</i> , 2012
Bounty Trough north extension	Adapted from Collot <i>et al.</i> , 2012
<i>Fiordland (PlateID 501)</i>	
Alpine Fault	Mortimer <i>et al.</i> , 2014
Hollyford-Hauroko Fault	Mortimer <i>et al.</i> , 2014
<i>Western South Island (PlateID 502)</i>	
Alpine Fault	Mortimer <i>et al.</i> , 2014
Waimea-Flaxmore Fault	Mortimer <i>et al.</i> , 2014
Extension over thinned continental crust represented by Taranaki basin	Interpreted from Collot <i>et al.</i> , 2012
Extension along the structural high which separates Taranaki and Aotea basins	Interpreted from Collot <i>et al.</i> , 2012
<i>Marlborough Sounds (PlateID 503)</i>	
Wairau Fault	Mortimer <i>et al.</i> , 2014
Waimea-Flaxmore Fault	Mortimer <i>et al.</i> , 2014
<i>Main North Island and Reinga Ridge (PlateID 504)</i>	
Extension between the Cretaceous and Triassic-Jurassic units	Interpreted based on Project Gondwana data; Furlong & Kamp, 2009
<i>Southeast North Island (PlateID 505)</i>	
Extension between the Cretaceous and Triassic-Jurassic units	Interpreted based on Project Gondwana data; Furlong & Kamp, 2009
<i>Campbell Plateau (PlateID 506)</i>	
Great South Basin north extension	Adapted from Collot <i>et al.</i> , 2012
Bouty Trough north extension	Adapted from Collot <i>et al.</i> , 2012
<i>Challenger Plateau (PlateID 507)</i>	
Extension along the structural high which separates Taranaki and Aotea basins	Interpreted from Collot <i>et al.</i> , 2012
Bellona Aotea Lineament	Collot <i>et al.</i> , 2012
<i>South Lord Howe Rise (PlateID 508)</i>	
Bellona Aotea Lineament	Collot <i>et al.</i> , 2012
NE-SW Lineament	Gaina <i>et al.</i> , 1998, 2003; Michaux <i>et al.</i> , 2009
<i>North Lord Howe Rise and Fairway Ridge (PlateID 509)</i>	
NE-SW Lineament	Gaina <i>et al.</i> , 1998, 2003; Michaux <i>et al.</i> , 2009
<i>Wanganella Ridge and West Norfolk Ridge (PlateID 510)</i>	
<i>No internal limits</i>	-
<i>Norfolk Ridge (PlateID 511)</i>	
~E-W Lineament	Collot <i>et al.</i> , 2012
<i>New Caledonia (PlateID 512)</i>	
~E-W Lineament	Collot <i>et al.</i> , 2012
<i>Dampier Ridge and Chesterfield Plateau (PlateID 513)</i>	
<i>No internal limits</i>	-

The Australian crustal fragments (Figure 4) are Australia (mainland), Tasmania, East Tasman Rise, East-South Tasman Rise, and West-South Tasman Rise. The Australia (mainland) fragment (PlateID 400) constitutes a landmass with a notably stable geological history. It is considered a rigid fragment in the majority of reconstruction models (e.g., Reeves and De Wit, 2000; Muller *et al.*, 2016). The Tasmania fragment (PlateID 401) consists of the island of Tasmania and its continental margin, which were once connected to the Australian mainland until their separation in the Neoproterozoic (Moore *et al.*, 2015). The East Tasman Rise fragment (PlateID 402) is a circular plateau that was rifted apart from the Tasmania fragment as part of the breakup of East Gondwana and Tasman basin spreading (Exon *et al.*, 1997). The South Tasman Rise is divided by a north-south transform fault (e.g. Gaina *et al.*, 1998a), enabling a division into the East-South (E-S) Tasman Rise fragment (PlateID 403) and the West-South (W-S) Tasman Rise fragment (PlateID 404). While the western fragment became linked to Antarctica during the early stages of the southeast Indian Ocean's opening, the eastern fragment was part of the Australian continent (Gaina *et al.*, 1998a).

The Antarctic crustal fragments (Figure 4) are defined as East Antarctica, Ellsworth Mountains, Antarctic Peninsula, Thurston Island, and Marie Byrd Land. The East Antarctica fragment (PlateID 600) constitutes the mainland of the actual Antarctic continent and is considered a large rigid fragment in most reconstruction models with minor modifications (Reeves and De Wit, 2000; Muller *et al.*, 2016). The other fragments, in many reconstructions (Muller *et al.*, 2016; Van de Lagemaat *et al.*, 2021), are collectively identified as West Antarctica and compose a single fragment. Our model comprises four fragments, which are geologically distinctive as described by Dalziel and Elliot (1982). The Ellsworth Mountains fragment (PlateID 601) encompasses the mountains bearing its name, which contain a stratigraphic sequence ranging from the Cambrian to the Permian (e.g., Elliot, 2013). The Antarctic Peninsula fragment (PlateID 602) is the northernmost portion of the continental crust of West Antarctica. The tectonic evolution of this fragment is more related to the Patagonia region in southern South America when both were interconnected ca. 80 Ma (Van de Lagemaat *et al.*, 2021). The Thurston Island fragment (PlateID 603) comprises the island bearing its name and adjacent minor islands. The Marie Byrd Land fragment (PlateID 604) consists of onshore elevations and its continental margin. This fragment is the most significant for West Antarctica in our reconstructive model, as it was once contiguous with Southern Zealandia and the Tasmanides of Australia prior to the breakup of East Gondwana (Yakymchuk *et al.*, 2015).

After defining the crustal fragments, we adopted GPlates, an open source plate reconstruction software (Müller *et al.*, 2018) to generate our reconstruction models. The oceanic crust was deconstructed using available isochrons data from the current ocean floor of the South Pacific Ocean and considering the distinct spreading velocities along each mid-ocean ridge segment. Fracture zones and isochrons were extracted from GPlates database (Matthews *et al.*, 2011; Seton *et al.*, 2014; Wessel *et al.*, 2015; Muller *et al.*, 2016). For the reconstruction for the polarity-free Cretaceous Normal Superchron (121.4 - 83.7 Ma) we used data from cored and dredged samples, as well as a correlation with present-day geologic exposures in Antarctica, Australia, and Zealandia, all of which are represented in the Geological Map of Gondwana - IGCP 628 (e.g., Schmitt *et al.*, 2023).

The method to quantify plate reconstruction is to create a plate circuit (Figure 04; e.g., Muller *et al.*, 2016) that links them by means of a number of spreading ridges, either fossil or active (Cox and Hart, 1986). The development of Late Cretaceous and Cenozoic marginal and back-arc basins, within Zealandia (Figure 3), is reconstructed according to the plates located immediately at the western and eastern boundaries of each basin. Following their geological records, these basins close, and the rebuilt plates move as shown in the plate circuit (Figure 4), convergent toward one of two main plates: the Australia fragment (PlateID 400) or the East Antarctica fragment (PlateID 600).

As part of the model, the dynamic motion between Australia and Antarctica causes the Zealandia fragments to continue moving until ca. 160 Ma (Marks & Tikku, 2001; Whittaker *et al.*, 2007; Eagles & Konig, 2008; Muller *et al.*, 2008; Konig & Jokat, 2010; Williams *et al.*, 2011; Muller *et al.*, 2018). In our model, the Southern Zealandia fragments are fixed to Antarctica (PlateID 600), while the Northern Zealandia fragments are fixed to Australia (PlateID 400). This configuration, combined with the Australia and Antarctica kinematics established between 115 Ma and 160 Ma, also affects the movement of Zealandia's fragments. Ultimately, our analysis involves scrutinizing the extent of each plate's continent-ocean boundary (COB) and reviewing available geological data for each plate to associate potential piercing points.

IV. RESULTS

i. Zealandia Crustal Fragments

Fourteen continental fragments were delineated for Zealandia and are grouped in Southern Zealandia and Northern Zealandia, according to the relationship established in the

plate circuit (Figure 4). Fragments linked to Australia are classified as Northern Zealandia, while those linked to Antarctica are classified as Southern Zealandia. However, in isolated cases, certain fragments have this relationship modified, which affects the definition between North and South Zealandia, as mentioned further.

It is significant to highlight that, except for the fragments that comprise the islands of New Zealand and New Caledonia, the other fragments are almost completely below sea level, presenting their continental crust fragments as submerged highs (Mortimer *et al.*, 2023). The delineation of these fragments is supported by previous studies using a combination of geological, geophysical, and geochemical data to determine the crustal nature, particularly in Northern Zealandia (Tulloch *et al.*, 1991; McDougall *et al.*, 1994; Gaina *et al.*, 1998a; Mortimer *et al.*, 1998; Grobys *et al.*, 2008; Michaux, 2009; Collot *et al.*, 2012; Gallais *et al.*, 2019).

New Zealand's South Island is composed of four distinct crustal fragments, along with its continental margin: Main South Island and Chatham Rise (PlateID 500), Fiordland (PlateID 501), Western South Island (PlateID 502), and Marlborough Sounds (PlateID 503). All these fragments are limited by the transpressive transform Alpine Fault system (Figure 5A), comprising crustal-scale structures (King, 2000; Wood and Stagpoole, 2007; Mortimer *et al.*, 2014), which divides the South Island into a southern and northern region.

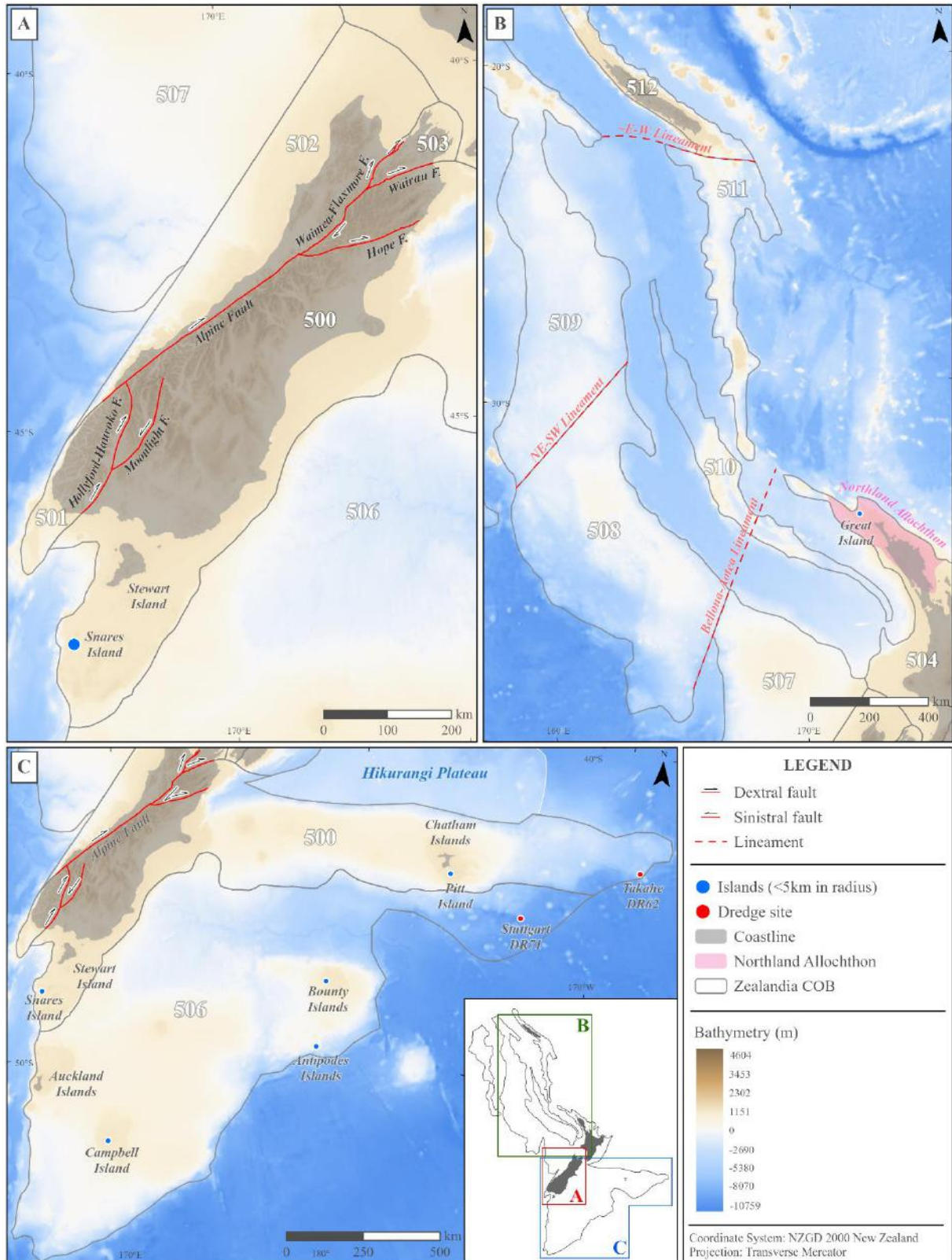


Figure 5. Zealandia continental crust fragments identified with PlateID. (A) Main tectonic structures on New Zealand's South Island; (B) Lineaments adopted for the internal limits of Northern Zealandia's crustal fragments; (C) Complementary offshore data (islands and dredges) for the Campbell Plateau and Chatham Rise fragments. Bathymetry data from GEBCO Bathymetric Compilation Group (2023); color scale shown in Figure 1. Crustal fragments and respective PlateIDs: (500) Main South Island and Chatham Rise; (501) Fiordland; (502) Western South Island; (503) Marlborough Sounds; (504) Main North Island and Reinga Ridge; (506) Campbell Plateau;

(507) Challenger Plateau; (508) South Lord Howe Rise; (509) North Lord Howe Rise and Fairway Ridge; (510) Wanganella Ridge and West Norfolk Ridge; (511) Norfolk Ridge; (512) New Caledonia.

The Main South Island and Chatham Rise fragment (PlateID 500), along its onshore portion, is delimited by the Alpine Fault, which extends along the island in a NW-SE trend, and its ramifications in other fault systems (Figure 5A). To the northeast, the crustal fragment is limited by the Wairau Fault (Figure 5A), separating it from the Marlborough Sounds fragment; to the southwest, the crustal fragment is limited by the Hollyford and Hauroko faults (Figure 5A), separating it from the Fiordland fragment. On its submerged section, the fragment presents a uniform crustal thickness of 20-24 km (Grobys *et al.*, 2008). To the northeast, it is limited by the Hikurangi Plateau (Figure 5C), and to the south, it is delimited by the Bounty Trough and the Great South Basin (Figure 3), respecting the upper limit of thinned continental crust as defined in Collot *et al.*, (2012). This crustal fragment consists of geological terranes with accretionary wedge and forearc basin rock units, representing a Triassic-Early Cretaceous subduction event (Tulloch *et al.*, 2019). In the southwest region of the South Island, the Dun Mountain Ophiolite (Figure 2) is a distinguished unit that registers the Alpine Fault offset, a regional marker for the Permian period in reconstructive models (Scott *et al.*, 2019). On its offshore portion, there are four main islands (Chatham Island, Pitt Island, Snares Island, and Stewart Island; Figure 5C) that, along with boreholes and dredge samples, corroborate with this geology.

The Fiordland fragment (PlateID 501) is limited by the Alpine Fault and the Hollyford and Hauroko faults (Figure 5A). On this crustal fragment, the Median Batholith (Figure 2), Devonian to Early Cretaceous plutonic and meta-plutonic rocks (Mortimer *et al.*, 1999), is used as a regional marker for the reconstructive models (Mortimer *et al.*, 2014; Seebeck *et al.*, 2023). This marker has been offset dextrally by the Alpine Fault and has rotated counterclockwise beyond the Hauroko Fault limits, showing a different orientation on the Stewart Island (Figure 5A; Mortimer *et al.*, 2014).

The Western South Island (WSI) fragment (PlateID 502) is delimited, on land, by the Alpine Fault and the Waimea and Flaxmore faults (Figure 5A). In the offshore portion, our crustal fragment delineation is not influenced by prior structures such as crustal-scale faults or fractures. The northeastern limit extends across the Taranaki Basin (Figure 3), along a thinned continental crust region (Collot *et al.*, 2012). To the northwest, the limit along the Challenger Plateau fragment is inferred from the extension of the structural high that separates the Taranaki and Aotea basins (Figure 3), until the limit connects to a thinned continental crust portion to the southwest. The WSI fragment comprises Early Paleozoic metasedimentary terranes, intruded

by mid-Paleozoic and Triassic-Early Cretaceous continental margin arc batholiths (Tulloch *et al.*, 2019). In this crustal fragment, the Median Batholith is also present, however, at the northern end of New Zealand's South Island, it shows a similar orientation as that found in the Fiordland fragment.

The Marlborough Sounds fragment (PlateID 503) is limited by the Marlborough fault system, specifically by the Waimea and Flaxmore faults to the north and the Wairau Fault to the south (Figure 3). This crustal fragment also includes outcrops from the Dun Mountain Ophiolite, which has been offset by the Alpine Fault. The same marker is found onshore through the Main North Island and Reinga Ridge fragment (PlateID 504), where it presents a counterclockwise rotation. This crustal fragment is constituted, on land, by the northern portion of New Zealand's North Island, and is delimited from the Southeast North Island fragment (PlateID 505) by an inferred limit that separates geological units from the Cretaceous and Triassic-Jurassic, not based on any previous structure. On its continental margin, this fragment comprises the Reinga Ridge. Our model does not subdivide the northern end of the New Zealand landmass into the Northland Allochthon (Figure 5B; Collot *et al.*, 2012), which was emplaced in the late Oligocene to early Miocene (Orr *et al.*, 2020).

The Campbell Plateau fragment (PlateID 506) is limited in the north by the upper limit of thinned continental crust as defined in Collot *et al.*, (2012). This crustal fragment is mostly constituted by Cretaceous volcanic units formed during an extensive magmatic accretion during the Late Cretaceous (e.g., Tulloch *et al.*, 2019) due to the extension separating Zealandia from Gondwana. It is mostly submerged, but four islands (Auckland Island, Antipodes Islands, Bounty Islands and Campbell Island; Figure 5C), along with boreholes and dredge samples, reveal the geology of this tectonic fragment. The fragment presents an average crustal thickness of 20-24 km (Grobys *et al.*, 2008). However, there are areas where the crustal thickness decreases to 14 km, as observed in the Great South Basin, and in the Bounty Trough, where it ranges from 18 km and decreases to 10 km towards east (Grobys *et al.*, 2008).

The Challenger Plateau fragment (PlateID 507) is a submerged structural high located near New Zealand's islands, with a crustal thickness of c. 24 km (Grobys *et al.*, 2008). This crustal fragment has limited direct geological data, presenting a single dredged sample classified as a Carboniferous 'S'-type granite (Tulloch *et al.*, 1991). On the south, it is limited by the WSI fragment, and on the north, it is separated from the Lord Howe Rise by the Bellona-Aotea Lineament (Figure 5B; Collot *et al.*, 2012), which might represent a transform fault (Gaina *et al.*, 1998a). This lineament defines one of the edges of the Bellona Trough (Figure 3)

as a structure associated with the crustal thinning and the development of this basin. To the northeast, the fragment is limited by a submerged low, comprising a thinned continental crust region covered by the Aotea Basin sediments (Figure 3).

The Lord Howe Rise is a submerged structural high with a fairly consistent crustal thickness of 20–23 km (Gallais *et al.*, 2019), which is known to be of continental origin, supported by Permian granitic rocks (McDougall *et al.*, 1994). Gallais *et al.*, (2019) also confirm its continental nature by comparing velocity-depth profiles with those typical of continental crust. In our model, this submerged high is divided by a NE-SW lineament (Figure 5B), interpreted as a crustal discontinuity with a strike-slip component (Gaina *et al.*, 1998a; Michaux, 2009), which separates the Lord Howe Rise into two fragments: the Lord Howe Rise South fragment (PlateID 508) and the Lord Howe Rise North and Fairway Ridge fragment (PlateID 509), the latter which also comprises the Fairway Ridge. To the west is located the Middleton Basin (Figure 3), while to the east are the Aotea and Fairway basins (Figure 3).

The Wanganella Ridge and West Norfolk Ridge fragment (PlateID 510) presents dredged plutonic igneous rocks dated to Jurassic and Triassic (Mortimer *et al.*, 1998) and has a crustal thickness of 20-24 km (Grobys *et al.*, 2008). This crustal fragment does not present any borders with any other, being just delineated by the continental crust portions defined in Collot *et al.* (2012). The delimitation of this fragment is oversimplified, encompassing portions of thinned continental crust (interpreted from Collot *et al.*, 2012), since the gap between West Norfolk Ridge is less than 20 km from Wanganella Ridge (Eade, 1988). To the west is located the Aotea Basin (Figure 3), while to the east are the Reinga and New Caledonia basins (Figure 3).

The Norfolk Ridge fragment (PlateID 511) shares geological similarities with the West Norfolk Ridge fragment, extending northward from this submerged high. However, this crustal fragment has a relatively lower crustal thickness ranging from 21 to 18 km (Grobys *et al.*, 2008). The Norfolk Ridge fragment, to the north, is limited by a WNW-ESE lineament, presented in Collot *et al.* (2012). The same lineament can be interpreted as the result of crustal thinning, evidenced by free air gravity anomaly maps, such as the ones presented in Sandwell *et al.* (2014) and Patriat *et al.* (2018). To the west, the fragment is limited by the New Caledonia Basin (Figure 3), which was formed on a crust exhibiting a transitional signature between continental and oceanic crust Collot *et al.* (2012). To the east, the fragment is delineated by the transition to crust with an oceanic signature.

The New Caledonia fragment (PlateID 512), in contrast to the other Northern Zealandia fragments, exhibits excellent outcrops in the New Caledonia Island, consisting of three allochthonous Permian to Early Cretaceous geological terranes, unconformably covered by an autochthonous Late Cretaceous to Paleocene sedimentary unit. From the Paleocene to the Late Eocene, the New Caledonia region underwent a period of convergence, culminating in the emplacement of a series of ophiolitic thrust nappes (Patriat *et al.*, 2018). To the southeast, this crustal fragment is limited by the Norfolk Ridge fragment, while to the west lies the New Caledonia Basin (Figure 3). To the east, the fragment is delineated by the gradual transition to an oceanic crust.

The Dampier Ridge and Chesterfield Plateau fragment (PlateID 513) is known to be continental in origin, supported by dredged Permian-Triassic igneous rocks (McDougall *et al.*, 1994), also confirmed by Gallais *et al.* (2019) that compared velocity-depth profiles with typical continental crust ones. This crustal fragment has a crustal thickness between 14 and 18 km (Gallais *et al.*, 2019) and does not present any borders with any others, being just delineated by the continental crust portions defined in Collot *et al.* (2012). To the east is located the Middleton Basin (Figure 3), while to the west it is limited by oceanic crust in the Tasman Sea (Figure 1), which began to rift at 85 Ma, the extensional event that separated Zealandia from Australia (Gaina *et al.*, 1998a).

ii. Kinematic Model Reconstruction

Several studies of Zealandia have extended its reconstruction back to approximately 100-83 Ma (Van de Lagemaat *et al.*, 2018; Strogon *et al.*, 2023). This age range corresponds to the cessation of subduction along the palaeo-Pacific margin (ca. 100 Ma - Crampton *et al.*, 2019; Riefstahl *et al.*, 2020; Strogon *et al.*, 2023) and to Australia beginning to move away from Antarctica (at 83 Ma), at a very slow rate (Tikku & Cande, 1999, 2000; Whittaker *et al.*, 2007, 2013; Williams *et al.*, 2011; Van de Lagemaat *et al.*, 2018). Therefore, in our model, the 14 fragments delimited for Zealandia are reconstructed for the Upper Jurassic (160 Ma), which reflects the beginning of Australia and Antarctica breakup (Reeves and De Wit, 2000; Muller *et al.*, 2016). We opted for this age of reconstruction as we adopt the finite rotation poles compiled in Muller *et al.* (2016) for Australia, which includes slight adjustments of the post-Cretaceous placement between Australia and Antarctica (e.g., 160 Ma and 250 Ma from Williams *et al.*, 2011). Since our plate circuit establishes a relationship between Northern Zealandia and Australia, while Southern Zealandia is related to Antarctica, any modifications

between Australia and Antarctica are reflected in the Zealandia's fragments, compromising the configuration established in earlier stages. To comprehend the relative motions of the crustal fragments step by step, the reconstruction model was dynamically represented in six stages, covering time intervals from the present to the mid-Upper Jurassic.

For the first four stages (Figures 6 and 7), Zealandia's motion related to Australia and Antarctica fragments was determined by adopting the oceanic magnetic anomaly database compiled by Muller *et al.* (2016), which covers anomalies ranging from the Upper Miocene (10.9 Ma - Chron C5o) to the mid-Upper Cretaceous (83.7 Ma - Chron C34y).

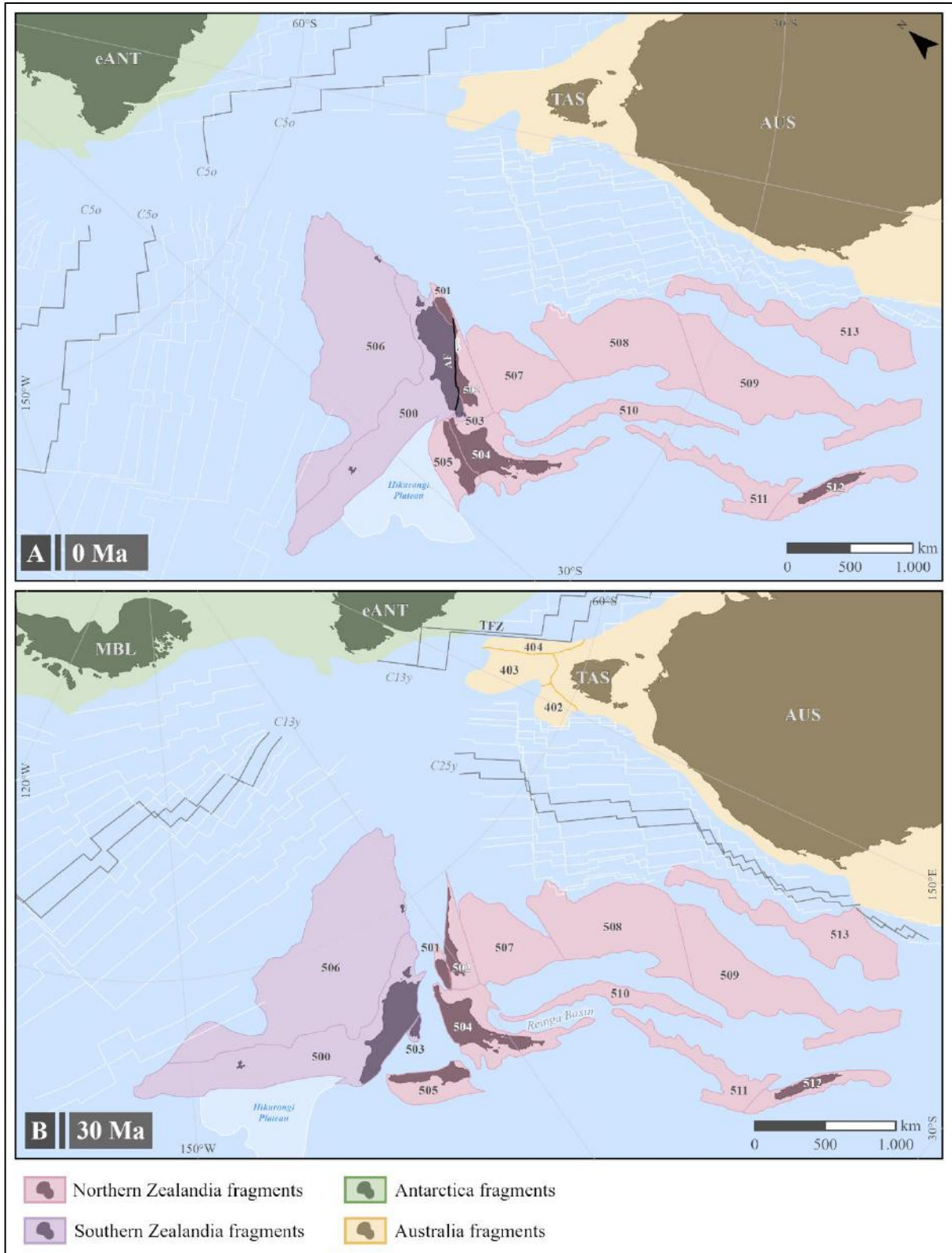


Figure 6. Snapshots of the kinematic reconstruction model, covering time intervals from the present to the Oligocene. White straight lines in the oceans represent magnetic chrons. Dark magnetic chrons indicate the ones that will close in the next movement. COBs overlapping can be observed by colors superimposing, generating slightly darker tones. (A) Current configuration of Zealandia's region with crustal fragments identified; Chron C50 ages 10.9 Ma. AF = Alpine Fault; (B) Configuration based on Furlong and Kamp, (2009), representing a crossover in plate movement dynamics in New Zealand with the Hikurangi Plateau subduction; Tasman Fracture Zone (TFZ) being restored; Chron C13y ages 33.1 Ma and Chron C25y ages 55.9 Ma. AUS = Australia; eANT = East Antarctica; MBL = Marie Byrd Land; TAS = Tasmania.

The initial reconstruction phase spans from the Holocene to the Early Oligocene, covering the time interval from 0 to 30 Ma (Figures 6A and 6B). This timeframe was selected due to a shift (crossover) in plate movement dynamics around New Zealand at 25-30 Ma. This marked the initiation of south-to-north subduction of the Hikurangi Plateau (Figure 2) beneath the North Island, simultaneous with the north-to-south subduction of the Australian fragment beneath the South Island (e.g., Furlong and Kamp, 2009; Hines *et al.*, 2023; Seebeck *et al.*, 2023). The interaction between these two zones is interconnected through the transpressive transform Alpine Fault system (Carter and Norris 1976; Kamp, 1986; Sutherland *et al.*, 2000; Furlong and Kamp, 2009; Norris and Toy, 2014; Ghisetti *et al.*, 2016), which is used as the main structure to restore Zealandia's pre-deformation setting.

The main segment of the Alpine Fault, extending along the Waimea-Flaxmore and Wairau faults (Figure 5A), exhibits transpressive displacement related to the dynamics of opposing subductions involving New Zealand, resulting in this transcurrent component motion for the South Island fragments, particularly the Marlborough Sounds fragment (PlateID 503), which moves from one end to the other on the South Island (Furlong and Kamp, 2009). According to Furlong and Kamp (2009), Fiordland must be located south of the North Island and cannot be connected to the South Island terrain until c. 15 Ma. This assumption indicates that the transcurrent zone of the Alpine Fault also affected, at least, the eastern portion of Fiordland (Furlong and Kamp, 2009). For simplification, our model establishes a connection between Fiordland and the North Island precisely at 15 Ma.

During stage 2 (Figure 7A), from 30 Ma to 60 Ma, Australia and Antarctica are approximated together using the restoration of magnetic anomalies of the oceanic crust from the Southern Pacific Ocean. At c. 33 Ma, based on the seafloor spreading and the concomitant transform faulting of the Tasman Fracture Zone (TFZ), our model starts to restore a sinistral transcurrent kinematics motion along the South Tasmania continental crust, which is divided into two fragments: East-South Tasman Rise and West-South Tasman Rise (Gaina *et al.*, 1998b; Hill and Exon, 2004; Gibson *et al.*, 2011; White *et al.*, 2013; Moore *et al.*, 2016). The West-South Tasman Rise fragment is deconstructed through this transcurrent zone until c. 55 Ma (Hill and Exon, 2004; Gibson *et al.*, 2011; White *et al.*, 2013), becoming attached to East Antarctica, while the East-South Tasman Rise fragment retained a connection to the Tasmania fragment (Hill and Exon, 2004; Gibson *et al.*, 2011; Moresi *et al.*, 2014).

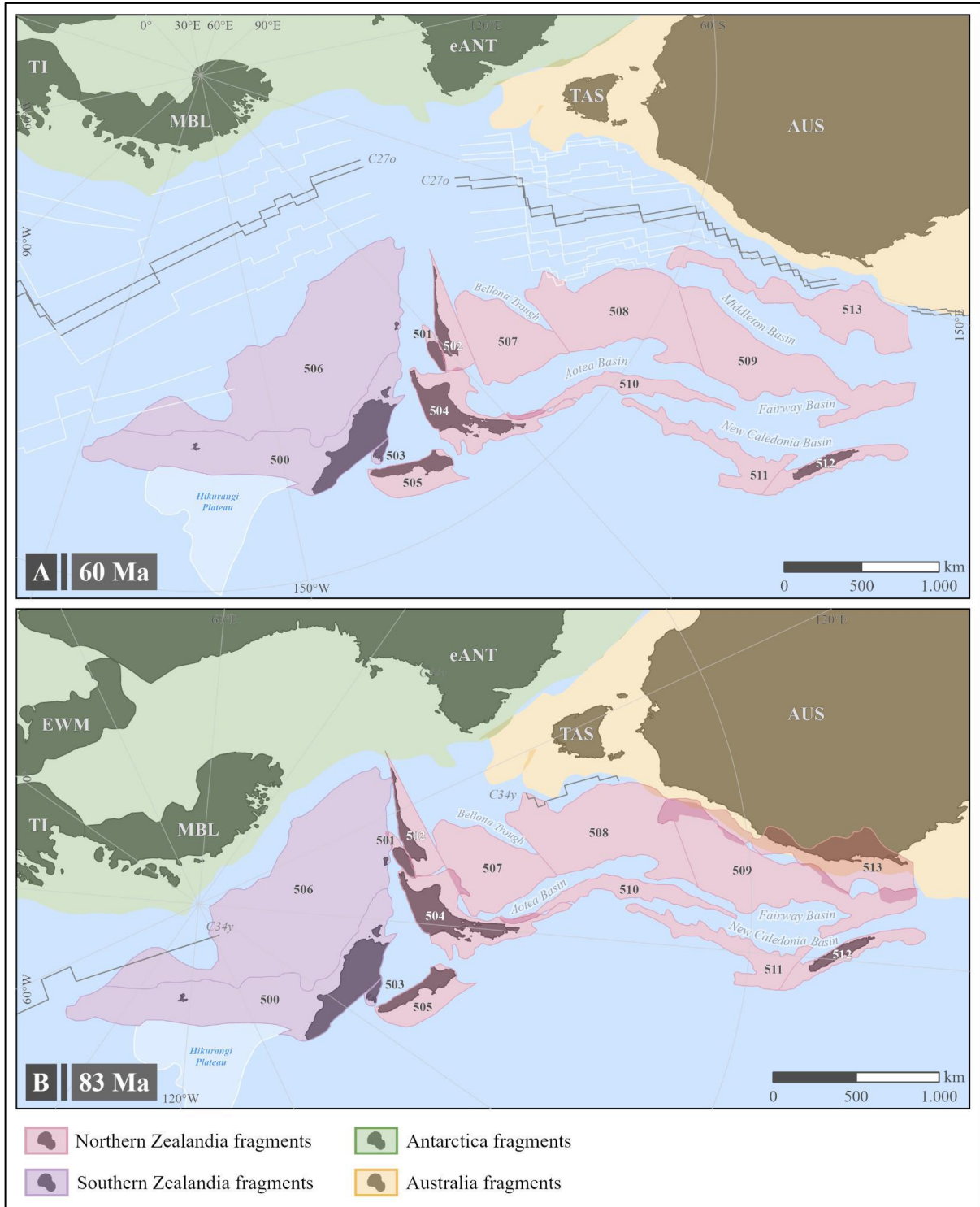


Figure 7. Snapshots of the kinematic reconstruction model, covering time intervals from the Early Paleogene to the mid-Upper Cretaceous. White straight lines in the oceans represent magnetic chrons. Dark magnetic chrons indicate the ones that will close in the next movement. COBs overlapping can be observed by colors superimposing, generating slightly darker tones. (A) Oceanic crust in between south Antarctica and Tasmania completely deconstructed; restoration of the first mapped magnetic anomaly between Zealandia and Australia (Chron C25y); Chron C27o ages 61.3 Ma and Chron C31o ages 67.7 Ma; (B) Restoration of the last mapped magnetic anomaly between Zealandia, Australia and Antarctica (Chron C34y - 83.7 Ma). AUS = Australia; eANT = East Antarctica; EWM = Ellsworth Mountains; MBL = Marie Byrd Land; TAS = Tasmania.

This time interval is also characterized by the cessation of seafloor spreading on the Tasman Ridge at ca. 53 Ma (Gaina *et al.*, 1998a), when Chron C25y (55.9 Ma - Muller *et al.*, 2016), the first mapped magnetic anomaly between Zealandia and Australia, is restored. Additionally, this time interval encompasses the process of the opening and stabilization of the Reinga Basin (Figure 3, Orr *et al.*, 2020). The deconstruction of this basin affects the kinematics of the southernmost portion of the Western South Island (PlateID 502) and Fiordland (PlateID 501) fragments, causing them to move northward.

Stage 3 of our kinematic model covers the time interval from 60 to 83 Ma (Figure 7B), which includes the restoration of the last mapped magnetic anomaly Chron C34y (83.7 Ma - Muller *et al.*, 2016). The anomalies' reconstruction correlates with the near-complete restoration of the Tasman Sea that started rifting at 85 Ma (Gaina *et al.*, 1998a). The reconstruction of these anomalies also contributes to the restoration of the Middleton Basin (Figure 2), formed by the northward propagation of the Tasman Sea rift, separating the Lord Howe Rise from the Dampier Ridge, which was still attached to Australia (Jongsma & Mutter, 1978; Gallais *et al.*, 2019). To other authors, as Gaina *et al.* (1998a), the reconstruction of the Dampier Ridge and Chesterfield Plateau fragments tends to involve more breaks along transform faults. This facilitates the movement and rotation of the fragments, resulting in a better-adjusted fit. In our model, however, a single fragment is considered (PlateID 513), which leads to a significant overlap with the Australian continental boundary (Figure 7B).

The Fairway, Aotea, and New Caledonia basins (Figure 3), also started to be restored during this time interval, as it is estimated that their opening ceased in late-Upper Cretaceous (Collot *et al.*, 2009; Skinner and Sutherland, 2022). These basins were reconstructed by moving the continental fragments from Norfolk Ridge, West Norfolk Ridge, and Wanganella Ridge towards Lord Howe Rise and Fairway Ridge, completing the restoration by 100 Ma (Collot *et al.*, 2009; Skinner and Sutherland, 2022).

From 83 Ma backwards (Stage 4), due to the absence of magnetic anomalies during the Cretaceous polarity-free inversions period, and the closure of almost all oceanic crust in the area, the reconstruction criteria primarily relied on geological correlation of present-day exposures and the quantification of overlapping of each continental crust, as reflected in the subsequent time snapshots.

The snapshot at 90 Ma (Figure 8A) shows a reconstruction model where there is minimal overlap between Zealandia's continental fragments and the adjacent continental fragments (Australia, East Antarctica, and Marie Byrd Land). In this timeframe, the initial

opening of the Tasman Sea also involves the reconstruction of the Bellona Trough (ca. 90 Ma until 83 Ma), an opening between the southern Lord Howe Rise and the Challenger Plateau (Gaina *et al.*, 1998a). These two fragments are separated by the Bellona-Aotea Lineament (Collot *et al.*, 2012), which might represent a transform fault (Gaina *et al.*, 1998a). Between these two fragments, a small fragment of continental crust might be interpreted from a satellite-derived gravity anomaly map (Gaina *et al.*, 1998a). In our model, this fragment was not implemented and was partially incorporated into each of the adjacent crustal fragments. Similar to other reconstruction models (Gaina *et al.*, 1998a; Van de Beuque *et al.*, 2003; Van de Lagemaat *et al.*, 2018), we deconstruct the Bellona Trough with a clockwise transtensional phase (Figure 8A).

The next snapshot, at 115 Ma (Figure 8B), also demonstrates a crossover in reference within the plate circuit for the Western South Island (PlateID 502) and Fiordland (PlateID 501) fragments. This crossover occurs because these fragments become fixed to Antarctica and are not influenced by any internal motions of the other Zealandia fragments. This change is evident in the reclassification of the fragments from Northern to Southern Zealandia.

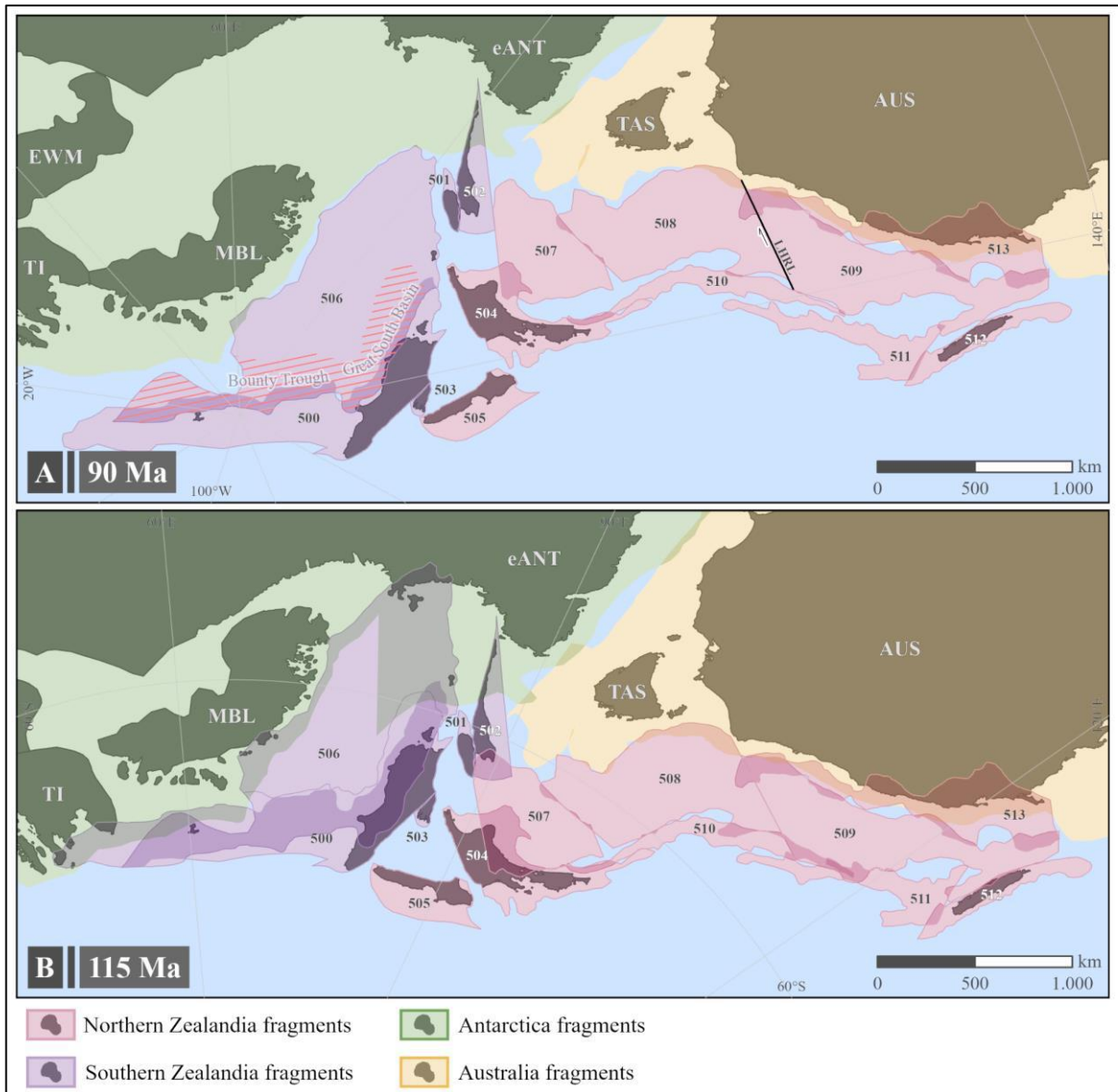


Figure 8. Snapshots of the kinematic reconstruction. COBs overlapping can be observed by colors superimposing, generating slightly darker tones. (A) Minimal overlap between Zealandia's continental crust and the adjacent continental crusts (Australia, Antarctica, and Marie Byrd Land fragments); Bounty Trough and Great South Basin hatched in red; crossover in reference within the plate circuit for the Western South Island (PlateID 502) and Fiordland (PlateID 501) fragments; transcurrent motion on Lord Howe Rise Fault (LHRF). (B) Closure of New Zealand's last sedimentary basins (Great South Basin and Bounty Trough). AUS = Australia; eANT = East Antarctica; EWM = Ellsworth Mountains; MBL = Marie Byrd Land; TAS = Tasmania.

On stage 5, from 90 Ma to 115 Ma, we restore the early opening age of the Great South Basin and Bounty Trough (Figure 8; Mortimer *et al.*, 2006; Grobys *et al.*, 2008; New Zealand's Petroleum Basins, 2014; Osli *et al.*, 2019). Interpreted as thinned continental crust (Collot *et al.*, 2012), these two geographic features are included as part of the Campbell Plateau fragment, as an exception in the criteria explained in the fragment delineation section. Basin restoration is based on the overlapping of the Campbell Plateau and Chatham Rise fragments, which are subdivided by the upper limit of the basins, as presented in Collot *et al.* (2012). Besides the

overlap between these fragments, Southern Zealandia's approximation towards Antarctica also produces a moderate overlap in the continental boundary, specifically between Campbell Plateau and Marie Byrd Land, as well as between Western South Island and East Antarctica.

In addition, this time interval also presents the definitive deconstruction of the Fairway, Aotea, and New Caledonia basins, which are completely restored at 100 Ma (Collot *et al.*, 2009; Skinner and Sutherland, 2022). The fragments exhibit an overlap between each other (Figure 8B), mainly concerning the placement of the Wanganella Ridge and West Norfolk Ridge fragments, since its limits are considerably simplified compared to the continental crust classifications presented in Collot *et al.* (2012). The New Caledonia fragment is reconstructed by its motion towards the Fairway Ridge, resulting in the closure of the northern part of the New Caledonia basin. Once the basin is completely closed, the New Caledonia fragment has its relationship in the plate circuit altered, shifting to be fixed to the Fairway Ridge until the final reconstruction.

Stage 5 also presents the reconstruction of Lord Howe Rise South and Challenger Plateau fragments towards Australia's continental crust, along the Lord Howe Rise Fault (LHRF), a NE-SW lineament interpreted as a crustal discontinuity with a strike-slip component that separates the Lord Howe Rise into two fragments (Figure 8B; Gaina *et al.*, 1998a; Michaux, 2009). This results in a well-adjusted fit with the Australian continental boundary, especially in relation to the East Tasman Rise fragment (Gaina *et al.*, 1998b).

The Antarctic islands' reconstruction, especially Marie Byrd Land, results in significant implications for the distribution of the reconstructed Zealandia fragments. Our reconstruction model adopts parameters based on Dalziel *et al.* (2013), Elliot (2013), Jordan *et al.* (2020), and Van de Lagemaat *et al.* (2021). During the late Lower Cretaceous (Figure 8), Marie Byrd Land and Thurston Island move closer to East Antarctica. While Marie Byrd Land maintains a fixed position from the late Lower Cretaceous to the end of the reconstruction, Thurston Island remains fixed only until the early Lower Cretaceous, following the rotation poles of the Antarctic Peninsula proposed by Van de Lagemaat *et al.* (2021). Thereafter, for the final reconstruction (160 Ma; Figure 9), Thurston Island starts to approximate East Antarctica based on the early Jurassic Gondwana reconstruction from Elliot (2013).

Our reconstruction at 115 Ma should represent the final configuration of Zealandia as part of East Gondwana. However, the finite rotation poles adopted for Australia (Muller *et al.*, 2016) include adjustments of the post-Cretaceous placement between Australia and Antarctica, which has implications for Zealandia. Thus, in our final reconstruction stage (160 Ma; Figure

9), the motion of Australia towards Antarctica causes Northern Zealandia to move slightly closer to Antarctica. This results in a tighter configuration, reducing some gaps but also increasing the overlap between the crustal fragments along this border (e.g. North Island fragment and Marlborough Sounds fragments).

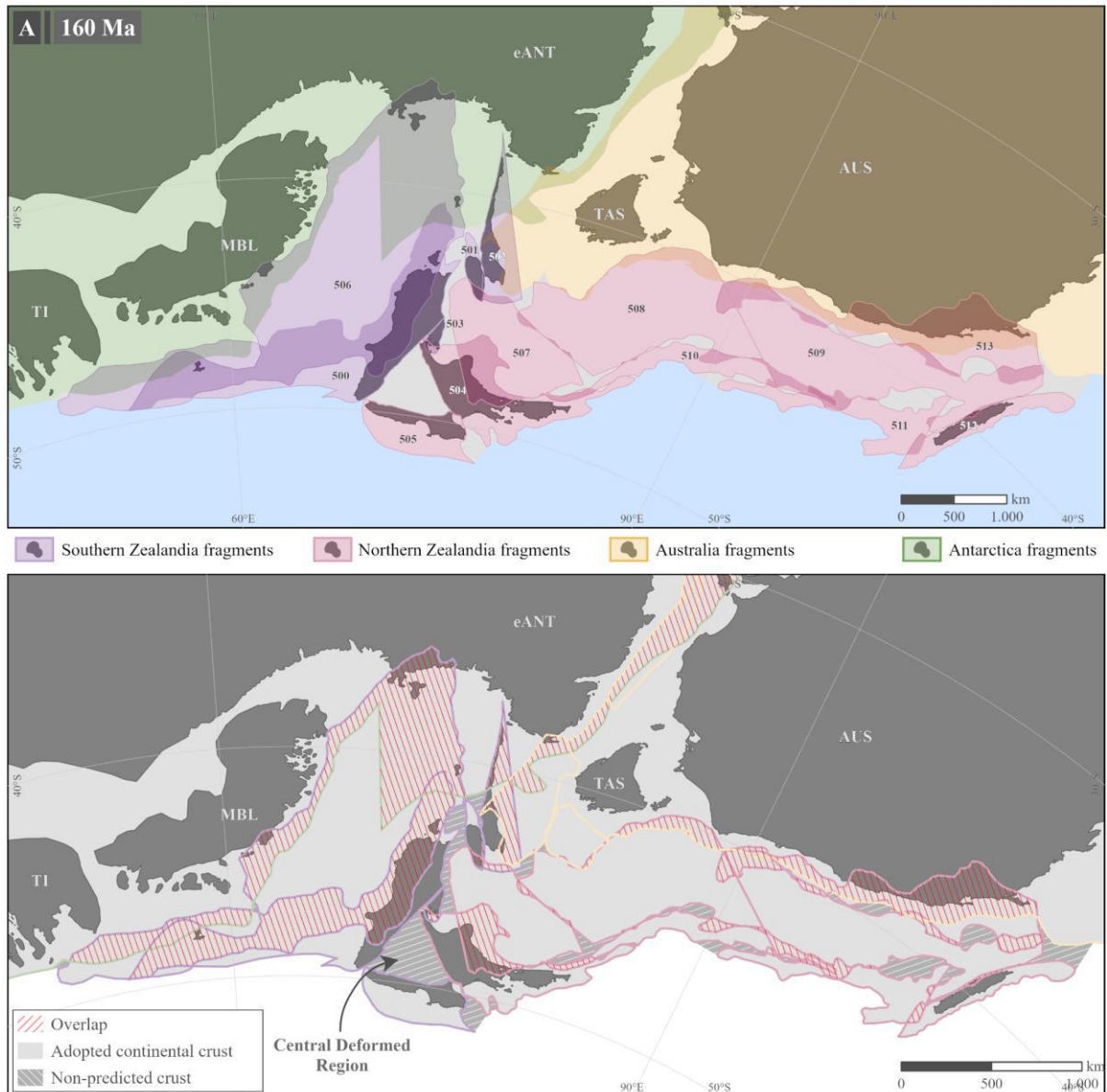


Figure 9. Snapshot of the kinematic reconstruction, encompassing the Upper Jurassic time interval (160 Ma), for southeastern Gondwana. (A) COBs overlapping can be observed by colors superimposing, generating slightly darker tones. Simplified COB extension (in gray), representing possible gaps in our reconstruction or non-predicted portions within the modern crust. (B) Simplified snapshot highlighting overlaps between continental crusts (hatched in red) and non-predicted crust or potential gaps (gray hatched in white). Arrow indicates the central deformed region. AUS = Australia; eANT = East Antarctica; MBL = Marie Byrd Land; TAS = Tasmania.

Our 160 Ma reconstruction model (Figure 9B) features an extension of the continental crust for the Upper Jurassic, encompassing regions not previously accounted for in the distribution of the adopted continental crustal fragments. These areas might be interpreted as potential gaps within our reconstruction model due to the methodology of rigid plates and/or as

crustal sections no longer present in the distribution of the modern-day crust, potentially having been altered or consumed in dynamic processes during the tectonic evolution of Zealandia and adjacent continental masses. Other reconstructions, such as presented in Hines *et al.* (2023), present the same pattern between crustal fragments that comprise the island of New Zealand, designating it the central deformed region (Figure 9B). This is interpreted as a missing crust that arises from relative plate motion constraints, which either was uplifted and eroded or was displaced beneath New Zealand's island as an over-thickened crustal root.

V. DISCUSSION

i. Restoring Zealandia continental crust

Our model follows the magnetic anomaly reconstruction method until ca. 83 Ma (Muller *et al.*, 2016); however, we also close rift-type basins to compensate for the continental crust thinning due to extension during the Cretaceous-Cenozoic. Since our delineation of continental fragments does not include the thinned crust portions from Collot *et al.* (2012), we approximate the fragments by essentially removing these thinned regions. This approach is justified as even when following the interpretation of Collot *et al.* (2012), our analysis of crustal basement thickness maps derived from gravity anomaly inversion (e.g., Kuszniir *et al.*, 2020) indicates that the magnetic signatures in our crustal fragments already suggest a thinned crust. In some cases, the original crustal thickness of a fragment can be masked by thickening due to Cretaceous to Cenozoic magmatism and tectonic processes (Daczko and Halpin, 2009; Scott *et al.*, 2011), such as those recorded by the Lord Howe seamount chains (e.g., Seton *et al.*, 2019). Consequently, we dismissed these signatures of thicker continental crust in such basins in view of this magmatic accretion event.

On a related note, the apparent overlap between the Chatham Rise and Campbell Plateau fragments (Figure 09) mainly occurs due to the Great South Basin and the Bounty Trough's reconstruction. This overlap stems from the differing methodology used to delineate the crustal sections in Southern Zealandia, which incorporates the Great South Basin and the Bounty Trough within the Campbell Plateau fragment. In that way, by adopting numerous fragments that overlap in zones that experienced crustal thinning (e.g.: Grobys *et al.*, 2008; Collot *et al.*, 2012), particularly covered by Cretaceous-Cenozoic sedimentary basins, we partially restore intra-continental deformation within East Gondwana and Zealandia.

In comparison to the reconstructions presented in Hines *et al.* (2023), Seebeck *et al.* (2023), and Stroger *et al.* (2023), our model features a significantly reduced number of

fragments, particularly in Zealandia's onshore section. We chose to prioritize the preservation of geological units during fragment delineation, resulting in just six fragments for both of New Zealand's islands. Despite these differences, our reconstructions share commonalities in their results for the 83-100 Ma interval. These similarities are evident in the proximity of Zealandia's continental fragments to those of Antarctica and Australia, related to the restoration based on magnetic anomalies. Additionally, the internal configuration amongst Zealandia's fragments, especially those comprising the present-day exposures, exhibits notable similarities across models, mostly because of the restoration of regional markers, such as the Median Batholith (Mortimer *et al.*, 2014; Seebeck *et al.*, 2023).

Understanding crustal thickness is an important aspect of reconstruction since we opted to use a rigid plate model. In this model, no deformation is removed by modifying the area extent and line length of the present-day fragment configurations, and overlapping crustal fragments are expected and implemented to compensate. These overlaps are mainly observed in pre-Cretaceous age ranges, where certain portions of the fragments had not yet been formed in relation to the reconstruction age observed. Although we excluded from the continental fragments the thinned crust sections (Collot *et al.*, 2012) to reduce major deformation, the continental crust were also deformed and stretched during the break-up of Gondwana (Gallais *et al.*, 2019) - although not as much as the portions excluded. As discussed in the methodology section, most of the fragment's edges exhibit crustal thinning, associated with the transition between continental and oceanic crust (Grobys *et al.*, 2008; Segev *et al.*, 2012; Gallais *et al.*, 2019; Kuszniir *et al.*, 2020). As a result, we can approximate the fragments, restricting their edges to a minimum overlap, allowing a more accurate geological correlation in our model. These overlaps between each crustal fragment have been quantitatively measured and are shown in Table 2.

Table 2. The area of each crustal fragment (identified by PlateID), its respective overlap area, and the percentage of overlap relative to its total area. The overlap rate is illustrated on a color range varying from 0 (green) to 50 (red); values above the outlier remain the same color. (*) indicates fragments excluding thinned continental crust, using the same methodology as for other crustal fragments.

PlateID	Crustal Fragment	Area (km ²)	Overlapping Area (km ²)	Overlap (%)
513	Dampier Ridge and Chesterfield Plateau	239276.13	195668.81	81.8%
506	Campbell Plateau	971612.07	706381.67	72.7%
500	Main South Island and Chatham Rise	560273.32	389283.30	69.5%
502	Western South Island	86687.37	56343.04	65.0%
506*	Campbell Plateau	599775.05	318303.61	53.1%
503	Marlborough Sounds	9072.64	2958.06	32.6%
504	Main North Island and Reinga Ridge	210487.39	68305.00	32.5%
510	Wanganella Ridge and West Norfolk Ridge	93109.75	27303.08	29.3%
507	Challenger Plateau	240335.92	69889.39	29.1%
509	North Lord Howe Rise and Fairway Ridge	358861.30	69965.59	19.5%
501	Fiordland	19263.39	3396.78	17.6%
511	Norfolk Ridge	112325.54	18884.68	16.8%
500*	Main South Island and Chatham Rise	560273.32	94127.89	16.8%
508	South Lord Howe Rise	408767.19	48147.17	11.8%
512	New Caledonia	69904.80	6674.47	9.5%
505	Southeast North Island	104106.36	88.54	0.1%
Total Overlapping Area (km²)				
1104029.63				
Gaps/Non-predicted Area (km²)				
253820.11				

The most notable overlap in our reconstruction model is related to the Dampier Ridge and Chesterfield Plateau fragment (PlateID 513), accounting for over 80% overlap (Figure 9 and Table 2). This overlap mainly occurs with Australia's eastern continental margin, but also extends into the northern and southern Lord Howe Rise fragments (PlateID 508 and 509). An important factor supporting these overlaps is that the Dampier Ridge exhibits a mean thickness of 14-18 km (Gallais *et al.*, 2019), indicative of a thin crust, particularly along its edges, which presents intervals with less than 10 km thickness (Segev *et al.*, 2012; Kuszniir *et al.*, 2020). This overlap can also be observed in the reconstructive models proposed by Strogon *et al.*, (2023). Additionally, as previously mentioned, the reconstruction of this portion of continental crust tends to involve more breaks along transform faults, facilitating a better-fitting model, as observed in Gaina *et al.* (1998a). The adoption of more breaks for this crustal portion could result in reduced gaps and overlaps, however, it would still constitute a significant overall

overlap between Northern Zealand and Australia. It might be necessary to adopt considerably more breaks in a more complex plate circuit, similar to the approach introduced for Southern Zealand in Seebeck *et al.* (2023).

Besides the Dampier Ridge and Chesterfield Plateau fragment, the other fragments in Northern Zealand do not exhibit a comparatively high overlap. The Wanganella Ridge and West Norfolk Ridge comprise a fragment (PlateID 510) which shows an overlap of approx. 30% (Figure 9 and Table 2) with the other crustal fragments of Zealandia. This overlap is supported by the low crustal thickness anomalies (Segev *et al.*, 2012; Kusznir *et al.*, 2020) observed in these crustal fragments. Additionally, our reconstructive model shows considerable gaps around this fit (Figure 9 and Table 2), which suggests that by adopting a more dynamic delimitation for the continental crust it might be possible to reduce the modelled overlaps, distributing the area of the plates to cover the observed gaps.

Another significant overlap in our reconstruction model occurs with Southern Zealandia fragments (Figure 9 and Table 2). This area encompasses the overlap between the Main South Island and Chatham Rise fragment (PlateID 500) and the Campbell Plateau fragment (PlateID 506), due to the differing methodology of delimiting crustal fragments, which includes the Great South Basin and the Bounty Trough into the Campbell Plateau fragment. However, by eliminating these thinned continental crust portions, we obtain a significantly lower overlap rate between the fragments, especially in relation to the Main South Island and Chatham Rise fragment. This fragment reduces the overlap rate to approximately 17%, which is more related to the extension of the Chatham Rise crust overlapping with the continental margin of the Marie Byrd Land fragment. The Campbell Plateau fragment also presents a proportional decrease to 53% overlap but retains a higher rate due to its overlap with Antarctica's fragments.

These overlaps between Southern Zealandia and Antarctica's fragments (Figure 9 and Table 2) are also mentioned in other reconstruction models (e.g. Wright *et al.*, 2015; Wright *et al.*, 2016; Van de Lagemaat *et al.*, 2018). Besides the extensional phase preserved in the Campbell Plateau during Gondwana's breakup, the area also experienced an extensive magmatic accretion during the Late Cretaceous (e.g. Tulloch *et al.*, 2019), which conceals the initial continental crustal thickness. Cretaceous units are presented at Antipodes Islands (Mortimer *et al.*, 2014; Scott and Turnbull, 2019; Tulloch *et al.*, 2019), Campbell Island, Auckland Island (Edbrooke *et al.*, 2014; Scott and Turnbull, 2019), and Snares Island (Figure 5; Scott and Turnbull 2019). Campbell Island also features Late Cambrian units (Adams *et al.*, 2008; Scott and Turnbull 2019), however, the interpretations of this age, despite being

geologically relevant, may not be completely reliable (Scott and Turnbull, 2019). The Bounty Islands presents Lower Jurassic units (Edbrooke *et al.*, 2014; Scott and Turnbull, 2019; Tulloch *et al.*, 2019). As our reconstruction is set to the Upper Jurassic, part of the Campbell Plateau had not yet been formed by that time, thus explaining our overlap in this region.

Another notable overlap occurs in the Western South Island fragment (PlateID 502, Figure 9 and Table 2). This fragment, along with the Fiordland fragment (PlateID 501), comprises geological terranes that have been affected by Alpine Fault activity since the Late Oligocene (King, 2000; Sutherland *et al.*, 2000; Schellart *et al.*, 2006; Herzer *et al.*, 2011; Lamb, 2011; Bache *et al.*, 2014; Matthews *et al.*, 2015; Mortimer *et al.*, 2017; Stroger *et al.*, 2017; Sutherland *et al.*, 2017; Seebeck *et al.*, 2023). As a result, these basement terranes were placed in a deformational context that led to sequential bending and offset along the area. Thus, the extent of the crustal fragments retains present-day delimitations and do not remove the effects of stretching and deformation caused by the Alpine Fault, and a greater overlap is observed in these fragments. For such cases, in line with Mortimer (2014) and Seebeck *et al.* (2023), it is necessary to incorporate changes in the shape of crustal fragments, which reflects in the internal crustal fragment deformation. This approach should capture motions and the displacement of basement geological markers more accurately.

An overlap also exists between the Challenger Plateau fragment (PlateID 507) and the fragment that incorporates the Main North Island (PlateID 504, Figure 9 and Table 2). The Challenger Plateau exhibits an increased magnetic signature (Kusznir *et al.*, 2020) even for continental crust that was thinned during Gondwana's breakup. This magnetic signature results from the presence of dispersed and underplated mafic igneous rocks in the region (Mortimer *et al.*, 2023), which hides the original crustal thickness of the fragment. The overlapping units found inland in the Main North Island consist of Triassic and Jurassic sedimentary rocks and Cenozoic volcanic rocks, which do not pose an issue for our 160 Ma reconstructive model.

By analyzing the total overlap of Zealandia's crustal fragments (Table 2) relative to its total area, our model reveals an overlap rate of 32%. These overlaps can be justified on a case-by-case basis, depending on variables such as hyper stretching (e.g., Dampier Ridge fragment - PlateID 513), magmatic addition (e.g., Campbell Plateau - PlateID 506), and the definition of the shape of the crustal fragments (e.g., Western South Island fragment - PlateID 502). Furthermore, our model identifies some regions as potential gaps or non-predicted crusts. Considered as gaps, if redistributed homogeneously throughout Zealandia, they would reduce our model's total overlap rate with the neighboring Gondwana crust to approximately 24%.

ii. Zealandia as part of the Gondwana crust

The assembly of Gondwana occurred during the late Neoproterozoic to Cambrian transition through a multitude of orogenic events (e.g., Schmitt *et al.*, 2018; Cawood *et al.*, 2021; Gomes *et al.*, submitted). The newly formed Gondwana continent was located at the South Pole, with the future Zealandia crust mostly attached to the Antarctic and Australian crusts. This region is referred to as the southern Gondwana active margin, which records successive orogenic events during the Paleozoic (Münker and Crawford, 2000; Fergusson, 2010; Torsvik and Cocks, 2013; Schmitt *et al.*, 2018; Riefstahl *et al.*, 2020). Along with East Antarctica, west Australia, southern Africa, and southern South America, it is included in the Gondwanides belt (e.g., Campbell *et al.*, 2022).

As Zealandia's continental fragments are reassembled back into Gondwana, it is important to correlate the geology of these crustal fragments to reconstruct the Paleozoic orogenic belts. We highlight that the absence of oceanic magnetic anomalies pre-83 Ma and the ductile strain experienced by these crustal domains since the Jurassic are major obstacles. Even though we present here a kinematic reconstruction model for the Jurassic southeastern Gondwana that could be used to test the geological record of its Paleozoic marginal orogens.

Using the unified geological database from GDCG (Gondwana Digital Center of Geoprocessing - UFRJ, Schmitt *et al.*, 2023), we added the magmatic and the protolith of metamorphic units of the crustal fragments of Zealandia, Antarctica, and Australia for specific time intervals: Cambrian, Devonian-Carboniferous, Permian-Triassic, Jurassic, and Lower Cretaceous (Figure 10 and 11). The correlation of these units serve as piercing points for determining the accuracy of the model proposed here and also contribute to the investigation of the tectonic evolution of southeastern Gondwana during the Phanerozoic.

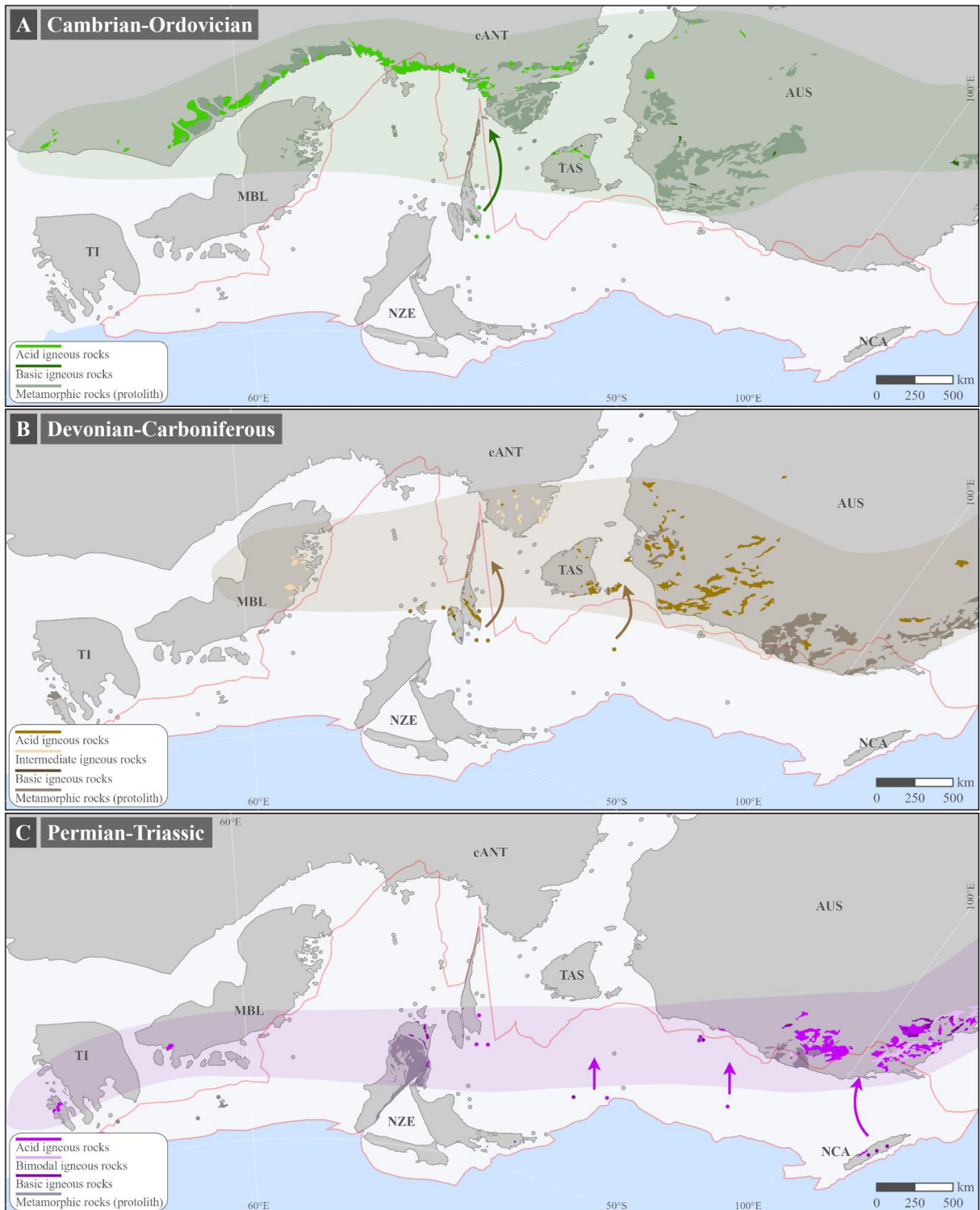


Figure 10. Paleogeological snapshot of the kinematic reconstruction of the Upper Jurassic (160 Ma), for southeastern Gondwana, highlighting the metamorphic and igneous (volcanic and plutonic) geological units, the latter classified in according to the silica content (acid, intermediate, basic and bimodal), and for distinct time intervals: (A) Cambrian-Ordovician; (B) Devonian-Carboniferous; (C) Permian-Triassic. Shaded regions in each map represent the inferred area of the distribution of magmatic units for each interval. Present coastline is represented in dark gray, the light gray regions represent the Gondwana continental crust that is covered today, and the Zealandia COB is outlined in red. Arrows indicate potential displacements of units for a more coherent correlation. Database from Gondwana Project (IGCP - 628, Schmitt *et al.*, 2023). AUS = Australia; eANT = East Antarctica; MBL = Marie Byrd Land; NCA = New Caledonia; NZE = New Zealand fragments; TAS = Tasmania; TI = Thurston Island.

In our 160 Ma reconstructed map, we display all Cambrian and Ordovician magmatic units for the region (Figure 10A). These plutons and volcanic units are widespread along the southern edge of East Antarctica (Transantarctic Mountains), with some occurrences in Western Australia and the northwest part of Tasmania. These igneous rocks, predominantly acidic magmas, represent mostly the magmatic arc of the Ross Orogen (e.g., Stump, 1995; Allibone and Wysoczanski, 2002; Hagen-Peter and Cottle, 2016). In Zealandia, Cambrian-Ordovician magmatic rocks are scarce, found only in the Takaka Terrane (Jongens, 2006), an onshore unit located in the Western South Island fragment. Offshore, boreholes near the Takaka Terrane reveal magmatic units from this time interval (Figure 10A). In addition to the igneous units, the Cambrian and Ordovician units of the Zealandia continent include metamorphic rocks with protoliths from this time interval. These rocks are concentrated in the Fiordland and Western South Island fragments, which are part of New Zealand's South Island today and have undergone ductile deformation due to the Alpine Fault (King, 2000; Wood and Stagpoole, 2007; Mortimer *et al.*, 2014). These Zealandia occurrences are far from the Ross orogenic belt in our 160 Ma reconstruction, supporting the hypothesis that the southeastern margin of Gondwana had a different paleogeology in the Cambrian-Ordovician interval compared to the Jurassic. The Ross Orogen likely included part of the current New Zealand South Island crust, positioned closer to the Transantarctic Mountains. In our 160 Ma reconstruction, this crust is situated further south from the belt (Figure 10A) for at least two reasons: (1) from the Cambrian to the Jurassic, displacements and strain are not restored; (2) from the Jurassic to the present, the displacement is restored while strain is only partially restored, as we attempt to compensate for this by positioning the Cambrian-Ordovician Zealandia crust further north, overlapping the kinematic fragments in the model.

From the perspective of the Devonian-Carboniferous (Figure 10B), the area of magmatism extends further south and east, covering a more extensive area compared to the Cambrian-Ordovician interval (Figure 10A). These igneous units are recorded in Marie Byrd Land and the region known as Oates Land in East Antarctica, presenting mainly intermediate magmas (Fioretti and Lanza, 2000). In Tasmania and southeastern Australia, the igneous rocks, predominantly derived from acidic magmas, are interpreted as part of the Lachlan Orogen (e.g., Foster and Gray, 2000; Gray and Foster, 2004; Rosenbaum, 2018). The Devonian-Carboniferous magmatism in Zealandia's geological units is primarily found on land and in boreholes within the Western South Island and Fiordland fragments, where the Median Batholith (Figure 02; Mortimer *et al.*, 1999, 2014; Edbrooke *et al.*, 2014; Seebeck *et al.*, 2023),

an important reconstructive marker, is preserved. Metamorphic rocks with Devonian and Carboniferous protolith are also found in these fragments and on Stewart Island. We note that these Devonian-Carboniferous records, in our 160 Ma reconstruction, are positioned slightly south of the trend observed in the Lachlan Orogen, likely due to reasons similar to those influencing the displacement of Cambrian units.

The Permian-Triassic geological units (Figure 10C) cover the whole area from west to east, but as a narrower belt, extending from Thurston Island and Marie Byrd Land to southern Australia. In the latter, the plutonic and volcanic rocks, primarily acidic magmas, are associated with the New England Orogen (e.g., Rosenbaum, 2018; Jessop *et al.*, 2019). In Zealandia, Permian-Triassic units are present in several crustal fragments, primarily supported by well and dredge samples from Northern Zealand. Metamorphic rocks with protoliths from this time interval are found mainly in the Main South Island and Marlborough Sounds fragments, comprising the Rakaia and Caples terranes (e.g., Seebeck *et al.*, 2023). The Haast Schist and the Dun Mountain Ophiolite (Figure 02), important regional markers for the reconstructive model, are preserved in these terranes. Other protoliths from metamorphic Permian-Triassic rocks are also recorded in wells and minor islands through the westward extension of the Chatham Rise. Therefore, we interpret that the Permian-Triassic occurrences in Zealandia are closely aligned with the trend of the New England Orogen, being plausible that Zealandia crust was once part of this orogen. In the east of Zealandia's crust, the interpreted magmatic area does not include units found in Northern Zealandia crust, including New Caledonia (Teremba and Koh Terrane; e.g., Cluzel *et al.*, 2010; Campbell *et al.*, 2020; Maurizot *et al.*, 2020). For that, we suggest that these crustal fragments could be located further north to maintain the trend defined by other Permian-Triassic units.

From the perspective of the Jurassic period (Figure 11A), we observe a significant change in the chemistry of magmatic rocks, which are predominantly basic. Therefore, these rocks may not be interpreted as part of a magmatic activity related to orogenesis, but rather as evidence related to the initial phase of the rifting process in East Gondwana (Schmidt and Rowley, 1986). We identify two main trends in the Jurassic magmatism area: one interior covering the southernmost part of East Antarctica, which corresponds to the Ferrar Large Igneous Province (LIP; Elliot and Fleming, 2000, 2021). The other trend, in the Gondwana margin, consists predominantly of basic igneous rocks with some acidic occurrences, running parallel to the Ferrar LIP trend and encompassing Tasmania and Zealandia, particularly in the fragments that compose New Zealand's South Island and Stewart Island.

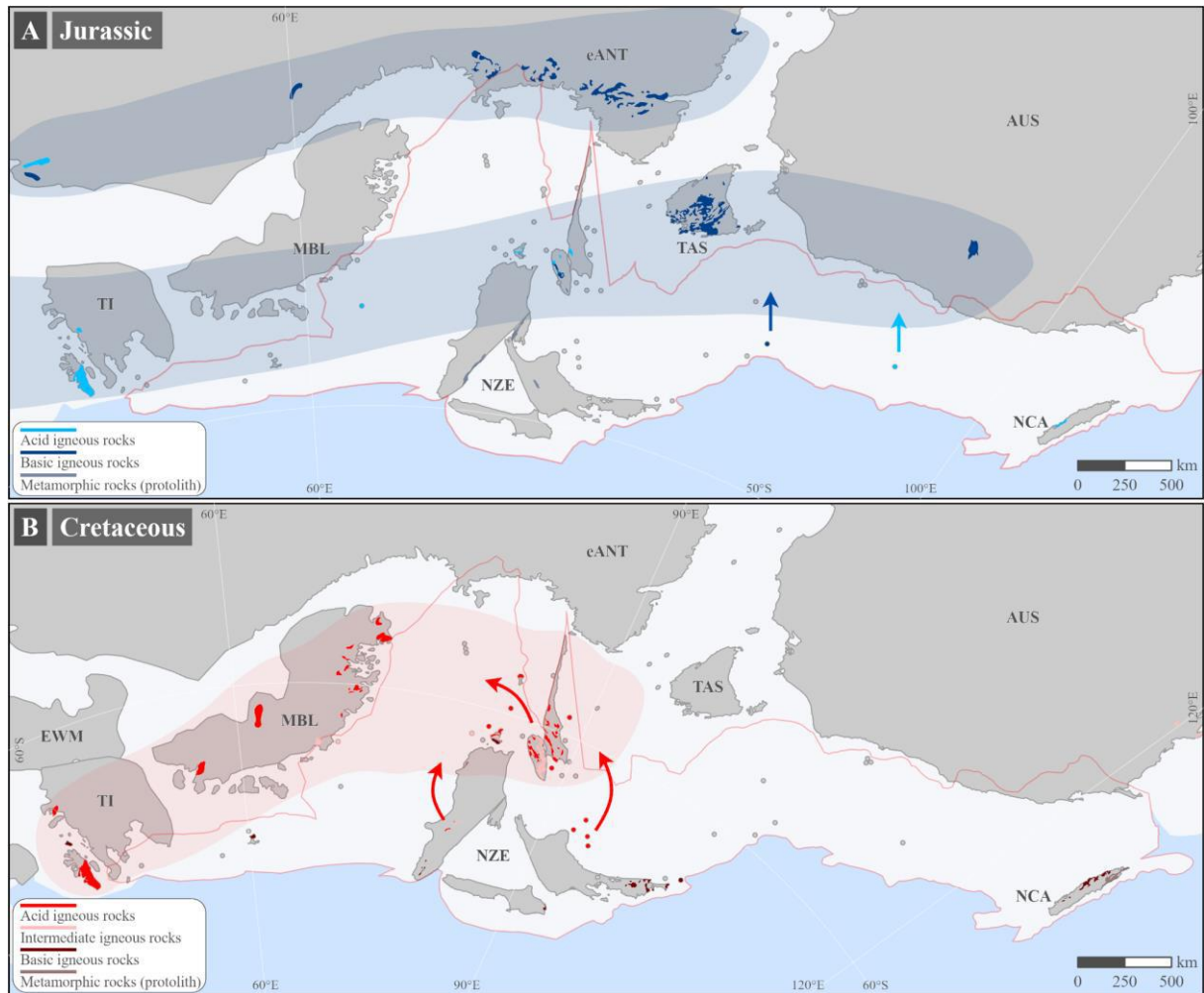


Figure 11. Paleogeological snapshot of the kinematic reconstruction of the (A) Jurassic (160 Ma) and (B) Cretaceous (115 Ma), for southeastern Gondwana, highlighting the metamorphic and igneous (volcanic and plutonic) geological units, classified in according to the silica content (acid, intermediate and basic), for distinct time intervals. Shaded regions in each map represent the inferred area of the distribution of magmatic units for each interval. Present coastline is represented in dark gray, the light gray regions represent the Gondwana continental crust that is covered today, and the Zealandia COB is simplified and outlined in red. Arrows indicate potential displacements of units for a more coherent correlation. Ellsworth Mountains (EWM) reconstruction adapted from Dalziel *et al.*, 2013. Database from Gondwana Project (IGCP - 628, Schmitt *et al.*, 2023). AUS = Australia; eANT = East Antarctica; MBL = Marie Byrd Land; NCA = New Caledonia; NZE = New Zealand fragments; TAS = Tasmania; TI = Thurston Island.

In our 115 Ma reconstructed map, Cretaceous magmatic units are widespread (Figure 11B), included in the Thurston Island and Marie Byrd Land fragments, as well as in the fragments that compose the main islands of New Zealand. These records are mainly composed of acidic magmas, formed by magmatic events that might be related to the rifting process between Zealandia and Antarctica that started during the Cretaceous (Riefstahl *et al.*, 2020). The fact that these are mostly granites could indicate that this rifting was associated with an accretionary orogen, particularly linked to the Cretaceous pulse registered by the Median Batholith (Schwartz *et al.*, 2017). Despite limited geological records from this period in the Campbell Plateau fragment, other studies utilizing indirect data such as magnetic anomalies

(e.g., Tulloch *et al.*, 2019) suggest that there was intense magmatic accretion during the Cretaceous, which supports our trend of igneous rocks from this age. To the east, in the New Zealand's North Island fragment, there are several boreholes, where we suggest that these crustal records could be located further north to maintain the trend. To the west, we observe a shift in the trend towards the Thurston Island fragment. According to the reconstruction used for the Ellsworth fragment (adapted from Dalziel *et al.*, 2013), it would not be possible to establish a more linear relationship in the magmatism trend. New Caledonia also presents igneous rocks dating back to the Cretaceous, however, they are primarily related to the Poya Terrane, which consists of allochthonous portions of oceanic crust that were obducted during the Late Eocene (e.g., Cluzel *et al.*, 2010).

After the Cretaceous, the separation between the Zealandia crust and Gondwana crust accelerated as the initial oceanic crust began to form. In this way, a portion of the continental mass that constituted the southeastern margin of Gondwana detached, leaving the remaining continental blocks of Gondwana behind and gradually shaping Zealandia. Today, Zealandia is a distinct continental landmass, formed through a series of tectonic events both involving and independent of Antarctica and Australia.

VI. CONCLUSION

The kinematic reconstruction model that we built here is confirmed by the correlation of the geological units from the southeastern Gondwana crust from the Cambrian to Cretaceous. The 160 Ma fit shows a coherent connection between magmatic units of different time slices of the active Gondwana margin evolution. In conclusion, the Zealandia crust was part of the Australian and the Antarctic crust in Gondwana, with a Cambrian-Ordovician basement related to the Ross Orogen. This early Paleozoic crust underwent a series of geological tectonic events, starting with the Devonian-Carboniferous orogeny, the Permian-Triassic orogeny, and at least two rifting processes: one in the Jurassic and another in the Cretaceous. The latter culminated in the separation of Zealandia from Gondwana.

Although Zealandia reconstructive models up to the mid-Upper Cretaceous are generally consistent due to the restoration of the magnetic anomalies mapped in the Tasman Sea and the South Pacific Ocean, achieving an accurate internal configuration among Zealandia's fragments remains challenging. It is particularly important to include the restoration of portions of thinned continental crust and offshore sedimentary basins for a more accurate reconstruction, in order to reproduce intraplate deformation in Zealandia. However, our pre-

Cretaceous model also reveals some inconsistencies that should be considered and reviewed in future studies. The overlaps involving Zealandia, Australia, and Antarctica are still the subject of many debates, and it is necessary to revisit the restoration of the crustal portions in a more detailed reconstructive model. In our model, we would like to emphasize the overlap involving the crustal portions of the Dampier Ridge-Chesterfield Plateau, Wanganella Ridge-West Norfolk Ridge, and Southern Zealandia-Marie Byrd Land. All these elements are critical for improvement in Zealandia's reconstruction.

A fundamental process in reconstruction studies is crustal fragment and their limits delineation, as it significantly impacts the accuracy of the final result, particularly in models aimed at preserving geological visualization on a small-scale map, as presented in the Gondwana Project. In the context of this research, the most effective configuration comprises a total of 14 plates, selected after exploring various fragment configurations. It is imperative that the reconstruction respects the boundaries of each plate while considering the geological characteristics of each domain. In addition, we understand that our work can serve as a foundational framework for various approaches considering crustal deformation to enhance reconstruction models, especially when there is correspondence and alignment between them, indicating consistent outcomes across diverse methodologies.

The significance of relying on a robust and comprehensive database, exemplified by the Gondwana Project, cannot be overstated. This project compiles a vast array of crucial geological, tectonic, and structural information. The dataset enables the visualization of the continuity of magmatism throughout the Gondwana evolution and facilitates important interpretations for a deeper understanding of Gondwana landmasses. Additionally, other analyses can be extended to future work by including more details to the evolution of the Gondwanides arcs and discussing the geotectonics of the continental margin of East Gondwana.

ACKNOWLEDGEMENTS

This paper is a contribution to the IGCP-628 'The Gondwana Geological Map and the Tectonic Evolution of Gondwana'. The GIS database from the Gondwana Digital Center of Geoprocessing (GDCG) at UFRJ was built up through the Gondwana Project, a cooperation between Petrobras/CENPES and UFRJ.

REFERENCES

The references are omitted and incorporated into the reference section of the bachelor's thesis.

5. SÍNTESE DAS DISCUSSÕES

A Zelândia possui diversos estudos e pesquisas de reconstrução que avançam até aproximadamente 83-100 Ma (por exemplo, Van de Lagemaat *et al.*, 2018; Stroger *et al.*, 2023). De forma geral, esses modelos de reconstrução compartilham pontos em comum nos resultados durante esse intervalo de tempo, devido à utilização das anomalias magnéticas reconhecidas na área utilizadas como método de reconstrução. O modelo proposto neste trabalho segue este método de reconstrução até 83 Ma (idade da última isócrona compilada por Muller *et al.*, 2016); no entanto, recua no passado geológico, incorporando a desconstrução das bacias do tipo rifte formadas no período extensional durante o Cretáceo-Cenozoico.

Essa abordagem busca restaurar, ainda que parcialmente, a deformação intracontinental sofrida pela Zelândia. Conforme mencionado anteriormente, a delimitação dos fragmentos continentais não inclui as porções de crosta afinada de Collot *et al.* (2012). Dessa forma, ao aproximar os fragmentos crustais, essas regiões afinadas são removidas. Isso é justificado porque, mesmo seguindo a interpretação de Collot *et al.* (2012), a análise de outros mapas de espessura do embasamento crustal (Figura 13), como apresentado em Grobys *et al.* (2008) e Kusznir *et al.* (2020), revela que os fragmentos crustais delimitados apresentam assinaturas gravimétricas de crosta afinada. Além disso, em alguns casos, a espessura original da crosta de um fragmento pode ser mascarada pelo espessamento resultante da acreção magmática e de processos tectônicos do Cretáceo ao Cenozoico (Daczko e Halpin, 2009; Scott *et al.*, 2011), como registrado pela cadeia de montanhas marinhas de Lord Howe (Seton *et al.*, 2019). Consequentemente, essas assinaturas de crosta continental mais espessa são desconsideradas.

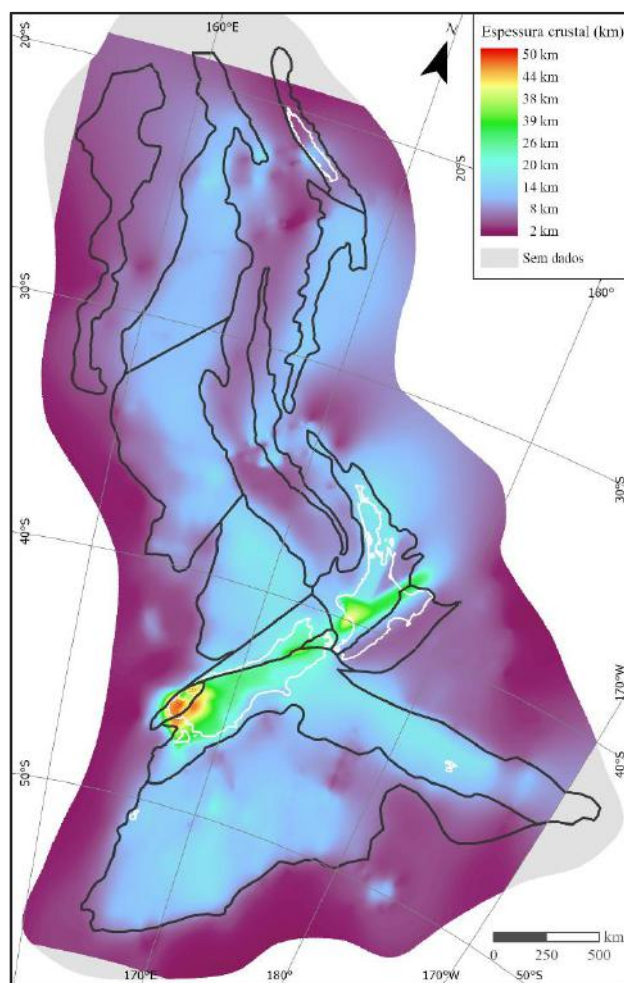


Figura 13. Mapa da espessura crustal da Zelândia, baseado nos dados suplementares de Grobys *et al.* (2008). Limites da crosta continental em contorno preto e limites da linha de costa em contorno branco. Fonte: autor.

Como não há registro de anomalias magnéticas anteriores a 83 Ma, devido à Zona Magnética Quieta do Cretáceo e ao fechamento de quase toda a crosta oceânica na área, os critérios de reconstrução basearam-se principalmente na correlação geológica de exposições atuais, de testemunhos e dragagens, e na quantificação da sobreposição dos fragmentos continentais. Ao trabalhar com um modelo de placas rígidas, que não incorpora modificações nos formatos dos fragmentos, a sobreposição e as lacunas (*gaps*) são um recurso necessário para representar as deformações não-rígidas sofridas pelos fragmentos, as quais não são eliminadas durante esse método de reconstrução. Dessa forma, embora as porções de crosta afinada (Collot *et al.*, 2012) tenham sido excluídas dos fragmentos continentais para minimizar uma deformação significativa, os próprios fragmentos de crosta continental delimitados também foram deformados e afinados durante a ruptura do Gondwana (Gallais *et al.*, 2019), ainda que em menor grau em comparação com as porções excluídas.

De forma geral, as sobreposições e lacunas podem ser justificadas caso a caso, dependendo de variáveis como hiper-estiramento (por exemplo, fragmento da Dorsal Dampier

- PlateID 513), adição magmática (por exemplo, Planalto Campbell - PlateID 506) e deformação no formato do fragmento (por exemplo, Oeste da Ilha do Sul - PlateID 502). Além disso, a reconstrução apresenta regiões que podem ser interpretadas como lacunas no modelo ou como porções que não estão mais presentes na distribuição atual da crosta, tendo sido alteradas ou consumidas em processos dinâmicos durante a evolução tectônica da Zelândia. Se consideradas como lacunas, a redistribuição homogênea dessas áreas ameniza o impacto das sobreposições continentais no modelo reconstrutivo.

A fim de validar a reconstrução cinemática proposta para Zelândia como parte da margem sudeste do Gondwana, o conjunto de dados geológicos do Projeto Gondwana foi utilizado como base para observar a continuidade e o alinhamento de litologias semelhantes em diferentes períodos. Dessa forma, foram destacadas as unidades magmáticas, diferenciadas por assinatura química, no caso conteúdo de sílica (básico, intermediário, ácido e bimodal), e os protólitos das unidades metamórficas dos fragmentos crustais da Zelândia, Antártida e Austrália para os intervalos: Cambriano-Ordoviciano, Devoniano-Carbonífero, Permiano-Triássico, Jurássico e Cretáceo. Acrescentando essas evidências geológicas, pode-se testar o modelo cinemático proposto, contribuindo para avaliar a consistência da metodologia aplicada e, principalmente, a investigação da evolução tectônica do sudeste do Gondwana durante o Fanerozoico.

As unidades geológicas do mesmo intervalo temporal atuam como pontos de referência (*piercing points*) para correlação entre os blocos continentais vizinhos da margem do Gondwana, reestabelecendo as faixas móveis com o registro geológico das orogênias paleozoicas dessa margem. Os principais registros do Cambriano-Ordoviciano (Figura 14A) na Zelândia estão concentrados nos fragmentos da Fiordland (*PlateID* 501) e da Ilha Sul Ocidental (*PlateID* 502), que atualmente compõem parte da ilha sul da Nova Zelândia e foram submetidos à deformação dúctil relacionada à Falha Alpina (King, 2000; Wood e Stagpoole, 2007; Mortimer *et al.*, 2014). A distribuição dos registros desse intervalo ao longo dos outros blocos continentais da margem do Gondwana revela uma possível conexão do fragmento continental da Zelândia com o Orógeno Ross (Stump, 1995; Allibone e Wysoczanski, 2002; Hagen-Peter e Cottle, 2016), que é reconhecido pelas amplas ocorrências localizadas nas Montanhas Transantárticas.

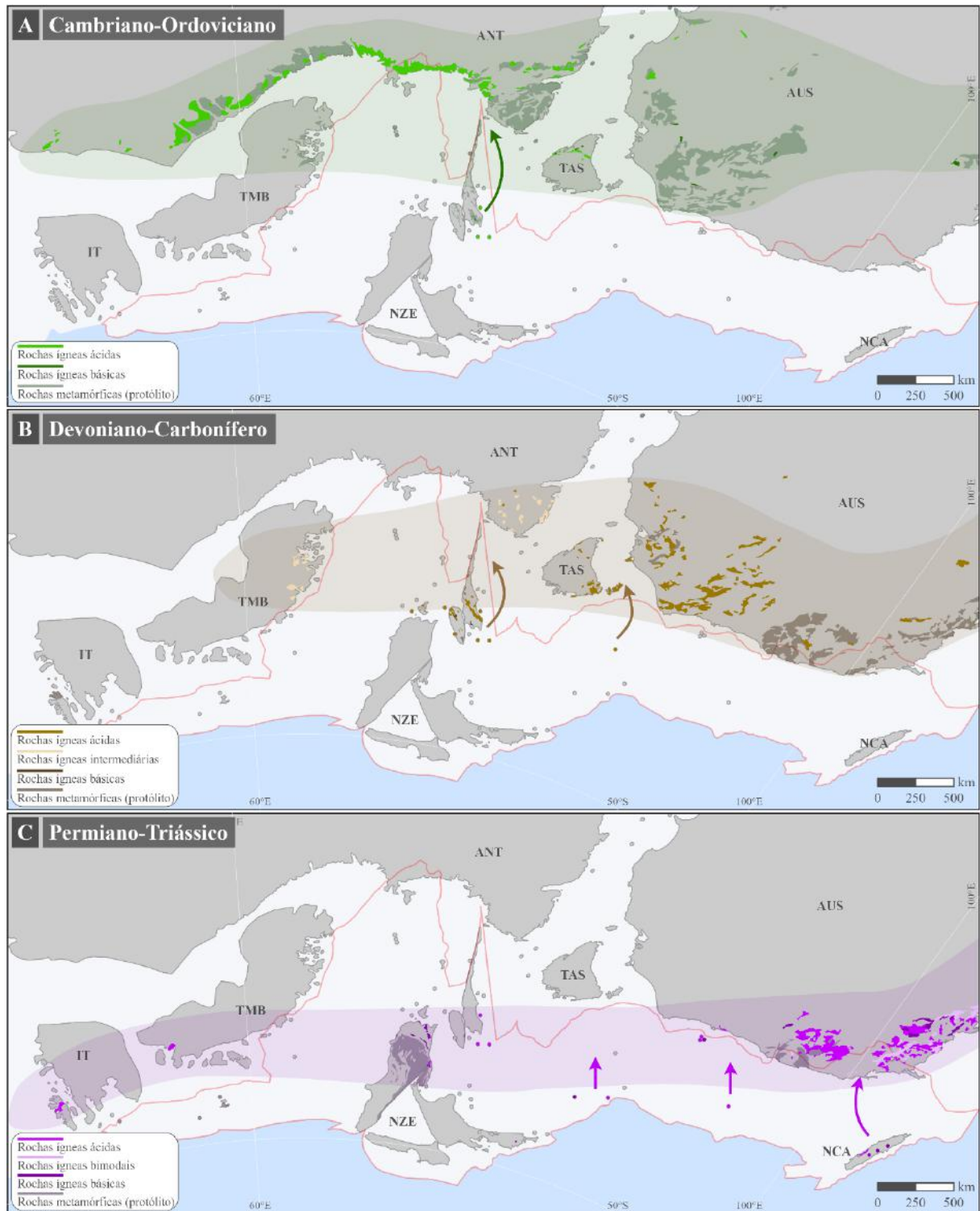


Figura 14. Recorte paleogeológico da reconstrução cinemática do Jurássico Superior (160 Ma), para a paleomargem sudeste do Gondwana, destacando as unidades geológicas metamórficas e ígneas (vulcânicas e plutônicas), sendo as ígneas classificadas de acordo com o conteúdo de sílica (ácido, intermediário, básico e bimodal), e para distintos intervalos de tempo: (A) Cambriano-Ordoviciano; (B) Devoniano-Carbonífero; (C) Permiano-Triássico. As regiões sombreadas em cada mapa representam a área inferida da distribuição das unidades magmáticas para cada intervalo. A linha de costa atual é representada em cinza escuro, as regiões em cinza claro representam a crosta continental do Gondwana e a COB da Zelândia delimitado em vermelho. As setas indicam potenciais deslocamentos das unidades para uma correlação mais coerente. Banco de dados do Projeto Gondwana (IGCP - 628, Schmitt *et al.*, 2023). ANT = Antártida Oriental; AUS = Austrália; IT = Ilha Thurston; NCA = Nova Caledônia; NZE = Zelândia; TAS = Tasmânia; TMB = Terra de Marie Byrd. Fonte: autor.

No Devoniano-Carbonífero (Figura 14B), os principais registros da Zelândia estão localizados nos mesmos fragmentos que predominam as unidades do Cambriano-Ordoviciano, na Ilha Sul da Nova Zelândia. Os registros na paleomargem do Gondwana estendem-se pela Terra de Marie Byrd e pelo sul da Antártida e, também, no sudeste da Austrália, onde são amplamente correlacionados ao Orógeno de Lachlan (Foster e Gray, 2000; Gray e Foster, 2004; Rosenbaum, 2018). No Permiano-Triássico (Figura 14C), as ocorrências geológicas da Zelândia também se estendem pelo fragmento da Ilha Sul Central (*PlateID* 500) e pela Nova Caledônia (*PlateID* 512), além de furos e dragagens ao longo de outros fragmentos da Zelândia Norte. Esses registros apresentam um alinhamento bem definido ao longo da margem do Gondwana, possivelmente relacionados ao Orógeno New England (Rosenbaum, 2018; Jessop *et al.*, 2019), que é descrito pelas ocorrências localizadas no leste da Austrália.

Enquanto os intervalos analisados anteriormente possuem rochas magmáticas com química principalmente ácida, o Jurássico (Figura 14A) apresenta uma mudança significativa na química das rochas, que são predominantemente básicas. Assim, esses registros não são interpretados como parte de uma atividade magmática relacionada à orogênese, mas como uma evidência relacionada à fase inicial do processo de separação no sudeste do Gondwana. São identificados dois alinhamentos principais: um mais interiorano, no sul da Antártica Oriental, relacionado à Província Mágica de Ferrar (LIP; Elliot e Fleming, 2000, 2021); e outro mais próximo a margem do Gondwana, que se estende paralelamente à LIP Ferrar, com registros nos fragmentos crustais da Zelândia e na Tasmânia. Quanto ao Cretáceo (Figura 14B), este apresenta registros principalmente de magmas ácidos, que se estendem pela Ilha Thurston, Terra de Marie Byrd e Zelândia, sobretudo nos fragmentos que compõem as principais ilhas da Nova Zelândia. Esses registros podem estar relacionados ao processo de separação entre a Zelândia e a Antártica, que começou durante o Cretáceo (Riefstahl *et al.*, 2020), ligados ao pulso do Cretáceo registrado pelo Batólito Mediano (Schwartz *et al.*, 2017). Além disso, a área de magmatismo também é interpretada sobre o Planalto Campbell, que sofreu uma intensa acreção magmática durante o Cretáceo (Tulloch *et al.*, 2019).

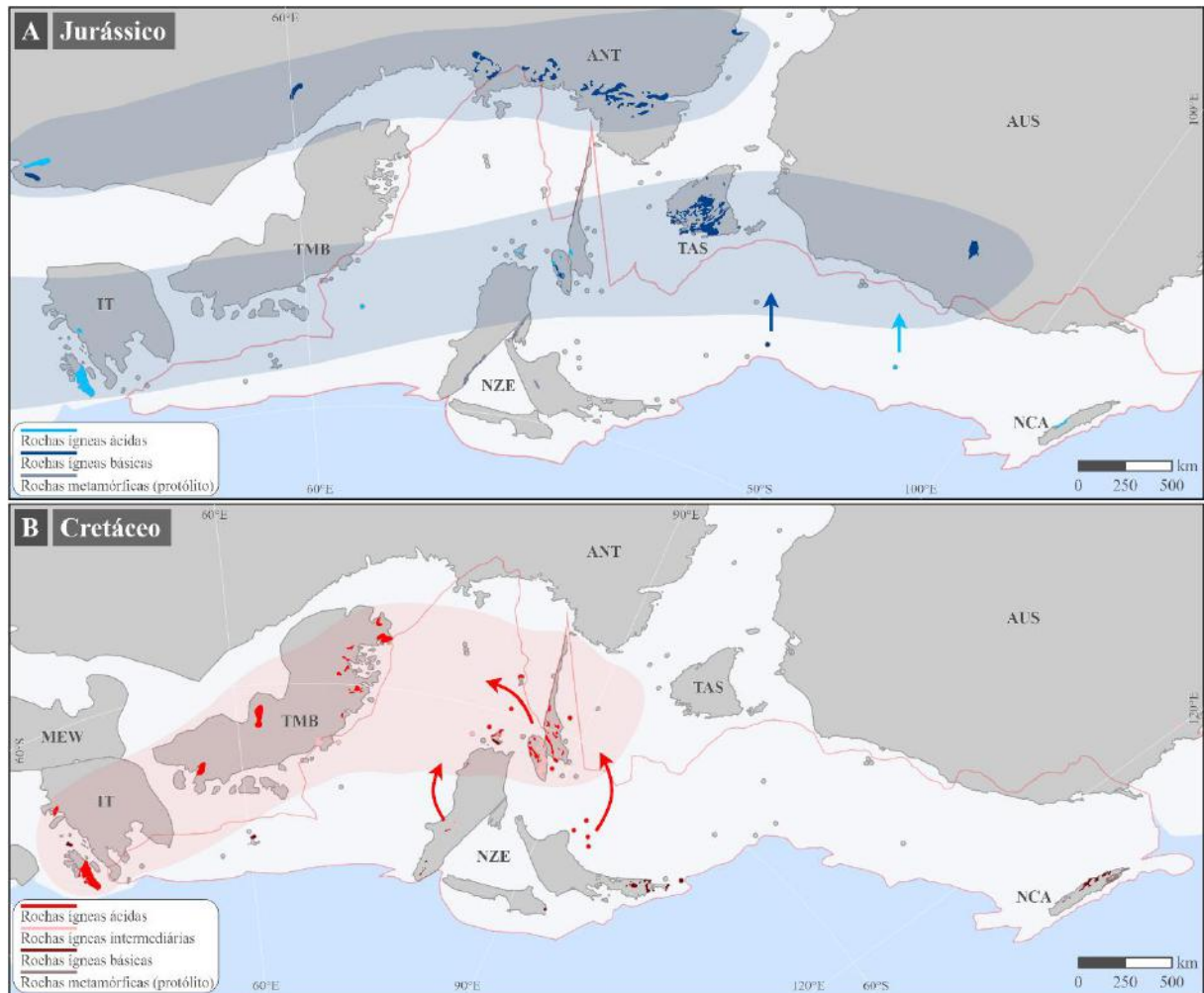


Figura 15. Recorte paleogeológico da reconstrução cinemática do (A) Jurássico (160 Ma) e (B) Cretáceo (115 Ma) para a paleomargem do sudeste do Gondwana, destacando as unidades geológicas metamórficas e ígneas (vulcânicas e plutônicas), sendo as ígneas classificadas de acordo com o conteúdo de sílica (ácido, intermediário e básico), para distintos intervalos de tempo. As regiões sombreadas em cada mapa representam a área inferida da distribuição das unidades magmáticas para cada intervalo. A linha de costa atual é representada em cinza escuro, as regiões em cinza claro representam a crosta continental do Gondwana e a COB da Zelândia delineado em vermelho. As setas indicam potenciais deslocamentos das unidades para uma correlação mais coerente. Reconstrução das Montanhas Ellsworth (MEW) adaptada de Dalziel *et al.* (2013). Banco de dados do Projeto Gondwana (IGCP - 628, Schmitt *et al.*, 2023). ANT = Antártida Oriental; AUS = Austrália; IT = Ilha Thurston; NCA = Nova Caledônia; NZE = Zelândia; TAS = Tasmânia; TMB = Terra de Marie Byrd. Fonte: autor.

6. CONCLUSÃO

A construção de um modelo de reconstrução cinemática é um passo essencial para aprimorar os resultados finais de uma reconstrução de um determinado período geológico. Embora a Zelândia possua modelos de reconstrução geralmente consistentes até o início do Cretáceo Superior, devido à restauração das isócronas mapeadas no Mar da Tasmânia e no Oceano Pacífico Sul, sua reconstrução ainda é amplamente debatida na comunidade científica. O modelo de reconstrução cinemática, juntamente com a metodologia bem estruturada desenvolvida neste trabalho, serve como base para a reconstrução até o período Jurássico (160 Ma). Esta reconstrução também é fundamentada pela correlação das unidades geológicas da crosta da paleomargem do sudeste do Gondwana, desde o Cambriano até o Cretáceo. Este estudo demonstra que a crosta da Zelândia era parte integrante da crosta continental da Austrália e da Antártida durante o Gondwana, com o embasamento mais antigo relacionado ao Orógeno Ross no Cambriano-Ordoviciano. Ao longo do início do Paleozóico, essa crosta passou por diversos eventos tectônicos significativos, incluindo as orogenias do Devoniano-Carbonífero e do Permiano-Triássico, seguidas por processos de rifteamento no Jurássico e no Cretáceo, culminando na separação da Zelândia do leste do Gondwana.

Para este trabalho, foi adotado o modelo de placas rígidas, uma abordagem que não permite trabalhar diretamente com a restauração da crosta continental e a remoção da deformação. Uma forma de repretar essa deformação, amplamente observada na Zelândia, é através da sobreposição dos fragmentos crustais. Essa sobreposição crustal é quantificada e justificada de acordo com os dados geológicos e geofísicos específicos de cada área analisada. Contudo, o modelo pré-Cretáceo ainda revela algumas inconsistências que precisam ser revisadas em estudos futuros. As sobreposições envolvendo Zelândia, Austrália e Antártida ainda são alvos de debates, exigindo uma análise mais detalhada das porções crustais envolvidas.

É importante considerar a revisão das principais sobreposições, que envolvem a Dorsal Dampier e o Planalto Chesterfield, as dorsais Wanganella e Norfolk Oeste, e a Zelândia Sul com a Terra de Marie Byrd. Esses são elementos cruciais para aprimorar a reconstrução da Zelândia apresentada neste trabalho. Apesar de alguns pontos para debate, esta pesquisa pode servir como estrutura para diversas outras abordagens de reconstrução que considerem a deformação, a fim de aprimorar os modelos reconstitutivos propostos para Zelândia.

Por fim, os resultados alcançados neste trabalho só foram possíveis devido à utilização de um banco de dados robusto e abrangente, como o desenvolvido ao longo do Projeto

Gondwana. A vasta quantidade de informações disponíveis permite correlacionar e desenvolver diversas interpretações, proporcionando uma compreensão mais profunda e detalhada dos processos geológicos e tectônicos envolvidos na evolução das massas terrestres do Gondwana.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ADAMS, C. J. "Geochronology of Paleozoic terranes at the Pacific Ocean margin of Zealandia", **Gondwana Research**, v. 13, n. 2, p. 250–258, mar. 2008. DOI: 10.1016/j.gr.2007.07.001.
- ALLIBONE, A. H., JONGENS, R., SCOTT, J. M., *et al.* "Plutonic rocks of the Median Batholith in eastern and central Fiordland, New Zealand: Field relations, geochemistry, correlation, and nomenclature", **New Zealand Journal of Geology and Geophysics**, v. 52, n. 2, p. 101–148, jun. 2009. DOI: 10.1080/00288300909509882.
- ALLIBONE, A., WYSOCZANSKI, R. "Initiation of magmatism during the Cambrian–Ordovician Ross orogeny in southern Victoria Land, Antarctica", **Geological Society of America Bulletin**, v. 114, n. 8, p. 1007–1018, ago. 2002. DOI: 10.1130/0016-7606(2002)114<1007:IOMDTC>2.0.CO;2.
- BACHE, F., MORTIMER, N., SUTHERLAND, R., *et al.* "Seismic stratigraphic record of transition from Mesozoic subduction to continental breakup in the Zealandia sector of eastern Gondwana", **Gondwana Research**, v. 26, n. 3–4, p. 1060–1078, nov. 2014. DOI: 10.1016/j.gr.2013.08.012.
- BARRIER, A., NICOL, A., BROWNE, G. H., *et al.* "Late Cretaceous coeval multi-directional extension in South Zealandia: Implications for eastern Gondwana breakup", **Marine and Petroleum Geology**, v. 118, p. 104383, ago. 2020. DOI: 10.1016/j.marpetgeo.2020.104383.
- BILLEN, M. I., GURNIS, M., SIMONS, M. "Multiscale dynamics of the Tonga-Kermadec subduction zone", **Geophysical Journal International**, v. 153, n. 2, p. 359–388, maio 2003. DOI: 10.1046/j.1365-246X.2003.01915.x.
- BOSTON, B., NAKAMURA, Y., GALLAIS, F., *et al.* "Delayed Subsidence After Rifting and a Record of Breakup for Northwestern Zealandia", **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 124, n. 3, p. 3057–3072, mar. 2019. DOI: 10.1029/2018JB016799.
- BOYDEN, J. A., MÜLLER, R. D., GURNIS, M., *et al.*, "Next-generation plate-tectonic reconstructions using GPlates". In: KELLER, G. R., BARU, C. (Org.), **Geoinformatics**, 1. ed. [S.l.], Cambridge University Press, 2011. p. 95–114. DOI: 10.1017/CBO9780511976308.008.
- BULLARD, E., EVERETT, J., SMITH, A. "The fit of the continents around the Atlantic", **Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences**, v. 258, n. 1088, p. 41–51, 28 out. 1965. DOI: 10.1098/rsta.1965.0020.
- CAMPBELL, H., MORTIMER, N. **Zealandia: our continent revealed**. Rosedale, Auckland, New Zealand, Penguin, 2014.
- CAMPBELL, M. J., HOY, D., ROSENBAUM, G., *et al.* "The Onset of Gondwanide Orogeny in Eastern Australia: Insight From the Provenance of Syn-Orogenic Strata in the New England Orogen (Australia)", **Tectonics**, v. 41, n. 2, p. e2021TC006940, fev. 2022. DOI: 10.1029/2021TC006940.

CAMPBELL, M. J., ROSENBAUM, G., ALLEN, C. M., *et al.* "Continental Crustal Growth Processes Revealed by Detrital Zircon Petrochronology: Insights From Zealandia", **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 125, n. 8, p. e2019JB019075, ago. 2020. DOI: 10.1029/2019JB019075.

CARTER, R. M., NORRIS, R. J. "Cainozoic history of southern New Zealand: An accord between geological observations and plate-tectonic predictions", **Earth and Planetary Science Letters**, v. 31, n. 1, p. 85–94, jun. 1976. DOI: 10.1016/0012-821X(76)90099-6.

CAWOOD, P. A., MARTIN, E. L., MURPHY, J. B., *et al.* "Gondwana's interlinked peripheral orogens", **Earth and Planetary Science Letters**, v. 568, p. 117057, ago. 2021. DOI: 10.1016/j.epsl.2021.117057.

CLUZEL, D., ADAMS, C. J., MEFFRE, S., *et al.* "Discovery of Early Cretaceous Rocks in New Caledonia: New Geochemical and U-Pb Zircon Age Constraints on the Transition from Subduction to Marginal Breakup in the Southwest Pacific", **The Journal of Geology**, v. 118, n. 4, p. 381–397, jul. 2010. DOI: 10.1086/652779.

COGLEY, J. G. "Continental margins and the extent and number of the continents", **Reviews of Geophysics**, v. 22, n. 2, p. 101–122, maio 1984. DOI: 10.1029/RG022i002p00101.

COLLOT, J., HERZER, R., LAFOY, Y., *et al.* "Mesozoic history of the Fairway-Aotea Basin: Implications for the early stages of Gondwana fragmentation", **Geochemistry, Geophysics, Geosystems**, v. 10, n. 12, p. 2009GC002612, dez. 2009. DOI: 10.1029/2009GC002612.

COLLOT, Julien, GELI, L., LAFOY, Y., *et al.* "Tectonic history of northern New Caledonia Basin from deep offshore seismic reflection: Relation to late Eocene obduction in New Caledonia, southwest Pacific", **Tectonics**, v. 27, n. 6, p. 2008TC002263, dez. 2008. DOI: 10.1029/2008TC002263.

COLLOT, Julien, VENDÉ-LECLERC, M., ROUILLARD, P., *et al.* "Map helps unravel complexities of the southwestern Pacific Ocean", **Eos, Transactions American Geophysical Union**, v. 93, n. 1, p. 1–2, 3 jan. 2012. DOI: 10.1029/2012EO010001.

COLLOT, J.-Y., LAMARCHE, G., WOOD, R. A., *et al.* "Morphostructure of an incipient subduction zone along a transform plate boundary: Puysegur Ridge and Trench", **Geology**, v. 23, n. 6, p. 519, 1995. DOI: 10.1130/0091-7613(1995)023<0519:MOAISZ>2.3.CO;2.

COX, A., HART, R. B. **Plate tectonics: how it works**. Palo Alto, Blackwell Scientific Publications, 1986.

COX, A., HART, R. B. **Plate tectonics: how it works**. Nachdr. ed. Cambridge, Mass., Blackwell Science, 2000.

DACZKO, N. R., HALPIN, J. A. "Evidence for melt migration enhancing recrystallization of metastable assemblages in mafic lower crust, Fiordland, New Zealand", **Journal of Metamorphic Geology**, v. 27, n. 2, p. 167–185, fev. 2009. DOI: 10.1111/j.1525-1314.2009.00811.x.

DALZIEL, I. W. D., ELLIOT, D. H. "West Antarctica: Problem child of Gondwanaland", **Tectonics**, v. 1, n. 1, p. 3–19, fev. 1982. DOI: 10.1029/TC001i001p00003.

DALZIEL, I. W. D., LAWVER, L. A., NORTON, I. O., *et al.* "The Scotia Arc: Genesis, Evolution, Global Significance", **Annual Review of Earth and Planetary Sciences**, v. 41, n. 1, p. 767–793, 30 maio 2013. DOI: 10.1146/annurev-earth-050212-124155.

DAVY, B., HOERNLE, K., WERNER, R. "Hikurangi Plateau: Crustal structure, rifted formation, and Gondwana subduction history", **Geochemistry, Geophysics, Geosystems**, v. 9, n. 7, p. 2007GC001855, jul. 2008. DOI: 10.1029/2007GC001855.

DE WIT, M., JEFFERY, M., BERGH, H., *et al.* **Geological map of sectors of Gondwana reconstructed to their disposition 150 Ma**, 1988.

DU TOIT, A. L. **Our Wandering Continents: An Hypothesis of Continental Drifting**. [S.l.], Oliver and Boyd, 1937.

EADE, J. V., "The Norfolk Ridge System and Its Margins". In: NAIRN, A. E. M., STEHLI, F. G., UYEDA, S. (Org.), **The Ocean Basins and Margins**, Boston, MA, Springer US, 1988. p. 303–324. DOI: 10.1007/978-1-4615-8041-6_7.

EAGLES, G., KÖNIG, M. "A model of plate kinematics in Gondwana breakup", **Geophysical Journal International**, v. 173, n. 2, p. 703–717, maio 2008. DOI: 10.1111/j.1365-246X.2008.03753.x.

EAGLES, G., PÉREZ-DÍAZ, L., SCARSELLI, N. "Getting over continent ocean boundaries", **Earth-Science Reviews**, v. 151, p. 244–265, dez. 2015. DOI: 10.1016/j.earscirev.2015.10.009.

EDBROOKE, S. W., FORSYTH, P. J., HERON, D. W., *et al.* **Geological map of New Zealand 1:1 000 000: digital vector data 2014**. Lower Hutt, New Zealand, GNS Science, 2014.

ELLIOT, David H. "The geological and tectonic evolution of the Transantarctic Mountains: a review", **Geological Society, London, Special Publications**, v. 381, n. 1, p. 7–35, jan. 2013. DOI: 10.1144/SP381.14.

ELLIOT, David H., FLEMING, Thomas. H. "Chapter 2.1b Ferrar Large Igneous Province: petrology", **Geological Society, London, Memoirs**, v. 55, n. 1, p. 93–119, jan. 2021. DOI: 10.1144/M55-2018-39.

ELLIOT, D.H., FLEMING, T. H. "Weddell triple junction: The principal focus of Ferrar and Karoo magmatism during initial breakup of Gondwana", **Geology**, v. 28, n. 6, p. 539, 2000. DOI: 10.1130/0091-7613(2000)28<539:WTJTPF>2.0.CO;2.

EXON, N. F., BERRY, R. F., CRAWFORD, A. J., *et al.* "Geological evolution of the East Tasman Plateau, a continental fragment southeast of Tasmania", **Australian Journal of Earth Sciences**, v. 44, n. 5, p. 597–608, out. 1997. DOI: 10.1080/08120099708728339.

FERGUSON, C. L. "Plate-driven extension and convergence along the East Gondwana active margin: Late Silurian–Middle Devonian tectonics of the Lachlan Fold Belt,

southeastern Australia", **Australian Journal of Earth Sciences**, v. 57, n. 5, p. 627–649, jul. 2010. DOI: 10.1080/08120099.2010.494767.

FIORETTI, A. M., LANZA, R. "Preliminary palaeomagnetic results from the Devonian-Carboniferous Admiralty intrusives (Northern Victoria Land, Antarctica)", **PANGAEA**. v. 7, n. 5, p. 657–664, 2000. .

FOSTER, D. A., GRAY, D. R. "Evolution and Structure of the Lachlan Fold Belt (Orogen) of Eastern Australia", **Annual Review of Earth and Planetary Sciences**, v. 28, n. 1, p. 47–80, maio 2000. DOI: 10.1146/annurev.earth.28.1.47.

FURLONG, K. P., KAMP, P. J. J. "The lithospheric geodynamics of plate boundary transpression in New Zealand: Initiating and emplacing subduction along the Hikurangi margin, and the tectonic evolution of the Alpine Fault system", **Tectonophysics**, v. 474, n. 3–4, p. 449–462, set. 2009. DOI: 10.1016/j.tecto.2009.04.023.

GAINA, C., MÜLLER, R. D., BROWN, B. J., *et al.*, "Microcontinent formation around Australia". In: HILLIS, R. R., MÜLLER, R. D., **Evolution and Dynamics of the Australian Plate**, [S.l.], Geological Society of America, 2003. DOI: 10.1130/0-8137-2372-8.405.

GAINA, C., MÜLLER, R. D., ROEST, W. R., *et al.* "The Opening of the Tasman Sea: A Gravity Anomaly Animation", **Earth Interactions**, v. 2, n. 4, p. 1–23, jan. 1998. DOI: 10.1175/1087-3562(1998)002<0001:TOOTTS>2.3.CO;2.

GAINA, Carmen, MÜLLER, D. R., ROYER, J., *et al.* "The tectonic history of the Tasman Sea: A puzzle with 13 pieces", **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 103, n. B6, p. 12413–12433, 10 jun. 1998. DOI: 10.1029/98JB00386.

GALLAIS, F., FUJIE, G., BOSTON, B., *et al.* "Crustal Structure Across the Lord Howe Rise, Northern Zealandia, and Rifting of the Eastern Gondwana Margin", **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 124, n. 3, p. 3036–3056, mar. 2019. DOI: 10.1029/2018JB016798.

GEBCO BATHYMETRIC COMPILATION GROUP 2023. **The GEBCO_2023 Grid - a continuous terrain model of the global oceans and land**. . [S.l.], NERC EDS British Oceanographic Data Centre NOC.

GEE, J. S., KENT, D. V., "Source of Oceanic Magnetic Anomalies and the Geomagnetic Polarity Timescale". **Treatise on Geophysics**, [S.l.], Elsevier, 2007. p. 455–507. DOI: 10.1016/B978-044452748-6.00097-3.

GHISSETTI, F., SIBSON, R. H., HAMLING, I. "Deformed Neogene basins, active faulting and topography in Westland: Distributed crustal mobility west of the Alpine Fault transpressive plate boundary (South Island, New Zealand)", **Tectonophysics**, v. 693, p. 340–362, dez. 2016. DOI: 10.1016/j.tecto.2016.03.024.

GIBSON, G. M., MORSE, M. P., IRELAND, T. R., *et al.* "Arc–continent collision and orogenesis in western Tasmanides: Insights from reactivated basement structures and formation of an ocean–continent transform boundary off western Tasmania", **Gondwana Research**, v. 19, n. 3, p. 608–627, abr. 2011. DOI: 10.1016/j.gr.2010.11.020.

GOMES, I. V., SCHMITT, R. D. S., ROSENBAUM, G., *et al.* "The Triple Orogenic Junction of Central Gondwana", submitted.

GRAHAM, I. J. (Org.). **A continent on the move: New Zealand geoscience revealed / chief editor, Ian J Graham**. Second edition ed. Wellington, New Zealand, The Geoscience Society of New Zealand in association with GNS Science, 2015. (GSNZ miscellaneous publication, 141).

GROBYS, J. W. G., GOHL, K., EAGLES, G. "Quantitative tectonic reconstructions of Zealandia based on crustal thickness estimates", **Geochemistry, Geophysics, Geosystems**, v. 9, n. 1, p. 2007GC001691, jan. 2008. DOI: 10.1029/2007GC001691.

GURNIS, M., VAN AVENDONK, H., GULICK, S. P. S., *et al.* "Incipient subduction at the contact with stretched continental crust: The Puysegur Trench", **Earth and Planetary Science Letters**, v. 520, p. 212–219, ago. 2019. DOI: 10.1016/j.epsl.2019.05.044.

HAGEN-PETER, G., COTTLE, J. M. "Synchronous alkaline and subalkaline magmatism during the late Neoproterozoic–early Paleozoic Ross orogeny, Antarctica: Insights into magmatic sources and processes within a continental arc", **Lithos**, v. 262, p. 677–698, out. 2016. DOI: 10.1016/j.lithos.2016.07.032.

HAYES, R. C. "Seismic waves and crustal structure in the New Zealand region: New Zealand Journal of Science and Technology", v. 17, p. 519–528, 1935.

HECTOR, J. "Note on the geology of the outlying islands of New Zealand: Transactions and Proceedings of the Royal Society of New Zealand", v. 28, p. 736–738, 1895. .

HERZER, R. H., BARKER, D. H. N., ROEST, W. R., *et al.* "Oligocene-Miocene spreading history of the northern South Fiji Basin and implications for the evolution of the New Zealand plate boundary: BACK-ARC SPREADING SOUTH FIJI BASIN", **Geochemistry, Geophysics, Geosystems**, v. 12, n. 2, p. n/a-n/a, fev. 2011. DOI: 10.1029/2010GC003291.

HESS, H. H., "History of Ocean Basins". In: ENGEL, A. E. J., JAMES, H. L., LEONARD, B. F. (Org.), **Petrologic Studies**, USA, Geological Society of America, 1962. p. 599–620. DOI: 10.1130/Petrologic.1962.599.

HILL, P. J., EXON, N. F., "Tectonics and basin development of the offshore Tasmanian area incorporating results from deep ocean drilling". In: EXON, NEVILLE F., KENNETT, J. P., MALONE, M. J. (Org.), **Geophysical Monograph Series**, Washington, D. C., American Geophysical Union, 2004. v. 151. p. 19–42. DOI: 10.1029/151GM03.

HINES, B. R., SEEBECK, H., CRAMPTON, J. S., *et al.* "Reconstructing a dismembered Neogene basin along the active Hikurangi subduction margin, New Zealand", **GSA Bulletin**, v. 135, n. 3–4, p. 1009–1033, 1 mar. 2023. DOI: 10.1130/B36308.1.

HOY, D., ROSENBAUM, G. "Episodic behavior of Gondwanide deformation in eastern Australia: Insights from the Gympie Terrane", **Tectonics**, v. 36, n. 8, p. 1497–1520, ago. 2017. DOI: 10.1002/2017TC004491.

JACOB, J., SCOTT, J. M., TURNBULL, R. E., *et al.* "High- to ultrahigh-temperature metamorphism in the lower crust: An example resulting from Hikurangi Plateau collision and

slab rollback in New Zealand", **Journal of Metamorphic Geology**, v. 35, n. 8, p. 831–853, out. 2017. DOI: 10.1111/jmg.12257.

JESSOP, K., DACZKO, N. R., PIAZOLO, S. "Tectonic cycles of the New England Orogen, eastern Australia: A Review", **Australian Journal of Earth Sciences**, v. 66, n. 4, p. 459–496, 19 maio 2019. DOI: 10.1080/08120099.2018.1548378.

JONGENS, R. "Structure of the Buller and Takaka Terrane rocks adjacent to the Anatoki Fault, northwest Nelson, New Zealand", **New Zealand Journal of Geology and Geophysics**, v. 49, n. 4, p. 443–461, dez. 2006. DOI: 10.1080/00288306.2006.9515180.

JONGSMA, D., MUTTER, J. C. "Non-axial breaching of a rift valley: Evidence from the Lord Howe Rise and the southeastern Australian margin", **Earth and Planetary Science Letters**, v. 39, n. 2, p. 226–234, abr. 1978. DOI: 10.1016/0012-821X(78)90198-X.

JORDAN, T. A., RILEY, T. R., SIDDOWNAY, C. S. "The geological history and evolution of West Antarctica", **Nature Reviews Earth & Environment**, v. 1, n. 2, p. 117–133, 27 jan. 2020. DOI: 10.1038/s43017-019-0013-6.

KAMP, P. J. J. "The mid-Cenozoic Challenger Rift System of western New Zealand and its implications for the age of Alpine fault inception", **Geological Society of America Bulletin**, v. 97, n. 3, p. 255, 1986. DOI: 10.1130/0016-7606(1986)97<255:TMCRSO>2.0.CO;2.

KING, P. R. "Tectonic reconstructions of New Zealand: 40 Ma to the Present", **New Zealand Journal of Geology and Geophysics**, v. 43, n. 4, p. 611–638, dez. 2000. DOI: 10.1080/00288306.2000.9514913.

KNELLER, E. A., JOHNSON, C. A., KARNER, G. D., *et al.* "Inverse methods for modeling non-rigid plate kinematics: Application to mesozoic plate reconstructions of the Central Atlantic", **Computers & Geosciences**, v. 49, p. 217–230, dez. 2012. DOI: 10.1016/j.cageo.2012.06.019.

KÖNIG, M., JOKAT, W. "Advanced insights into magmatism and volcanism of the Mozambique Ridge and Mozambique Basin in the view of new potential field data", **Geophysical Journal International**, v. 180, n. 1, p. 158–180, jan. 2010. DOI: 10.1111/j.1365-246X.2009.04433.x.

KONO, M., "Geomagnetism in Perspective". **Treatise on Geophysics**, [S.l.], Elsevier, 2007. p. 1–31. DOI: 10.1016/B978-044452748-6.00086-9.

KUSZNIR, N. J., ROBERTS, A. M., ALVEY, A. D. "Crustal structure of the conjugate Equatorial Atlantic Margins, derived by gravity anomaly inversion", **Geological Society, London, Special Publications**, v. 476, n. 1, p. 83–107, jan. 2020. DOI: 10.1144/SP476.5.

LAMB, S. "Cenozoic tectonic evolution of the New Zealand plate-boundary zone: A paleomagnetic perspective", **Tectonophysics**, v. 509, n. 3–4, p. 135–164, ago. 2011. DOI: 10.1016/j.tecto.2011.06.005.

LEBRUN, J., LAMARCHE, G., COLLOT, J., *et al.* "Abrupt strike-slip fault to subduction transition: The Alpine Fault-Puysegur Trench connection, New Zealand", **Tectonics**, v. 19, n. 4, p. 688–706, ago. 2000. DOI: 10.1029/2000TC900008.

LOWRIE, W. **Fundamentals of geophysics**. 2nd ed ed. Cambridge, Cambridge University Press, 2007.

LUYENDYK, B. P. "Hypothesis for Cretaceous rifting of east Gondwana caused by subducted slab capture", **Geology**, v. 23, n. 4, p. 373, 1995. DOI: 10.1130/0091-7613(1995)023<0373:HFCROE>2.3.CO;2.

MARKS, K. M., TIKKU, A. A. "Cretaceous reconstructions of East Antarctica, Africa and Madagascar", **Earth and Planetary Science Letters**, v. 186, n. 3–4, p. 479–495, abr. 2001. DOI: 10.1016/S0012-821X(01)00262-X.

MATTHEWS, K. J., MÜLLER, R. D., WESSEL, P., *et al.* "The tectonic fabric of the ocean basins", **Journal of Geophysical Research**, v. 116, n. B12, p. B12109, 24 dez. 2011. DOI: 10.1029/2011JB008413.

MATTHEWS, K. J., WILLIAMS, S. E., WHITTAKER, J. M., *et al.* "Geologic and kinematic constraints on Late Cretaceous to mid Eocene plate boundaries in the southwest Pacific", **Earth-Science Reviews**, v. 140, p. 72–107, jan. 2015. DOI: 10.1016/j.earscirev.2014.10.008.

MAURIZOT, P., CLUZEL, D., MEFFRE, S., *et al.* "Chapter 3 Pre-Late Cretaceous basement terranes of the Gondwana active margin of New Caledonia", **Geological Society, London, Memoirs**, v. 51, n. 1, p. 27–52, jan. 2020. DOI: 10.1144/M51-2016-11.

MCDOUGALL, I., MABOKO, M. A. H., SYMONDS, P. A., *et al.* "Dampier Ridge, Tasman Sea, as a stranded continental fragment*", **Australian Journal of Earth Sciences**, v. 41, n. 5, p. 395–406, out. 1994. DOI: 10.1080/08120099408728150.

MICHAUX, B. "Reciprocity between biology and geology: Reconstructing polar Gondwana", **Gondwana Research**, v. 16, n. 3–4, p. 655–668, dez. 2009. DOI: 10.1016/j.gr.2009.06.002.

MILANI, E. J., DE WIT, M. J. "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", **Geological Society, London, Special Publications**, v. 294, n. 1, p. 319–342, jan. 2008. DOI: 10.1144/SP294.17.

MOORE, D. H., BETTS, P. G., HALL, M. "Constraining the VanDieland microcontinent at the edge of East Gondwana, Australia", **Tectonophysics**, v. 687, p. 158–179, set. 2016. DOI: 10.1016/j.tecto.2016.09.009.

MOORE, D. H., BETTS, P. G., HALL, M. "Fragmented Tasmania: the transition from Rodinia to Gondwana", **Australian Journal of Earth Sciences**, v. 62, n. 1, p. 1–35, 2 jan. 2015. DOI: 10.1080/08120099.2014.966757.

MORESI, L., BETTS, P. G., MILLER, M. S., *et al.* "Dynamics of continental accretion", **Nature**, v. 508, n. 7495, p. 245–248, abr. 2014. DOI: 10.1038/nature13033.

MORTIMER, N. "New Zealand's Geological Foundations", **Gondwana Research**, v. 7, n. 1, p. 261–272, jan. 2004. DOI: 10.1016/S1342-937X(05)70324-5.

- MORTIMER, N., HERZER, R. H., GANS, P. B., *et al.* "Basement geology from Three Kings Ridge to West Norfolk Ridge, southwest Pacific Ocean: evidence from petrology, geochemistry and isotopic dating of dredge samples", **Marine Geology**, v. 148, n. 3–4, p. 135–162, jul. 1998. DOI: 10.1016/S0025-3227(98)00007-3.
- MORTIMER, N., HOERNLE, K., HAUFF, F., *et al.* "New constraints on the age and evolution of the Wishbone Ridge, southwest Pacific Cretaceous microplates, and Zealandia–West Antarctica breakup", **Geology**, v. 34, n. 3, p. 185, 2006. DOI: 10.1130/G22168.1.
- MORTIMER, N., RATTENBURY, M., KING, P., *et al.* "High-level stratigraphic scheme for New Zealand rocks", **New Zealand Journal of Geology and Geophysics**, v. 57, n. 4, p. 402–419, 2 out. 2014. DOI: 10.1080/00288306.2014.946062.
- MORTIMER, N., TULLOCH, A. J., SPARK, R. N., *et al.* "Overview of the Median Batholith, New Zealand: a new interpretation of the geology of the Median Tectonic Zone and adjacent rocks", **Journal of African Earth Sciences**, v. 29, n. 1, p. 257–268, jul. 1999. DOI: 10.1016/S0899-5362(99)00095-0.
- MORTIMER, Nick, CAMPBELL, H. J., MOERHUIS, N. "Chatham Schist", **New Zealand Journal of Geology and Geophysics**, v. 63, n. 2, p. 237–249, 2 abr. 2020. DOI: 10.1080/00288306.2019.1662817.
- MORTIMER, Nick, CAMPBELL, H. J., TULLOCH, A. J., *et al.* "Zealandia: Earth's Hidden Continent", **GSA Today**, p. 27–35, 1 mar. 2017. DOI: 10.1130/GSATG321A.1.
- MORTIMER, Nick, PARKINSON, D. "Hikurangi Plateau: A Cretaceous large igneous province in the southwest Pacific Ocean", **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 101, n. B1, p. 687–696, 10 jan. 1996. DOI: 10.1029/95JB03037.
- MORTIMER, Nick, WILLIAMS, S., SETON, M., *et al.* "Reconnaissance Basement Geology and Tectonics of North Zealandia", **Tectonics**, v. 42, n. 10, p. e2023TC007961, out. 2023. DOI: 10.1029/2023TC007961.
- MÜLLER, R. D., CANNON, J., QIN, X., *et al.* "GPlates: Building a Virtual Earth Through Deep Time", **Geochemistry, Geophysics, Geosystems**, v. 19, n. 7, p. 2243–2261, jul. 2018. DOI: 10.1029/2018GC007584.
- MÜLLER, R. D., SDROLIAS, M., GAINA, C., *et al.* "Age, spreading rates, and spreading asymmetry of the world's ocean crust", **Geochemistry, Geophysics, Geosystems**, v. 9, n. 4, p. 2007GC001743, abr. 2008. DOI: 10.1029/2007GC001743.
- MÜLLER, R. D., SETON, M., ZAHIROVIC, S., *et al.* "Ocean Basin Evolution and Global-Scale Plate Reorganization Events Since Pangea Breakup", **Annual Review of Earth and Planetary Sciences**, v. 44, n. 1, p. 107–138, 29 jun. 2016. DOI: 10.1146/annurev-earth-060115-012211.
- MÜNKER, C., CRAWFORD, A. J. "Cambrian arc evolution along the SE Gondwana active margin: A synthesis from Tasmania–New Zealand–Australia–Antarctica correlations", **Tectonics**, v. 19, n. 3, p. 415–432, jun. 2000. DOI: 10.1029/2000TC900002.

NEW ZEALAND PETROLEUM & MINERALS. **New Zealand Petroleum Basins**. Wellington, New Zealand., Ministry of Business, Innovation and Employment, 2014.

NORRIS, R. J., TOY, V. G. "Continental transforms: A view from the Alpine Fault", **Journal of Structural Geology**, v. 64, p. 3–31, jul. 2014. DOI: 10.1016/j.jsg.2014.03.003.

ORR, D., SUTHERLAND, R., STRATFORD, W. R. "Eocene to Miocene Subduction Initiation Recorded in Stratigraphy of Reinga Basin, Northwest New Zealand", **Tectonics**, v. 39, n. 2, p. e2019TC005899, fev. 2020. DOI: 10.1029/2019TC005899.

OSLI, L. N., SHALABY, M. R., ISLAM, Md. A. "Hydrocarbon generation modeling and source rock characterization of the Cretaceous–Paleocene Taratu Formation, Great South Basin, New Zealand", **Journal of Petroleum Exploration and Production Technology**, v. 9, n. 1, p. 125–139, mar. 2019. DOI: 10.1007/s13202-018-0511-y.

PANKHURST, R. J., RAPELA, C. W., FANNING, C. M., *et al.* "Gondwanide continental collision and the origin of Patagonia", **Earth-Science Reviews**, v. 76, n. 3–4, p. 235–257, jun. 2006. DOI: 10.1016/j.earscirev.2006.02.001.

PATRIAT, M., COLLOT, J., ETIENNE, S., *et al.* "New Caledonia Obducted Peridotite Nappe: Offshore Extent and Implications for Obduction and Postobduction Processes", **Tectonics**, v. 37, n. 4, p. 1077–1096, abr. 2018. DOI: 10.1002/2017TC004722.

REEVES, C., DE WIT, M. "Making ends meet in Gondwana: retracing the transforms of the Indian Ocean and reconnecting continental shear zones", **Terra Nova**, v. 12, n. 6, p. 272–280, 19 dez. 2000. DOI: 10.1046/j.1365-3121.2000.00309.x.

REYNEERS, M., EBERHART-PHILLIPS, D., MARTIN, S. "Prolonged Canterbury earthquake sequence linked to widespread weakening of strong crust", **Nature Geoscience**, v. 7, n. 1, p. 34–37, jan. 2014. DOI: 10.1038/ngeo2013.

RIEFSTAHL, F., GOHL, K., DAVY, B., *et al.* "Cretaceous intracontinental rifting at the southern Chatham Rise margin and initialisation of seafloor spreading between Zealandia and Antarctica", **Tectonophysics**, v. 776, p. 228298, fev. 2020. DOI: 10.1016/j.tecto.2019.228298.

ROBERTSON, A. H. F., CAMPBELL, H. J., JOHNSTON, M. R., *et al.* "Chapter 1 Introduction to Paleozoic–Mesozoic geology of South Island, New Zealand: subduction-related processes adjacent to SE Gondwana", **Geological Society, London, Memoirs**, v. 49, n. 1, p. 1–14, jan. 2019. DOI: 10.1144/M49.7.

ROSENBAUM, G. "The Tasmanides: Phanerozoic Tectonic Evolution of Eastern Australia", **Annual Review of Earth and Planetary Sciences**, v. 46, n. 1, p. 291–325, 30 maio 2018. DOI: 10.1146/annurev-earth-082517-010146.

ROUILLARD, P., COLLOT, J., SUTHERLAND, R., *et al.* "Seismic stratigraphy and paleogeographic evolution of Fairway Basin, Northern Zealandia, Southwest Pacific: from Cretaceous Gondwana breakup to Cenozoic Tonga–Kermadec subduction", **Basin Research**, v. 29, n. S1, p. 189–212, fev. 2017. DOI: 10.1111/bre.12144.

SANDWELL, D. T., MÜLLER, R. D., SMITH, W. H. F., *et al.* "New global marine gravity model from CryoSat-2 and Jason-1 reveals buried tectonic structure", **Science**, v. 346, n. 6205, p. 65–67, 3 out. 2014. DOI: 10.1126/science.1258213.

SCHELLART, W. P., LISTER, G. S., TOY, V. G. "A Late Cretaceous and Cenozoic reconstruction of the Southwest Pacific region: Tectonics controlled by subduction and slab rollback processes", **Earth-Science Reviews**, v. 76, n. 3–4, p. 191–233, jun. 2006. DOI: 10.1016/j.earscirev.2006.01.002.

SCHMIDT, D. L., ROWLEY, P. D. "Continental rifting and transform faulting along the Jurassic Transantarctic Rift, Antarctica", **Tectonics**, v. 5, n. 2, p. 279–291, abr. 1986. DOI: 10.1029/TC005i002p00279.

SCHMITT, R. D. S., FRAGOSO, R. D. A., COLLINS, A. S., "Suturing Gondwana in the Cambrian: The Orogenic Events of the Final Amalgamation". In: SIEGESMUND, S., BASEI, M. A. S., OYHANTÇABAL, P., *et al.* (Org.), **Geology of Southwest Gondwana**, Regional Geology Reviews. Cham, Springer International Publishing, 2018. p. 411–432. DOI: 10.1007/978-3-319-68920-3_15.

SCHMITT, R. da S., DA SILVA, E. A., GOMES, I. V., *et al.* "Greater India and the New Gondwana Geological Map (IGCP-628)", **Journal of the Geological Society of India**, v. 99, n. 4, p. 443–448, 25 abr. 2023. DOI: 10.1007/s12594-023-2330-0.

SCHWARTZ, J. J., KLEPEIS, K. A., SADORSKI, J. F., *et al.* "The tempo of continental arc construction in the Mesozoic Median Batholith, Fiordland, New Zealand", **Lithosphere**, v. 9, n. 3, p. 343–365, jun. 2017. DOI: 10.1130/L610.1.

SCOTT, James M., TURNBULL, I. M. "Geology of New Zealand's Sub-Antarctic Islands", **New Zealand Journal of Geology and Geophysics**, v. 62, n. 3, p. 291–317, 3 jul. 2019. DOI: 10.1080/00288306.2019.1600557.

SCOTT, J.M., COOPER, A. F., TULLOCH, A. J., *et al.* "Crustal thickening of the Early Cretaceous paleo-Pacific Gondwana margin", **Gondwana Research**, v. 20, n. 2–3, p. 380–394, set. 2011. DOI: 10.1016/j.gr.2010.10.008.

SCOTT, J.M., LIU, J., PEARSON, D. G., *et al.* "Continent stabilisation by lateral accretion of subduction zone-processed depleted mantle residues; insights from Zealandia", **Earth and Planetary Science Letters**, v. 507, p. 175–186, fev. 2019. DOI: 10.1016/j.epsl.2018.11.039.

SEEBECK, H., STROGEN, D. P., NICOL, A., *et al.* "A tectonic reconstruction model for Aotearoa-New Zealand from the mid-Late Cretaceous to the present day", **New Zealand Journal of Geology and Geophysics**, p. 1–24, 2 ago. 2023. DOI: 10.1080/00288306.2023.2239175.

SEGEV, A., RYBAKOV, M., MORTIMER, N. "A crustal model for Zealandia and Fiji: Crustal model for Zealandia and Fiji", **Geophysical Journal International**, v. 189, n. 3, p. 1277–1292, jun. 2012. DOI: 10.1111/j.1365-246X.2012.05436.x.

SETON, M., WHITTAKER, J. M., WESSEL, P., *et al.* "Community infrastructure and repository for marine magnetic identifications", **Geochemistry, Geophysics, Geosystems**, v. 15, n. 4, p. 1629–1641, abr. 2014. DOI: 10.1002/2013GC005176.

SHOR, G. G., KIRK, H. K., MENARD, H. W. "Crustal structure of the Melanesian Area", **Journal of Geophysical Research**, v. 76, n. 11, p. 2562–2586, 10 abr. 1971. DOI: 10.1029/JB076i011p02562.

SKINNER, C., SUTHERLAND, R. "Cretaceous Rift-Drift Tectonics Then Paleogene Prearc Subsidence Related to Subduction Initiation: Aotea Basin, Zealandia, Southwest Pacific", **Tectonics**, v. 41, n. 1, p. e2021TC006820, jan. 2022. DOI: 10.1029/2021TC006820.

SMITH, I. E. M., PRICE, R. C. "The Tonga–Kermadec arc and Havre–Lau back-arc system: Their role in the development of tectonic and magmatic models for the western Pacific", **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 156, n. 3–4, p. 315–331, set. 2006. DOI: 10.1016/j.jvolgeores.2006.03.006.

STROGEN, D. P., SEEBECK, H., HINES, B. R., *et al.* "Palaeogeographic evolution of Zealandia: mid-Cretaceous to present", **New Zealand Journal of Geology and Geophysics**, v. 66, n. 3, p. 528–557, 3 jul. 2023. DOI: 10.1080/00288306.2022.2115520.

STROGEN, D. P., SEEBECK, H., NICOL, A., *et al.* "Two-phase Cretaceous–Paleocene rifting in the Taranaki Basin region, New Zealand; implications for Gondwana break-up", **Journal of the Geological Society**, v. 174, n. 5, p. 929–946, set. 2017. DOI: 10.1144/jgs2016-160.

STUMP, E. **The Ross Orogen of the transantarctic mountains**. [S.l.], Cambridge University Press, 1995.

SUGGATE, R. P., STEVENS, G. R., TE PUNGA, M. T., *et al.* (Org.). **The Geology of New Zealand**. Wellington, E.C. Keating, Govt. Printer, 1978.

SUTHERLAND, R., COLLOT, J., BACHE, F., *et al.* "Widespread compression associated with Eocene Tonga-Kermadec subduction initiation", **Geology**, v. 45, n. 4, p. 355–358, abr. 2017. DOI: 10.1130/G38617.1.

SUTHERLAND, Rupert, DAVEY, F., BEAVAN, J. "Plate boundary deformation in South Island, New Zealand, is related to inherited lithospheric structure", **Earth and Planetary Science Letters**, v. 177, n. 3–4, p. 141–151, 30 abr. 2000. DOI: 10.1016/S0012-821X(00)00043-1.

THOMSON, A. A., EVISON, F. F. "Thickness of the earth's crust in New Zealand", **New Zealand Journal of Geology and Geophysics**, v. 5, n. 1, p. 29–45, fev. 1962. DOI: 10.1080/00288306.1962.10420107.

TIKKU, A. A., CANDE, S. C. "On the fit of Broken Ridge and Kerguelen plateau", **Earth and Planetary Science Letters**, v. 180, n. 1–2, p. 117–132, jul. 2000. DOI: 10.1016/S0012-821X(00)00157-6.

TIKKU, A. A., CANDE, S. C. "The oldest magnetic anomalies in the Australian-Antarctic Basin: Are they isochrons?", **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 104, n. B1, p. 661–677, 10 jan. 1999. DOI: 10.1029/1998JB900034.

TORSVIK, T. H., COCKS, L. R. M. "Gondwana from top to base in space and time", **Gondwana Research**, v. 24, n. 3–4, p. 999–1030, nov. 2013. DOI: 10.1016/j.gr.2013.06.012.

TULLOCH, A. J., RAMEZANI, J., MORTIMER, N., *et al.* "Cretaceous felsic volcanism in New Zealand and Lord Howe Rise (Zealandia) as a precursor to final Gondwana break-up", **Geological Society, London, Special Publications**, v. 321, n. 1, p. 89–118, jan. 2009. DOI: 10.1144/SP321.5.

TULLOCH, A.J., KIMBROUGH, D. L., WOOD, R. A. "Carboniferous granite basement dredged from a site on the southwest margin of the Challenger Plateau, Tasman Sea", **New Zealand Journal of Geology and Geophysics**, v. 34, n. 2, p. 121–126, jun. 1991. DOI: 10.1080/00288306.1991.9514449.

TULLOCH, Andy J., MORTIMER, N., IRELAND, T. R., *et al.* "Reconnaissance Basement Geology and Tectonics of South Zealandia", **Tectonics**, v. 38, n. 2, p. 516–551, fev. 2019. DOI: 10.1029/2018TC005116.

VAES, B., VAN HINSBERGEN, D. J. J., VAN DE LAGEMAAT, S. H. A., *et al.* "A global apparent polar wander path for the last 320 Ma calculated from site-level paleomagnetic data", **Earth-Science Reviews**, v. 245, p. 104547, out. 2023. DOI: 10.1016/j.earscirev.2023.104547.

VAN DE BEUQUE, S., STAGG, H., SAYERS, J., *et al.* **Geological framework of the northern Lord Howe Rise and adjacent areas**. Canberra, Petroleum & Marine Division, Geoscience Australia, 2003.

VAN DE LAGEMAAT, S. H. A., SWART, M. L. A., VAES, B., *et al.* "Subduction initiation in the Scotia Sea region and opening of the Drake Passage: When and why?", **Earth-Science Reviews**, v. 215, p. 103551, abr. 2021. DOI: 10.1016/j.earscirev.2021.103551.

VAN DE LAGEMAAT, S. H. A., VAN HINSBERGEN, D. J. J., BOSCHMAN, L. M., *et al.* "Southwest Pacific Absolute Plate Kinematic Reconstruction Reveals Major Cenozoic Tonga-Kermadec Slab Dragging", **Tectonics**, v. 37, n. 8, p. 2647–2674, ago. 2018. DOI: 10.1029/2017TC004901.

WEGENER, A. "Die Entstehung der Kontinente und Ozeane", v. Friedrich Vieweg e Sohn, Braunschweig, 1ª Edição, 1915.

WESSEL, P., MATTHEWS, K. J., MÜLLER, R. D., *et al.* "Semiautomatic fracture zone tracking", **Geochemistry, Geophysics, Geosystems**, v. 16, n. 7, p. 2462–2472, jul. 2015. DOI: 10.1002/2015GC005853.

WHITE, L. T., GIBSON, G. M., LISTER, G. S. "A reassessment of paleogeographic reconstructions of eastern Gondwana: Bringing geology back into the equation", **Gondwana Research**, v. 24, n. 3–4, p. 984–998, nov. 2013. DOI: 10.1016/j.gr.2013.06.009.

WHITE, S. H., GREEN, P. F. "Tectonic development of the Alpine fault zone, New Zealand: A fission-track study", **Geology**, v. 14, n. 2, p. 124, 1986. DOI: 10.1130/0091-7613(1986)14<124:TDOTAF>2.0.CO;2.

WHITTAKER, J. M., MÜLLER, R. D., LEITCHENKOV, G., *et al.* "Major Australian-Antarctic Plate Reorganization at Hawaiian-Emperor Bend Time", **Science**, v. 318, n. 5847, p. 83–86, 5 out. 2007. DOI: 10.1126/science.1143769.

WHITTAKER, Joanne M., WILLIAMS, S. E., MÜLLER, R. D. "Revised tectonic evolution of the Eastern Indian Ocean", **Geochemistry, Geophysics, Geosystems**, v. 14, n. 6, p. 1891–1909, jun. 2013. DOI: 10.1002/ggge.20120.

WILLIAMS, S. E., WHITTAKER, J. M., MÜLLER, R. D. "Full-fit, palinspastic reconstruction of the conjugate Australian-Antarctic margins", **Tectonics**, v. 30, n. 6, p. 2011TC002912, dez. 2011. DOI: 10.1029/2011TC002912.

WOOD, R. A., STAGPOOLE, V. M. "Validation of tectonic reconstructions by crustal volume balance: New Zealand through the Cenozoic", **Geological Society of America Bulletin**, v. 119, n. 7–8, p. 933–943, 1 jul. 2007. DOI: 10.1130/B26018.1.

WRIGHT, N. M., MÜLLER, R. D., SETON, M., *et al.* "Revision of Paleogene plate motions in the Pacific and implications for the Hawaiian-Emperor bend", **Geology**, v. 43, n. 5, p. 455–458, maio 2015. DOI: 10.1130/G36303.1.

WRIGHT, N. M., SETON, M., WILLIAMS, S. E., *et al.* "The Late Cretaceous to recent tectonic history of the Pacific Ocean basin", **Earth-Science Reviews**, v. 154, p. 138–173, mar. 2016. DOI: 10.1016/j.earscirev.2015.11.015.

YAKYMCHUK, C., BROWN, C. R., BROWN, M., *et al.* "Paleozoic evolution of western Marie Byrd Land, Antarctica", **Geological Society of America Bulletin**, v. 127, n. 9–10, p. 1464–1484, set. 2015. DOI: 10.1130/B31136.1.