



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO NORTE
CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E DA TERRA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEODINÂMICA E
GEOFÍSICA

TESE DE DOUTORADO

INFLUÊNCIA DA HERANÇA ESTRUTURAL DO EMBASAMENTO NA EVOLUÇÃO DA BACIA RIO DO PEIXE ATRAVÉS DE ABORDAGENS GEOFÍSICAS E GEOLÓGICAS

Autora:

GILSIJANE VIEIRA RAMOS

Orientador:

PROF. DR. DAVID LOPES DE CASTRO (DG/PPGG/UFRN)

Coorientador:

PROF. DR. DAVID LINO VASCONCELOS (LAPEP/UFCG)

Tese nº 83/PPGG

Dezembro 2023

Natal/RN, Brasil

GILSIJANE VIEIRA RAMOS

**INFLUÊNCIA DA HERANÇA ESTRUTURAL DO EMBASAMENTO NA
EVOLUÇÃO DA BACIA RIO DO PEIXE ATRAVÉS DE ABORDAGENS
GEOFÍSICAS E GEOLÓGICAS**

Tese apresentada no dia 13 de dezembro de 2023 ao Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica (PPGG) da Universidade Federal do Rio Grande do Norte (UFRN) como requisito a obtenção do Título de Doutora em Geodinâmica e Geofísica, Área de concentração Geofísica.

BANCA EXAMINADORA:

PROF. DR. DAVID LOPES DE CASTRO

Presidente e orientador (PPGG/UFRN)

PROF. DR. MOAB PRAXEDES GOMES

Membro interno (PPGG/UFRN)

PROF. DR. VINCENZO LA BRUNA

Membro interno (PPGG/UFRN)

PROF. DR. FRANCISCO JOSÉ FONSECA FERREIRA

Membro externo (PPGEOL/UFPR)

DR. MICHAEL STRUGALE

Membro externo (Petrobras)

Universidade Federal do Rio Grande do Norte - UFRN
Sistema de Bibliotecas - SISBI
Catalogação de Publicação na Fonte. UFRN - Biblioteca Setorial Prof. Ronaldo Xavier de Arruda - CCET

Ramos, Gilsijane Vieira.

Influência da herança estrutural do embasamento na evolução da Bacia Rio do Peixe através de abordagens geofísicas e geológicas / Gilsijane Vieira Ramos. - 2023.

117 f.: il.

Tese (doutorado) - Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Centro de Ciências Exatas e da Terra, Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica. Natal, RN, 2023.

Orientação: Prof. Dr. David Lopes de Castro.

Coorientação: Prof. Dr. David Lino Vasconcelos.

1. Geofísica - Tese. 2. Zonas de cisalhamento - Tese. 3. Influência tectônica - Tese. 4. Bacias rifte intracontinentais - Tese. 5. Arquitetura de bacias - Tese. 6. Dados magnéticos e gravimétricos - Tese. 7. Herança estrutural - Tese. 8. Reativação de falha - Tese. 9. Dados de sísmica de reflexão 2D e 3D - Tese. I. Castro, David Lopes de. II. Vasconcelos, David Lino. III. Título.

RN/UF/CCET

CDU 550.3(043.2)

Dedico esta tese ao meu pai Gilson Ramos (*in memoriam*), e meu esposo que sempre me apoiaram nos meus sonhos e projetos, e ao meu filho, que me inspira ser melhor a cada dia.

AGRADECIMENTOS

Encerrando essa etapa do meu programa de doutorado, gostaria de expressar minha gratidão às pessoas que foram fundamentais para o meu desenvolvimento pessoal, que me acolheram e àquelas que fizeram parte da minha vida profissional nos últimos anos.

Inicialmente, agradeço a Deus por toda força que pude ter durante esses anos, onde alguns momentos foram bem difíceis, mas em minhas orações diárias busquei forças para me reerguer e seguir em frente. Também, sou muito grata por ter tido em minha vida um grande incentivador da educação: meu pai, que infelizmente não está mais presente para dividir comigo as felicidades dessa etapa. Também sou grata pelo meu esposo Isaac Vinícius, uma fonte inesgotável de suporte emocional e de amor. Ao meu filho Lucas Vinícius por ter me inspirado a ser melhor e concluir mais uma etapa da minha vida. Aos meus sogros, Cristina Fagundes e Israel Souza, por também terem dado suporte em todos esses anos. Eu amo todos vocês.

À CAPES pela bolsa de auxílio estudantil, me permitindo dedicar-me ao meu projeto de doutorado ao longo dos últimos 4 anos. À Universidade Federal do Rio Grande do Norte (UFRN) e ao Programa de Pós-graduação em Geodinâmica e Geofísica (PPGG) por me oferecerem infraestrutura e o convívio com profissionais excelentes, que me conduziram durante este processo.

Agradeço a PETROBRAS através do Projeto DEBRIP (Bandas de deformação Rio do Peixe: análise multiescalar e geração de banco de dados geofísicos, modelagem e simulação numérica) por ter financiado minha pesquisa/trabalhos de campo e a divulgação dos resultados. Além disso, o projeto científico me proporcionou a oportunidade de interagir com pesquisadores de outros países, os quais sempre foram fundamentais no meu processo de doutoramento. Com isso, sou grata à Universidade Federal de Campina Grande (UFCG), ao Laboratório de Pesquisa em Exploração Petrolífera (LAPEP) e Laboratório de Sismologia (LABSIS), no qual fiquei instalada durante alguns anos.

Gostaria de expressar minha gratidão ao meu orientador, o Prof. Dr. David Lopes de Castro, pelos valiosos ensinamentos e dedicação ao longo de todo o desenvolvimento desta tese; como também, pelo carinho em todos os meus anos de UFRN. Ao meu coorientador, Prof. Dr. David Lino Vasconcelos, por todo o suporte dado e por todos os ensinamentos que me acompanharam desde a minha graduação, agradeço de coração por tudo, seus ensinamentos tiveram bastante influência no que me tornei hoje em dia. Foi

meu guia/orientador, e agradeço, principalmente pela nossa amizade em todo o tempo. E não poderia deixar de agradecer, ao Prof. Dr. Francisco Hilário Rego Bezerra, pela confiança e pelo acolhimento durante todo o período em que estive na pós-graduação na UFRN, como também por toda orientação dada a mim, desde a minha graduação e mestrado, pode ter certeza de que foi um total diferencial. Obrigada por sempre ter acreditado em mim, antes de mim mesma. Além disso, não posso deixar de agradecer-los por todo apoio e compreensão que demonstraram durante minha maternidade, que coincidiu com o término do doutorado.

Agradeço ao Prof. Dr. Francisco César Nogueira pela paciência, competência e dedicação aos nossos trabalhos publicados e por ter me aceitado no projeto DEBRIP, o qual é coordenador.

Ao Prof. Dr. Fernando Ornelas e Dr. Yoe Alain, pela dedicação a um dos nossos trabalhos publicados. Sou profundamente grata pela oportunidade de trabalhar diretamente com eles. Profissionais extremamente competentes e comprometidos no que fazem. Amei conhecê-los.

Agradeço ao Prof. Dr. Pedro Xavier Neto e ao Dr. Kledson Tomaso Pereira de Lima por participarem do meu Exame de qualificação. Agradeço ainda a todos os colaboradores que compartilharam a autoria das publicações de forma tão decisiva em cada artigo científico.

Agradeço aos meus colegas e amigos de laboratório e de curso Cristiane Menezes, Aline Cristine, Alex Tito, Alanny Christiny, David Lino, Bruno Baraúna, Elisângela Amaral pelo auxílio e o compartilhar do cotidiano. Alguns amigos e colegas geológicos/geofísicos que fiz nesses últimos anos Cláudia Saraiva, Fernando Filho, Isabela Oliveira, Jonathan Castelo Branco, entre outros. As minhas amigas de fora da geologia/geofísica, Jôsielécia Alves, Mayanna Rodrigues, Tatiane Araújo, Ana Maria, Amanda Barbo, Elisama Souza, Meilla Rodrigues, que sempre se preocuparam em como eu estava prosseguindo. Como também, a todos os professores e funcionários do Programa de Pós-Graduação em Geofísica e Geodinâmica da Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Laboratório de Sismologia – LABSIS e Departamento de Geofísica, com quem tive convívio durante esses 10 anos de graduação, mestrado e doutorado.

RESUMO

Nesta pesquisa, o papel da herança estrutural do embasamento cristalino foi investigado através da reativação rúptil das zonas de cisalhamento no interior de uma bacia sedimentar, para descrever sobre a formação e evolução da Bacia Rio do Peixe (BRP), Nordeste do Brasil. A BRP foi formada na interseção de três domínios geológicos pré-cambrianos, altamente deformados por zonas de cisalhamento e intrudida por rochas graníticas neoproterozoicas. Um conjunto de dados aeromagnéticos, gravimétricos, sísmicos 2D/3D e de campo foi integrado e interpretado para analisar como zonas de cisalhamento pré-cambrianas podem ter influenciado sua geometria interna. Os resultados indicam que os lineamentos magnéticos correlacionados com zonas de cisalhamento pré-cambrianas continuam ininterruptos na região da cobertura sedimentar, revelando o arcabouço estrutural da BRP. Este padrão magnético demonstra que estruturas do embasamento subjacente influenciam significativamente a geometria do preenchimento sedimentar da bacia. A partir da modelagem gravimétrica e interpretação de seções sísmicas, observou-se que as estruturas de embasamento herdadas, principalmente as zonas de cisalhamento que delimitam subdomínios crustais, controlaram as localizações e arquiteturas dos riftes, assim como, atuaram como zonas de fraqueza suscetíveis a reativações frágeis que compreendem as principais falhas normais da fase rife. Além disso, o estudo revelou a migração dos depocentros em direção nordeste, na sub-bacia Brejo das Freiras, associada ao desenvolvimento do segmento da Falha de Portalegre com orientação NE-SW, atribuída ao processo de abertura da bacia. Com isso, a combinação dos dados geológicos e geofísicos provê uma imagem atual e detalhada dos semi-grábens e depocentros, fortemente controlados pelas falhas herdadas da trama estrutural do embasamento pré-cambriano. Essa análise multidisciplinar abre novas perspectivas de pesquisa para aprimorar nossa compreensão da evolução tectônica das bacias intraplacas no nordeste do Brasil, bem como das bacias marginais localizadas na Margem Equatorial Brasileira. Por fim, o presente estudo dos processos tectônicos que influenciaram a evolução geológica da BRP pode auxiliar na compreensão da evolução de outras bacias intraplacas e marginais no nordeste do Brasil, que também foram influenciadas pela fragmentação das placas tectônicas.

Palavras-chave: Zonas de cisalhamento; Influência Tectônica; Bacias Rife Intracontinentais; Arquitetura de Bacias; Dados Magnéticos e Gravimétricos; Herança estrutural; Reativação de falha; Dados de Sísmica de Reflexão 2D e 3D.

ABSTRACT

In this research, the role of crystalline basement structural inheritance was investigated based on the brittle reactivation of shear zones within a sedimentary basin, aiming to describe the formation and evolution of the Rio do Peixe Basin (RPB) in Northeast Brazil. The RPB was formed at the intersection of three Precambrian geological domains, highly deformed by shear zones and intruded by Neoproterozoic granitic rocks. An integrated dataset including aeromagnetic, gravity, 2D/3D seismic, and field data was analyzed to assess how Precambrian shear zones may have influenced its internal geometry. The results indicate that magnetic lineaments correlated with Precambrian shear zones persist uninterrupted in the sedimentary cover region, revealing the structural framework of the RPB. This magnetic pattern demonstrates that structures from the underlying basement significantly influenced the geometry of the basin sedimentary fill. Gravity modeling and seismic section interpretation allow the observation that inherited basement structures, particularly the shear zones delineating crustal subdomains, controlled the location and internal architecture of the rifts, as well as acted as weakness crustal zones susceptible to brittle reactivations, comprising the main normal faults of the rift phase. Furthermore, the study revealed the migration of depocenters towards the northeast, in the Brejo das Freiras sub-basin, associated with the development of the Portalegre Fault segment with NE-SW orientation, attributed to the basin-opening process. Thus, the combination of geological and geophysical data provides a current and detailed image of the half-grabens and depocenters, strongly controlled by the inherited faults of the Precambrian basement structural framework. This multidisciplinary analysis opens new research perspectives to enhance our understanding of the tectonic evolution of intraplate basins in northeastern Brazil, as well as the marginal basins located on the Brazilian Equatorial Margin. Finally, the present study of tectonic processes that influenced the RPB geological evolution can assist in comprehending the evolution of other intraplate and marginal basins in northeastern Brazil, which were also influenced by the fragmentation of tectonic plates.

Keywords: Shear zone; Tectonic influence; Intracontinental rift basins; Basin architecture; Gravity and magnetic data; Structural inheritance; Fault reactivation; 2-D and 3-D seismic reflection data.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1.1 - Mapa de localização da Bacia Rio do Peixe (BRP) e das principais bacias costeiras e interiores e zonas de cisalhamento do Nordeste Setentrional (A). ZCMA – Zona de Cisalhamento Malta; ZCPA – Zona de Cisalhamento Portalegre; ZCP – Zona de Cisalhamento Patos; ZCPE – Zona de Cisalhamento Pernambuco. Mapa geológico-estrutural simplificado da BRP com a localização dos dados sísmicos, dos poços e afloramentos (A1, A2 e A3) (B) (compilado de Sénant and Popoff, 1991; Françolin et al., 1994; Medeiros et al., 2005; Silva et al., 2014; Ramos et al., 2022). Sub-bacias: SBBF – Brejo das Freiras; SBS – Souza; SBP – Pombal. Zonas de Cisalhamento: ZCPA – Zona de Cisalhamento Portalegre; ZCI – Zona de Cisalhamento Itaporanga; ZCSS – Zona de Cisalhamento Sítio Saguí; ZCSO – Zona de Cisalhamento Sousa; ZCMA – Zona de Cisalhamento Malta; ZCRF – Zona de Cisalhamento Rafael Fernandes. Falhas: FPA – Falha Portalegre; FSS – Falha Sítio Saguí; FMA – Falha Malta; FRP – Falha Rio Piranhas; FLF – Falha Lagoa do Forno; FiC – Falha Icozinho.6
- Figura 2.1 - Reconstruções da ruptura entre a América do Sul e a África baseado em Granot e Dymant (2015). Na representação gráfica, a linha vermelha ilustra a localização da dorsal oceânica, enquanto o círculo vermelho indica a posição do Ponto Quente Tristão da Cunha, conforme mencionado em Fromm et al. (2015).10
- Figura 2.2 - Modelo esquemático para a evolução tectônica de bacias rifte no nordeste brasileiro (modificado de Matos, 1999). As setas pretas indicam a principal direção da extensão. A linha vermelha tracejada representa a região onde ocorrerá a futura separação continental. Zonas de cisalhamento: 1 – Itaporanga; 2 – Pernambuco; 3 – Patos; 4 – Portalegre; 5 – Lineamento Transbrasiliano. Bacias sedimentares: Ga – Gabão; Re – Recôncavo; Tu – Tucano; Ja – Jatobá; Pot – Potiguar. MRCM – Magmatismo Rio Ceará-Mirim.13
- Figura 2.3 – Modelo evolutivo da Bacia Sergipe-Alagoas (modificado de Vasconcelos et al. 2019): (A) As zonas de cisalhamento se formaram em um regime dúctil no Pré-Cambriano, favorecendo a origem de zonas de fraqueza, onde mais tarde, (B) na fase de rifte, seriam reativadas como falhas normais, controlando os limites estruturais e, conseqüentemente, a localização dos riftes. (C) Na fase pós-rifte, devido à compressão da Dorsal Mesoatlântica e da Cordilheira dos Andes, os dobramentos anticlinais se formaram e as falhas normais foram reativadas, algumas das quais foram revertidas, caracterizando uma tectônica de inversão nas bacias da margem continental.15
- Figura 2.4 – Mapa geológico simplificado da Província Borborema e suas sub-províncias, destacando zonas de cisalhamento e coberturas sedimentares, com a localização da Bacia Rio do Peixe (BRP – Área de estudo). Zonas de Cisalhamento: ZCPA – Zona de Cisalhamento Portalegre; ZCMA – Zona de Cisalhamento Malta; ZCP – Zona de

Cisalhamento Patos; ZCPE – Zona de Cisalhamento Pernambuco. Sub-províncias principais: Setentrional (SPS), Transversal (SPT) e Meridional (SPM).	18
Figura 2.5 - Domínios tectônicos da Província Borborema e principais coberturas sedimentares fanerozoicas. Modificado de Brito Neves e Santos (2000) e Oliveira (2008). Retângulo preto destaca a Bacia Rio do Peixe.....	20
Figura 3.1 - – (A) Mapa geológico simplificado da Bacia Rio do Peixe (BRP) destacando as principais zonas de cisalhamento e falhas (adaptado de Françolin et al., 1994; Medeiros et al., 2005; Vasconcelos et al., 2021; Ramos et al., 2022). Zonas de Cisalhamento (ZC): ZCMA – Malta; ZCRF – Rafael Fernandes; ZCPA – Portalegre; ZCI – Itaporanga; ZCSS – Sítio Sagui; ZCSO - Sousa; ZCRP – Rio Piranhas. Falhas: FIC – Icozinho; FPA – Portalegre; FMA – Malta; FSS – Sítio Sagui; FLF – Lagoa do Forno; FRP – Rio Piranhas. Bacias Sedimentares e sub-bacias (SB): IC – Icozinho; SBBF – Brejo das Freiras; SBS – Sousa; SBP – Pombal. (B) Domínios tectono-estruturais do embasamento da BRP adaptado de Santos (1999) e de Castro et al. (2007).....	26
Figura 4.1 - (A) Modelo digital de terreno derivado de dados Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) da Província Borborema, localizando a área dos Projetos Aerogeofísicos Paraíba-Rio Grande do Norte e Pernambuco-Paraíba. Sub-províncias: SPS –Setentrional; SPT – Transversal; SPM – Meridional.	31
Figura 4.2 - Fluxograma do processamento magnético adotado nesse trabalho.	33
Figura 4.3 - Espectro radial da potência de anomalias magnéticas (em verde) sobreposto por quatro segmentos de retas (em vermelho), ajustados pela técnica Matched Filter, indicando fontes causativas das anomalias reunidas em diferentes profundidades (adaptado de Carneiro et al., 2013).....	34
Figura 4.4 – Anomalias magnéticas de modelos bidimensionais de degrau, bloco e dique, obtidas para diferentes inclinações do campo geomagnético (acima) (Modificado de Verduzco et al., 2004). Resultado de técnicas de filtragem (derivada vertical – VD, gradiente horizontal total – THDR e sinal analítico – AS) para realçar os limites laterais das fontes (meio). Aplicação do método Tilt Derivative (TDR) nas anomalias magnéticas de diferentes inclinações (abaixo).	36
Figura 4.5 - Modelo final 3D de gravimetria da BRP em profundidade, exibindo a geometria interna da bacia com a localização das estações gravimétricas consideradas para o presente estudo.....	40
Figura 4.6 - Mapa geológico da Bacia Rio do Peixe com a localização dos levantamentos sísmicos 2D (linhas vermelhas) e 3D (polígonos azuis) e dos poços exploratórios (círculos laranja). (Compilado de Sénant and Popoff, 1991; Françolin et al., 1994; Medeiros et al., 2005; Silva et al., 2014; Ramos et al., 2022). Sub-bacias: SBBF – Brejo das Freiras; SBS – Souza; SBP – Pombal. Zonas de Cisalhamento: ZCPA – Zona de Cisalhamento Portalegre; ZCI – Zona	

de Cisalhamento Itaporanga; ZCSS – Zona de Cisalhamento Sítio Saguí; ZCSO – Zona de Cisalhamento Sousa; ZCMA – Zona de Cisalhamento Malta; ZCRF – Zona de Cisalhamento Rafael Fernandes. Falhas: FPA – Falha Portalegre; FSS – Falha Sítio Saguí; FMA – Falha Malta; FRP – Falha Rio Piranhas; FLF – Falha Lagoa do Forno; FiC – Falha Icozinho.41

Figura 4.7 - Resultados da análise de atributos sísmicos utilizando a Variância e a técnica de mapeamento semiautomático de falhas, Ant Tracking, no bloco sísmico sul em 3D.42

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS.....	2
RESUMO.....	4
ABSTRACT.....	5
LISTA DE FIGURAS.....	6
SUMÁRIO.....	9
1. INTRODUÇÃO.....	2
1.1 APRESENTAÇÃO.....	2
1.2 ESTRUTURA DA TESE.....	2
1.3 OBJETIVOS E JUSTIFICATIVAS.....	4
1.4 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO.....	4
2. EVOLUÇÃO DE RIFTES CONTINENTAIS.....	8
2.1 INFLUÊNCIA DA HERANÇA TECTÔNICA NA FORMAÇÃO DE BACIAS SEDIMENTARES.....	8
2.1.1 Herança tectônica em escala continental.....	9
2.1.2 Herança tectônica em escala de bacia – Fase Rife.....	11
2.1.3 Herança tectônica em escala de bacia – Fase Pós-Rife.....	14
2.2 MODELO TECTÔNICO EVOLUTIVO PARA AS BACIAS INTERIORES DO NORDESTE BRASILEIRO.....	16
2.3 CONFIGURAÇÃO TECTÔNICA DA PROVÍNCIA BORBOREMA.....	17
2.3.1 Reativações rúpteis de zonas de cisalhamento no contexto da Província Borborema.....	21
3. A BACIA RIO DO PEIXE.....	24
3.1 EMBASAMENTO DA BACIA RIO DO PEIXE.....	24
3.2 ARCABOUÇO ESTRUTURAL.....	26
3.3 ARCABOUÇO ESTRATIGRÁFICO.....	27
3.3.1 Grupo Santa Helena.....	27
3.3.2 Grupo Rio do Peixe.....	27
4. MÉTODOS.....	31
4.1 INTRODUÇÃO.....	31
4.1.1 Dados aeromagnéticos e gravimétricos.....	31
4.1.2 Dados de Sísmica de Reflexão.....	40
4.1.3 Dados estruturais coletados em campo.....	42
5. ARTIGO CIENTÍFICO 1: <i>Relations between inherited basement fabric and fault nucleation in a continental setting: The Rio do Peixe Basin, NE Brazil</i>.....	44
6. ARTIGO CIENTÍFICO 2: <i>Architectural rift geometry of the Rio do Peixe Basin (Brazil): implications for its tectonic evolution and Precambrian heritage</i>.....	66

7. SÍNTESE GEOLÓGICA DOS ARTIGOS SUBMETIDOS.....	87
8. CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	90
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	92

Capítulo 1

Introdução

1. INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

Esse texto aborda o tema escolhido para a Tese de Doutorado da autora, intitulado: *Influência da herança estrutural do embasamento na evolução da Bacia Rio do Peixe através de abordagens geofísicas e geológicas*. A tese é parte integrante e conclusiva dos requisitos necessários para obtenção do Título de Doutor em Geodinâmica e Geofísica pelo Programa de Pós-graduação em Geodinâmica e Geofísica (PPGG) da Universidade Federal do Rio Grande do Norte (UFRN). Esta pesquisa pretendeu analisar a influência das reativações rúpteis de zonas de cisalhamento do embasamento cristalino na nucleação de falhas e na geometria interna da Bacia Rio do Peixe (BRP), Nordeste do Brasil.

Inicialmente, as atividades desenvolvidas tiveram orientação do Prof. Dr. Francisco Hilário Rego Bezerra e coorientação do Prof. Dr. David Lopes de Castro, ambos lotados no Departamento de Geologia daquela instituição. Porém, na metade do curso houve a troca de orientação em que passou a ter o Prof. Dr. David Lopes de Castro como orientador e o Prof. Dr. David Lino Vasconcelos como coorientador, lotados no Departamento de Geologia (UFRN) e no Laboratório de Pesquisa em Exploração Petrolífera (LAPEP) na Universidade Federal de Campina Grande (UFCG), respectivamente. Do ponto de vista científico, o tema foi desenvolvido em paralelo aos trabalhos do Projeto Bandas de Deformação Rio do Peixe (DEBRIP): análise multiescalar e geração de banco de dados geofísico, geológico, modelagem e simulação numérica, sob coordenação do Prof. Dr. Francisco César Costa Nogueira, do Laboratório de Pesquisa em Exploração Petrolífera (LAPEP) na UFCG. Em adição, a Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) apoiou este trabalho com a concessão de uma bolsa de estudos, durante os quatro anos de doutorado.

Por fim, se faz necessário relatar o apoio provido pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM), pela Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (ANP), os quais forneceram dados geofísicos para a realização dessa pesquisa.

1.2 ESTRUTURA DA TESE

Esta tese segue uma tendência observada em vários programas de pós-graduação, os quais solicitam uma subdivisão do conteúdo da pesquisa em capítulos e artigos científicos (Lima, 2016; Vasconcelos, 2018; Oliveira, 2020). Seguindo as normas em vigor no PPGG, essa tese está estruturada em sete capítulos, onde detalhes da

metodologia, os resultados e as discussões foram redigidos em forma de artigos científicos publicados ou em processo de revisão em periódicos internacionais. Este formato tem a intenção de tornar o conteúdo mais objetivo em relação ao tema principal da pesquisa.

O **Capítulo 1 (Introdução)** tem como finalidade apresentar a Tese, descrever seus objetivos e metas que justificaram o seu desenvolvimento, bem como localizar geograficamente o leitor em relação a área de pesquisa.

O **Capítulo 2 (Evolução de Riftes Continentais)** trata da conceituação sobre a influência da herança tectônica na formação e evolução de bacias sedimentares. Refere-se a influência dos eventos tectônicos preexistentes na estruturação e configuração de bacias sedimentares posteriores. O assunto é descrito tanto em escala continental, quanto em escala de bacia.

No **Capítulo 3 (A Bacia Rio do Peixe - BRP)**, serão discutidos os arcaibouços estrutural e estratigráfico da bacia sedimentar.

No **Capítulo 4 (Métodos)**, são apresentados de maneira resumida as fontes dos dados geofísicos (aeromagnéticos, gravimétricos e sísmicos de reflexão) utilizados na Tese e a sua distribuição espacial em relação à área de pesquisa. Assim, por motivos de objetividade, a metodologia aplicada nesses dados é abordada apenas nos capítulos 5 e 6.

No **Capítulo 5**, é apresentado o artigo científico “**Relations between inherited basement fabric and fault nucleation in a continental setting: The Rio do Peixe Basin, NE Brazil**”, publicado no periódico **Marine and Petroleum Geology**. Esse aborda a nucleação e propagação de falhas, aparentemente seguindo a herança estrutural do pré-cambriano, para formar bacias rifte na Província Borborema.

No **Capítulo 6**, é apresentado o artigo científico “**Architectural rift geometry of the Rio do Peixe Basin (Brazil): Implications for its tectonic evolution and Precambrian heritage**”, publicado no periódico **Tectonophysics**. Esse manuscrito ajuda a compreender melhor a evolução inicial das falhas durante as fases de extensão crustal e rifteamento, bem como a evolução tectônica do sistema de rifteamento cretáceo no nordeste do Brasil.

No **Capítulo 7**, é apresentado de forma concisa os resultados de ambos os artigos sobre o uso de dados geofísicos integrados aos dados geológicos, no estudo do papel da herança tectônica na nucleação de falhas, formação e evolução de bacias sedimentares na porção NE da Província Borborema.

Por fim, o **Capítulo 8**, constitui as considerações finais, encerrando este estudo abrangente sobre a Bacia Rio do Peixe. Representa o desfecho significativo, destacando conclusões-chave, lições aprendidas e possíveis direções futuras para a pesquisa na referida bacia.

1.3 OBJETIVOS E JUSTIFICATIVAS

Na presente Tese, algumas questões foram abordadas, todas correlacionadas com a influência da herança tectônica na geometria e estruturação da bacia sedimentar. Dentre elas: (1) Onde as falhas rifte são nucleadas no embasamento pré-cambriano deformado? (2) Como o embasamento deformado influenciou a nucleação das falhas do rifte e sua arquitetura interna? (3) Por quanto tempo as falhas têm estado ativas desde a reativação das zonas de cisalhamento? (4) E como a evolução tectônica da BRP foi controlada pela trama estrutural preexistente?

A pesquisa pretende preencher uma lacuna científica, pois poucos estudos têm correlacionado através de várias metodologias as estruturas internas de uma bacia sedimentar e sua origem, como também, o papel da herança tectônica na origem e evolução de bacias sedimentares intracontinentais no nordeste do Brasil. Com isso, este trabalho contribui no que diz respeito à (1) reativação rúptil das zonas de cisalhamento pré-cambrianas durante a abertura do Oceano Atlântico Sul, (2) origem/evolução das bacias sedimentares intracontinentais e (3) arquitetura interna dessas bacias. Além disso, a partir de dados geofísicos e trabalhos estruturais anteriores, é possível apontar para a ocorrência de migração de depocentro na sub-bacia Brejo das Freiras, possivelmente acompanhada por uma rotação no eixo de máxima alongação da bacia. Isso pode proporcionar uma compreensão mais aprofundada dos processos tectono-deposicionais que regem o desenvolvimento do rifte e pode ser utilizado para testar diferentes hipóteses e cenários evolutivos.

1.4 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A BRP está localizada no nordeste do Brasil, no limite NW do estado da Paraíba com o estado do Ceará (**Figura 1.1**). Situa-se mais precisamente entre as longitudes 37°47'W e 38°50'W, e entre as latitudes 06°25'S e 06°50'S. Do ponto de vista geológico, a BRP é delimitada ao sul pela Zona de Cisalhamento de Malta (ZCMA) e pode ser dividida em três sub-bacias: Brejo das Freiras (SBBF), Sousa (SBS) e Pombal (SBP).

Figura 1.1 - Mapa de localização da Bacia Rio do Peixe (BRP) e das principais bacias costeiras e interiores e zonas de cisalhamento do Nordeste Setentrional (A). ZCMA – Zona de Cisalhamento Malta; ZCPA – Zona de Cisalhamento Portalegre; ZCP – Zona de Cisalhamento Patos; ZCPE – Zona de Cisalhamento Pernambuco. Mapa geológico-estrutural simplificado da BRP com a localização dos dados sísmicos, dos poços e afloramentos (A1, A2 e A3) (B) (compilado de Sénant and Popoff, 1991; Françolin et al., 1994; Medeiros et al., 2005; Silva et al., 2014; Ramos et al., 2022). Sub-bacias: SBBF – Brejo das Freiras; SBS – Souza; SBP – Pombal. Zonas de Cisalhamento: ZCPA – Zona de Cisalhamento Portalegre; ZCI – Zona de Cisalhamento Itaporanga; ZCSS – Zona de Cisalhamento Sítio Saguí; ZCSO – Zona de Cisalhamento Sousa; ZCMA – Zona de Cisalhamento Malta; ZCRF – Zona de Cisalhamento Rafael Fernandes. Falhas: FPA – Falha Portalegre; FSS – Falha Sítio Saguí; FMA – Falha Malta; FRP – Falha Rio Piranhas; FLF – Falha Lagoa do Forno; FiC – Falha Icozinho.

Capítulo 2

Evolução de Riftes Continentais

2. EVOLUÇÃO DE RIFTES CONTINENTAIS

2.1 INFLUÊNCIA DA HERANÇA TECTÔNICA NA FORMAÇÃO DE BACIAS SEDIMENTARES

A herança tectônica é um dos principais fatores estruturais que influenciam a formação e evolução de bacias sedimentares. Ela se refere como a compartimentação dos domínios geológicos e seus limites estruturais preexistentes, irão responder a novos eventos tectônicos na estruturação e configuração de bacias sedimentares posteriores (p. ex., Holdsworth et al., 2001; Audet e Bürgmann, 2011; Misra e Mukherjee, 2015). Esses eventos podem incluir falhamentos, reativações rúpteis, dobramentos, magmatismo, metamorfismo e outros processos geodinâmicos que afetam a estruturação da crosta terrestre.

Um processo amplamente documentado ao redor do mundo, é sobre a herança tectônica controlando a reativação rúptil de estruturas preexistentes do embasamento (Phillips et al., 2016, 2019). Diversos estudos sugerem que a herança tectônica e a reativação rúptil de estruturas pretéritas nucleiam os estágios iniciais da fase rifte, que precedem a ruptura continental (Gibson et al., 2013). Estas mesmas estruturas de dimensões continentais continuam a orientar os processos geodinâmicos, que culminaram na abertura dos oceanos, como é o caso do Oceano Atlântico (**Figura 2.1**) (Granot e Dymant, 2015).

A reativação rúptil de estruturas do embasamento está associada principalmente a formação e evolução dos sistemas de riftes. Ou seja, ela não atua somente na formação, mas também na evolução da bacia em sua fase pós-rifte. Além disso, atua influenciando na arquitetura e geometria interna dos riftes, podendo afetar a orientação das falhas normais que criam a bacia, a geometria da bacia e a distribuição dos depósitos sedimentares. Desse modo, a herança estrutural acaba exercendo um importante controle dos principais depocentros ao longo das bacias (**Figura 2.2**) (Kolawole et al., 2018; Araújo et al., 2018; Osagiede et al., 2020).

Um exemplo notável de influência da herança tectônica na formação de bacias sedimentares é evidenciado pela Bacia do Paraná, situada no sul do Brasil. Essa bacia é amplamente reconhecida como uma das maiores bacias sedimentares do mundo e teve sua origem durante o Paleozoico, como resultado da fragmentação do supercontinente Gondwana. A influência da herança tectônica na região, incluindo os efeitos de falhamentos e magmatismo passados, exerceu um papel fundamental na configuração

estrutural da bacia e na distribuição dos depósitos sedimentares (Soares, 1991; Riccomini, 1995; Rostirolla et al., 2000; Artur e Soares, 2002).

2.1.1 Herança tectônica em escala continental

Mesmo considerando a influência das estruturas do embasamento na formação das sinéclises durante o Paleozoico, o último grande evento tectônico que impactou a região onde se encontram as bacias da margem continental brasileira, subsequente à Orogenia Brasiliana (**Figura 2.3A**), consistiu na fragmentação do supercontinente Pangea, que culminou na formação do Oceano Atlântico Sul. Embora esta formação aparente ser uma hipótese amplamente consagrada, com ideias bem formadas, não obstante, é imperativo reconhecer a existência de inúmeros modelos visando explicar a abertura desse oceano.

A teoria mais aceita aponta que o Oceano Atlântico Sul teve seu início por volta de ~134 a 126 milhões de anos atrás, e sua formação está associada à atividade magmática do Ponto Quente Tristão da Cunha (p. ex., Torsvik et al., 2009; Buitter e Torsvik, 2014), relacionada com a idade da Grande Província Ígnea do Paraná-Etendeka (Thiede e Vasconcelos, 2010). Esse processo de abertura do Atlântico Sul ocorreu de sul para norte, apresentando uma configuração semelhante a um movimento de "zíper" (**Figura 2.1**) (Rabinowitz e La Brecque, 1979; Pérez-Dias e Eagles, 2014; Granot e Dymant, 2015), onde as placas tectônicas se afastaram ao longo do tempo. Entretanto, há outros modelos que divergem dessa teoria e sugerem que o Oceano Atlântico teve sua origem de forma oposta, ou seja, a abertura teria ocorrido de norte a sul, em direção ao ponto quente (Franke, 2013). Além disso, Fromm et al. (2015) propõem que o padrão de abertura não foi influenciado por anomalias mantélicas.

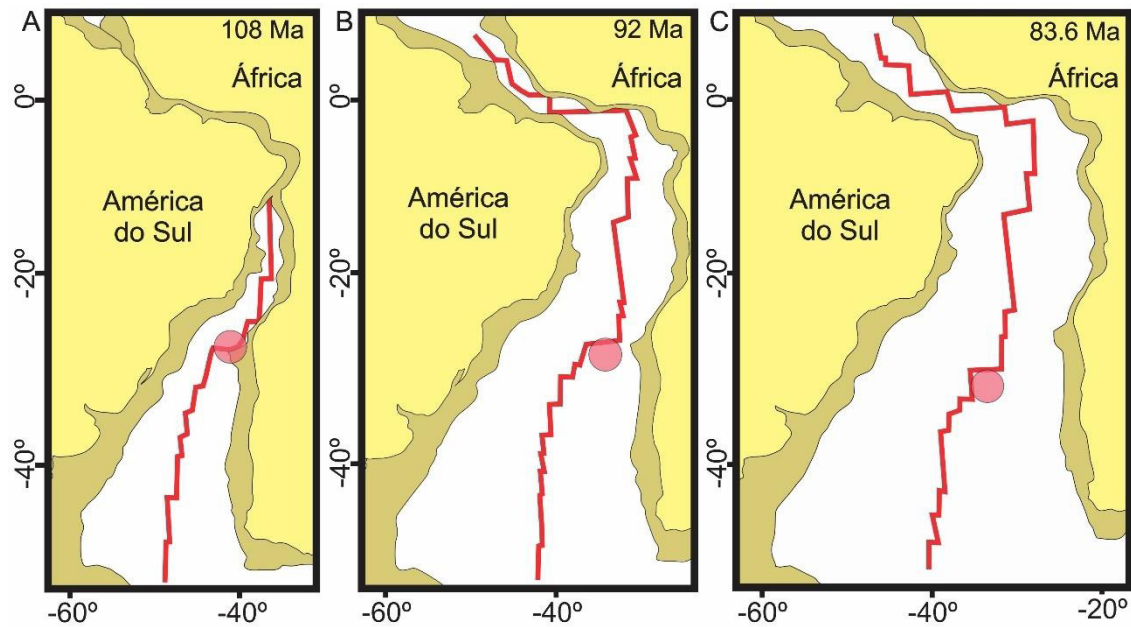


Figura 2.1 - Reconstruções da ruptura entre a América do Sul e a África baseado em Granot e Dymant (2015). Na representação gráfica, a linha vermelha ilustra a localização da dorsal oceânica, enquanto o círculo vermelho indica a posição do Ponto Quente Tristão da Cunha, conforme mencionado em Fromm et al. (2015).

De forma independente ao modelo considerado, é consistente em todos eles que existe uma herança tectônica oriunda de estruturas preexistentes do embasamento controlando a formação e evolução de bacias sedimentares nas margens continentais tanto africana, quanto sul-americana (Daly et al., 1989; Chang et al., 1992; Matos, 1992; Modisi et al., 2000; de Castro et al., 2012). Estudos também correlacionaram essas reativações com o padrão de abertura do Oceano Atlântico Sul (Daly et al., 1989; Will e Frimmel, 2013). Além disso, esse controle da herança tectônica, atuando como reativações rúpteis podem resultar em zonas de fraqueza de longa duração, acomodando fases de deformação que persistem até os estágios pós-rifte das bacias (p. ex., Di Vincenzo et al., 2013).

Segundo Vasconcelos et al. (2019), durante o processo de fragmentação do Pangea, as zonas de cisalhamento pré-cambrianas desempenharam o papel de zonas de fraqueza e passaram por reativações abruptas, influenciando a formação das falhas transformantes, que posteriormente evoluíram para zonas de fraturas oceânicas devido ao espalhamento oceânico, separando a África e a América do Sul. Embora haja algumas incertezas a respeito, esses resultados assemelham-se aos observados em outras margens passivas resultantes da fragmentação do Pangea, como as margens entre a Austrália e a Antártida (Storti et al., 2007; Gibson et al., 2013).

2.1.2 Herança tectônica em escala de bacia – Fase Rifte

Especialmente durante a fase rifte, a herança tectônica em escala de bacia desempenha um papel significativo na evolução geológica e geomorfológica dos domínios geológicos. Normalmente, os riftes associam-se a sistemas tectônicos que se desenvolvem quando a litosfera é estendida e afinada, resultando na formação de falhas e fraturas ao longo de uma região continental. Essa fase é fundamental na história de desenvolvimento das bacias sedimentares e pode influenciar a distribuição dos depósitos sedimentares, padrões estruturais e recursos naturais em uma área (Corti et al., 2010; Keen et al., 2014; Osagiede et al., 2020).

Ao longo do processo de rifteamento continental, a localização inicial da deformação, frequentemente, ocorre ao longo de fraquezas estruturais herdadas de fases tectônicas anteriores (p. ex., Wilson, 1966; Morley et al., 1990; Nelson et al., 1992; Bonini et al., 1997; Corti, 2012). A herança tectônica, como a orientação de falhas preexistentes ou lineamentos estruturais, pode atuar como rotas preferenciais para a migração de fluidos e contribuir para a formação de armadilhas estruturais que são fundamentais para a acumulação de petróleo e gás (Cao et al., 2006).

Como regra geral, bacias rifte herdadas (Cawood et al., 2001) são formadas quando uma ou mais novas zonas de rifteamento são fortemente influenciadas por quaisquer estruturas preexistentes presentes no embasamento, como zonas de transferência (Heffner, 2013) ou até mesmo estruturas de rifteamentos mais antigos (Misra e Mukherjee, 2015). Nesse sentido, como exemplo, a bacia de Macaúbas foi desenvolvida influenciada pelo arcabouço de herança tectônica do Aulacógeno do Espinhaço na margem sudeste e interior do Cráton do São Francisco (Souza et al., 2017; Reis et al., 2017).

Durante a evolução do Rifte do Atlântico Sul, Chang et al. (1988) identificaram três fases sin-rifte principais. Matos (1992) correlacionou a fase rifte das bacias intracontinentais da Província Borborema com a fase sin-rifte II, caracterizada por vários vales de rifte associados a uma extensa fratura na parte superior da crosta, conhecida como Sistema rifte Cariri-Potiguar. Essa fase sin-rifte, que ocorreu no Cretáceo Inferior, foi o resultado de uma distensão NW-SE ao longo de zonas de cisalhamento (**Figura 2.2**) (Sénant e Popoff, 1991; Matos, 1992; Françolin et al., 1994). O eixo do rifte Cariri-Potiguar engloba uma série de bacias intracratônicas com orientação nordeste na porção central da Província Borborema (**Figura 2.2**). No geral, essas bacias apresentam uma

geometria do tipo semi-gráben, mergulhando para o sudeste, com falhas de transferência NW-SE (de Castro et al., 2007).

Na fase rifte do Cretáceo Inferior, a instalação das bacias encerrou um controle arquitetural importante das anisotropias do embasamento cristalino, onde a acomodação do *strain* distensional NW-SE provocou o surgimento de falhas ao longo das faixas miloníticas brasileiras da Província Borborema (**Figura 2.2**) (Sénant e Popoff, 1991; Matos, 1992,1999; Françolin, 1994; Castro et al., 2007; Córdoba et al., 2008; Kirkpatrick et al., 2013). A Bacia Rio do Peixe (objeto central do presente estudo) se formou na interseção da Zona de Cisalhamento Portalegre, de direção NE-SW, com a Zona de Cisalhamento Malta, de direção E-W. As falhas rúpteis geradas pela reativação das zonas de cisalhamento pré-cambrianas foram a Falha Portalegre e a Falha Malta, respectivamente (Matos, 1992; Françolin et al., 1994) (**Figura 1.1**).

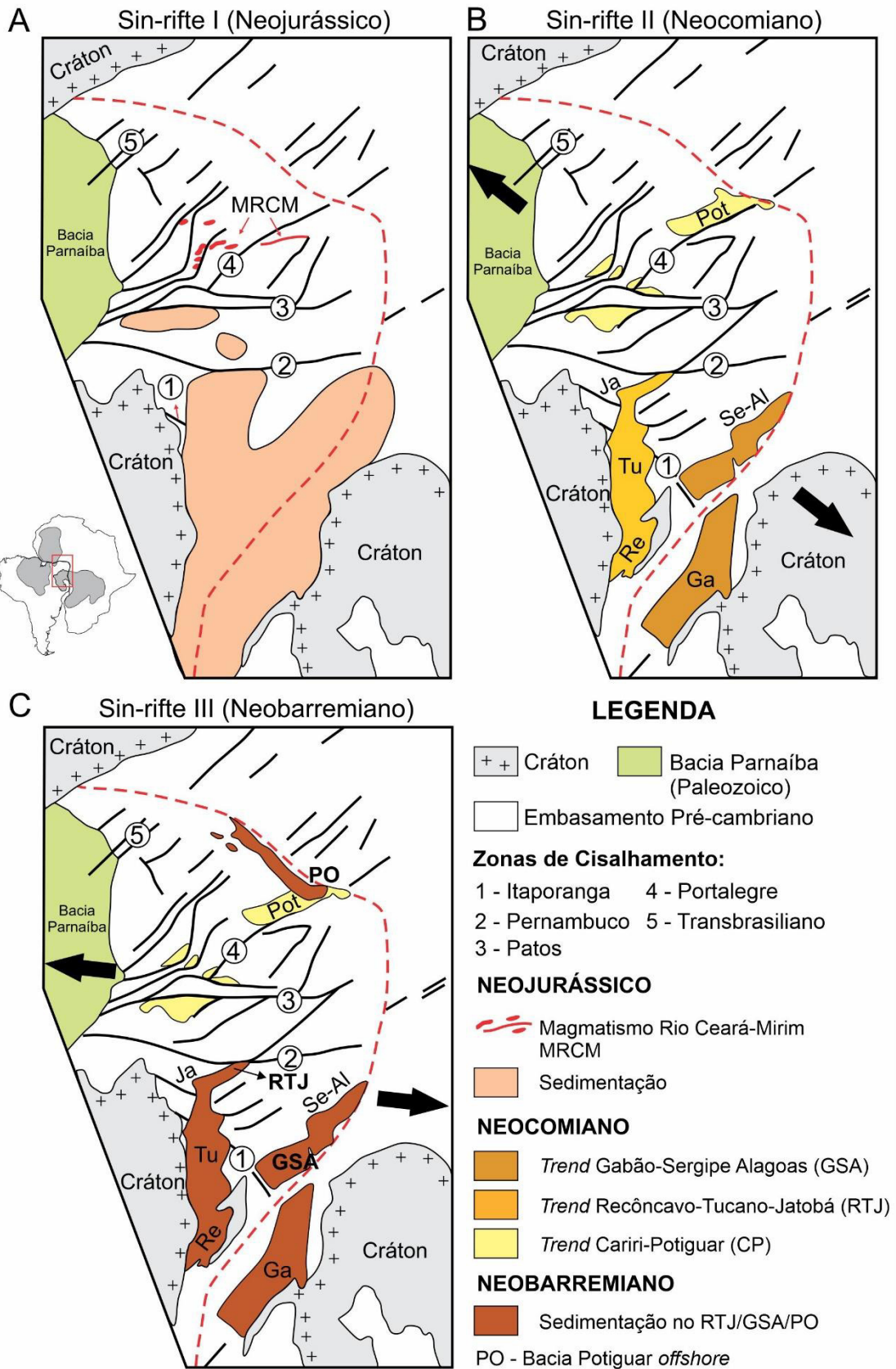


Figura 2.2 - Modelo esquemático para a evolução tectônica de bacias rifte no nordeste brasileiro (modificado de Matos, 1999). As setas pretas indicam a principal direção da extensão. A linha vermelha tracejada representa a região onde ocorrerá a futura separação continental. Zonas de

cisalhamento: 1 – Itaporanga; 2 – Pernambuco; 3 – Patos; 4 – Portalegre; 5 – Lineamento Transbrasiliano. Bacias sedimentares: Ga – Gabão; Re – Recôncavo; Tu – Tucano; Ja – Jatobá; Pot – Potiguar. MRCM – Magmatismo Rio Ceará-Mirim.

2.1.3 Herança tectônica em escala de bacia – Fase Pós-Rifte

A herança tectônica em escala de bacia durante a fase pós-rifte refere-se à influência que as estruturas tectônicas preexistentes têm sobre a evolução geológica de uma bacia sedimentar após o processo de rifteamento. Esse período é caracterizado por eventos tectônicos que moldam a bacia e influenciam a deposição de sedimentos. Durante a fase pós-rifte, as estruturas tectônicas formadas durante o rifteamento são reativadas ou modificadas sob a influência de diferentes processos geodinâmicos. Essas estruturas podem incluir falhas, lineamentos, dobras e outras feições geológicas presentes no embasamento cristalino da bacia (Miró et al., 2022; Strugale e Cartwright, 2022).

Diversos estudos indicam que algumas estruturas preexistentes também foram reativadas durante a fase pós-rifte das bacias sedimentares na margem continental passiva da América do Sul (p. ex., Bezerra e Vita-Finzi, 2000; Bezerra et al., 2014; Lima et al., 2014; Lima et al., 2017), incluindo inversões tectônicas (Basile et al., 2013; Marques et al., 2014; Nogueira et al., 2015), devido a mudanças no regime tectônico (Williams et al., 1989; Jackson et al., 2013). Essa observação é corroborada pelos dados de campo de tensões, que indicam que o esforço máximo horizontal é predominantemente na direção E-W tanto na margem continental do Brasil quanto nos Andes (Assumpção et al., 2016).

As zonas de cisalhamento pré-cambrianas também desempenharam um papel fundamental na reativação de falhas na evolução pós-rifte de algumas bacias no nordeste brasileiro, como por exemplo, na porção *onshore* das bacias Sergipe-Alagoas e Pernambuco (Vasconcelos et al., 2019), onde tiveram influência na localização e no estilo arquitetônico dos riftes dessas bacias (**Figura 2.3**). Durante a fase pós-rifte, o campo de tensões, originado na Dorsal Mesoatlântica e nas Cordilheiras dos Andes, desempenhou um papel fundamental em reativações posteriores das zonas de cisalhamento, resultando no desenvolvimento de inversões tectônicas na porção continental da Bacia Sergipe-Alagoas, que têm sido ativadas desde o Campaniano até o presente. Além disso, foram documentadas tanto falhas normais quanto inversas nessa fase pós-tectônica. Um padrão consistente com o regime de deslocamento horizontal descrito no parágrafo anterior. A evolução atual da geomorfologia foi influenciada pelas reativações pós-rifte das falhas

relacionadas às zonas de cisalhamento, especialmente nos vales fluviais, na morfologia da planície costeira do Rio São Francisco e na inversão do relevo (**Figura 2.3C**).

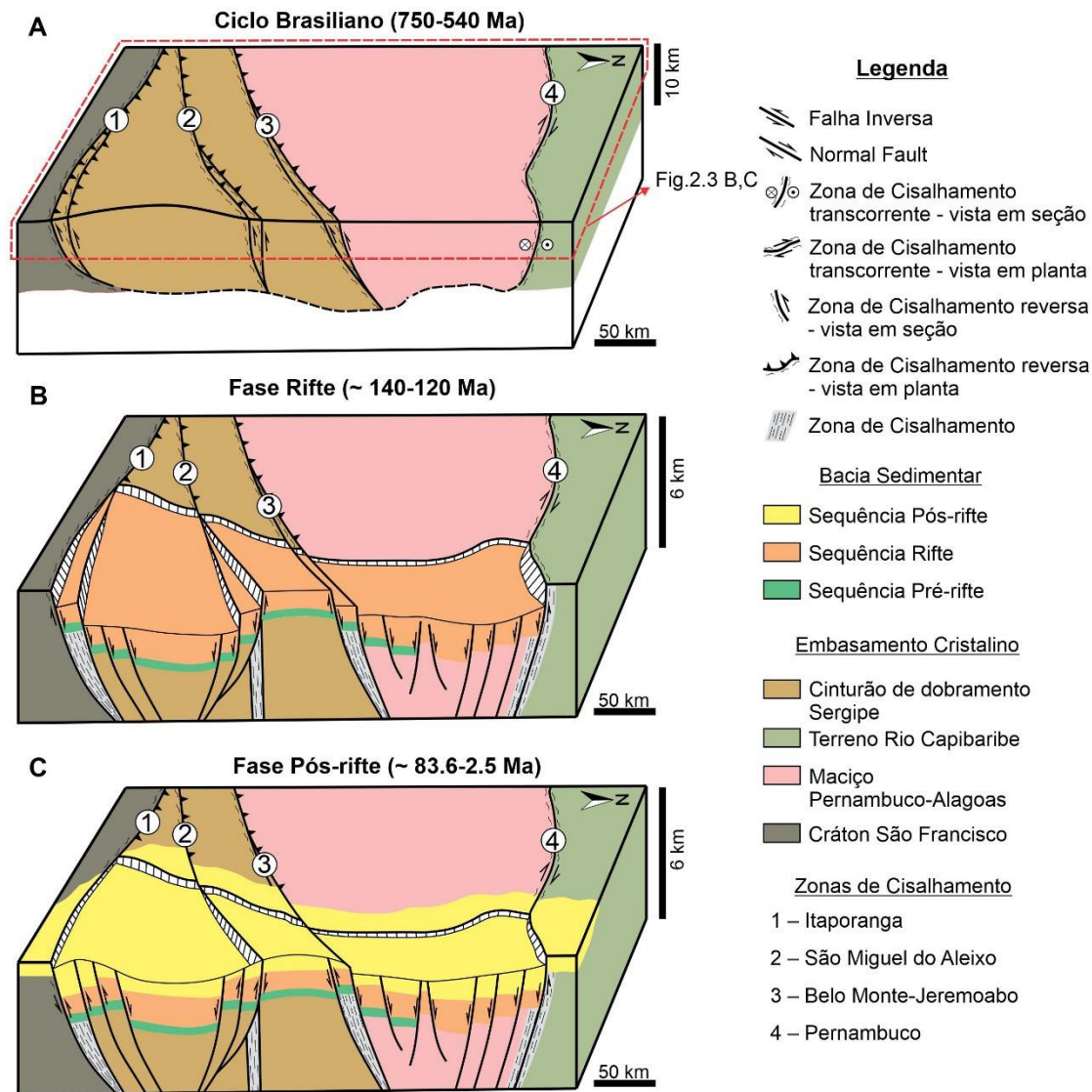


Figura 2.3 – Modelo evolutivo da Bacia Sergipe-Alagoas (modificado de Vasconcelos et al. 2019): (A) As zonas de cisalhamento se formaram em um regime dúctil no Pré-Cambriano, favorecendo a origem de zonas de fraqueza, onde mais tarde, (B) na fase de rifte, seriam reativadas como falhas normais, controlando os limites estruturais e, conseqüentemente, a localização dos riftes. (C) Na fase pós-rifte, devido à compressão da Dorsal Mesoatlântica e da Cordilheira dos Andes, os dobramentos anticlinais se formaram e as falhas normais foram reativadas, algumas das quais foram revertidas, caracterizando uma tectônica de inversão nas bacias da margem continental.

Da mesma forma, a BRP abordada no presente estudo, além das duas principais zonas de cisalhamento pré-cambrianas (ZCPA e ZCMA) (**Figura 1.1**), outras estruturas preexistentes atuaram como locais preferenciais para acomodar as tensões da inversão

tectônica (Vasconcelos et al., 2021). Por exemplo, falhas normais originais de orientação NE-SW da fase de rifte na Sub-bacia Sousa, como as falhas Sítio Sagui e Lagoa do Forno (**Figura 1.1**), foram reativadas de forma rúptil como falhas invertidas durante a fase pós-rifte. É observado que a inversão tectônica na bacia é concentrada próximo aos principais *horsts* do embasamento, os quais são controlados por zonas de fraqueza originadas de reativações rúpteis das zonas de cisalhamento pré-cambrianas (Françolin et al., 1994; de Castro et al., 2007; Nogueira et al., 2015).

2.2 MODELO TECTÔNICO EVOLUTIVO PARA AS BACIAS INTERIORES DO NORDESTE BRASILEIRO

Há cerca de 130 milhões de anos, durante o período Neojurássico-Eocretáceo, bacias sedimentares se formaram ao longo da margem leste da América do Sul e oeste da África, devido à fragmentação do supercontinente Gondwana e a abertura do Atlântico Sul (Rand e Mabesoone, 1982; Szatmari et al., 1987). No Nordeste brasileiro, esse processo resultou na configuração de um sistema rifte intracratônico, que preserva informações cruciais para entender a fase de rifteamento continental. A evolução do Rifte do Atlântico Sul é dividida em três estágios: sin-rifte I, II e III (Chang et al., 1988; Matos, 1992).

Na fase sin-rifte I, período Neojurássico (**Figura 2.2A**), ocorreu um processo de estiramento crustal inicial, durante o qual uma vasta depressão foi formada e posteriormente preenchida. Os estudos indicam que essa fase não afetou significativamente a porção nordeste do Brasil. Nessa área, o principal evento registrado foi o magmatismo associado ao enxame de diques Rio Ceará-Mirim, que se destaca como a expressão mais significativa desse período.

Na fase sin-rifte II, período Neocomiano-Barremiano (**Figura 2.2B**), ocorreu a fase principal de rifteamento, caracterizada pela distensão no sentido NW-SE ao longo de zonas de cisalhamento (Sénant e Popoff, 1991; Matos, 1992; Françolin et al., 1994). Durante esta fase, os *trends* Gabon-Sergipe Alagoas (GSA), Recôncavo-Tucano-Jatobá (RTJ) e Cariri Potiguar (CP) foram desenvolvidos. De acordo com Matos (1992), a fase rifte das bacias da Província Borborema está associada a esse estágio, quando grandes vales de rifte são associados com uma fratura generalizada da parte superior da crosta, denominado de Sistema rifte Cariri-Potiguar, além disso, vários modelos sugerem a influência das estruturas pré-cambrianas no controle estrutural desses riftes (Matos, 1992, 1999). Por exemplo, a Zona de Cisalhamento Pernambuco é descrita como uma zona de

transferência que atuou acomodando os esforços distensionais que deram origem a esses riftes. O eixo Cariri-Potiguar engloba um conjunto de bacias intracratônicas localizadas na parte central da Província Borborema, com uma direção nordeste, o que favoreceu a sua abertura (**Figura 2.2B**). Essas bacias, de maneira geral, possuem uma geometria similar a um semi-gráben, mergulhando para SE, e são caracterizadas por apresentarem falhas de transferência no sentido NW-SE (de Castro et al., 2007).

A fase sin-rifte III, período Aptiano-Albiano (**Figura 2.2C**) está relacionada a uma mudança na direção dos esforços distensivos, que sofreu uma rotação no sentido anti-horário, resultando em uma cinemática transcorrente dextral ao longo de um *trend* E-W. Nessa última fase, o *trend* Cariri Potiguar foi interrompido e deu início à deformação na margem equatorial. Após o rifteamento, o continente sul-americano foi influenciado pela formação da Dorsal Mesoatlântica e pelo soerguimento da Cordilheira dos Andes, levando à compressão horizontal da placa sul-americana. Essa mudança interrompeu o rifteamento no Cretáceo Superior, devido a tensões tectônicas permanente entre a dorsal oceânica e Andes. O campo de tensão variou ao longo do tempo, seguindo flutuações de altitude nos Andes Centrais. No Nordeste do Brasil, ocorreu uma mudança na deformação de extensão para compressão horizontal, com forte compressão tectônica entre o Paleógeno e o Neógeno, quando os Andes atingiram a sua maior elevação. Esse novo campo de tensões favoreceu a inversão de bacias sedimentares, incluindo a Bacia Rio do Peixe (Assumpção, 1992; Cobbold et al., 2007; Marques e Moulin, 2011; Cogné et al., 2012), abordada no presente estudo.

A Bacia Rio do Peixe está situada no *trend* Cariri Potiguar e sua origem está associada à fase sin-rifte II, conforme mostrado na **Figura 2.2B**. Durante o evento de rifteamento no Eocretáceo, a formação das bacias foi influenciada pelo controle arquitetural das anisotropias do embasamento cristalino. A acomodação do *strain* distensional NW-SE resultou na nucleação de falhas ao longo das faixas miloníticas brasileiras da Província Borborema, conforme mencionado por diversos autores (Sénant e Popoff, 1991; Matos, 1992,1999; Françolin, 1994; de Castro et al., 2007; Córdoba et al., 2008; Kirkpatrick et al., 2013).

2.3 CONFIGURAÇÃO TECTÔNICA DA PROVÍNCIA BORBOREMA

A Província Borborema (PB) é um cinturão de dobramentos neoproterozoicos formado durante o Ciclo Orogênico Brasileiro/Pan-Africano (670-540 Ma) com uma evolução tectônica complexa (Matos, 1992; Van Schmus et al., 1995; Almeida et al.,

2000). Esse evento representa o mais importante de todos os eventos tectônicos na evolução geológica do Brasil (Schobbenhaus e Neves, 2003), que amalgamou o bloco continental do Gondwana Ocidental, formado pelas massas continentais que representam a África, a América do Sul, a Austrália, a Índia e a Antártica (Trompette, 1994). A Província Borborema limita-se pelo Cráton São Francisco a sul, pelas rochas sedimentares paleozoicas da Bacia do Parnaíba a oeste, e pelos sedimentos costeiros mesozoicos e cenozoicos a norte e a leste (Almeida et al., 2000) (Figura 2.4).

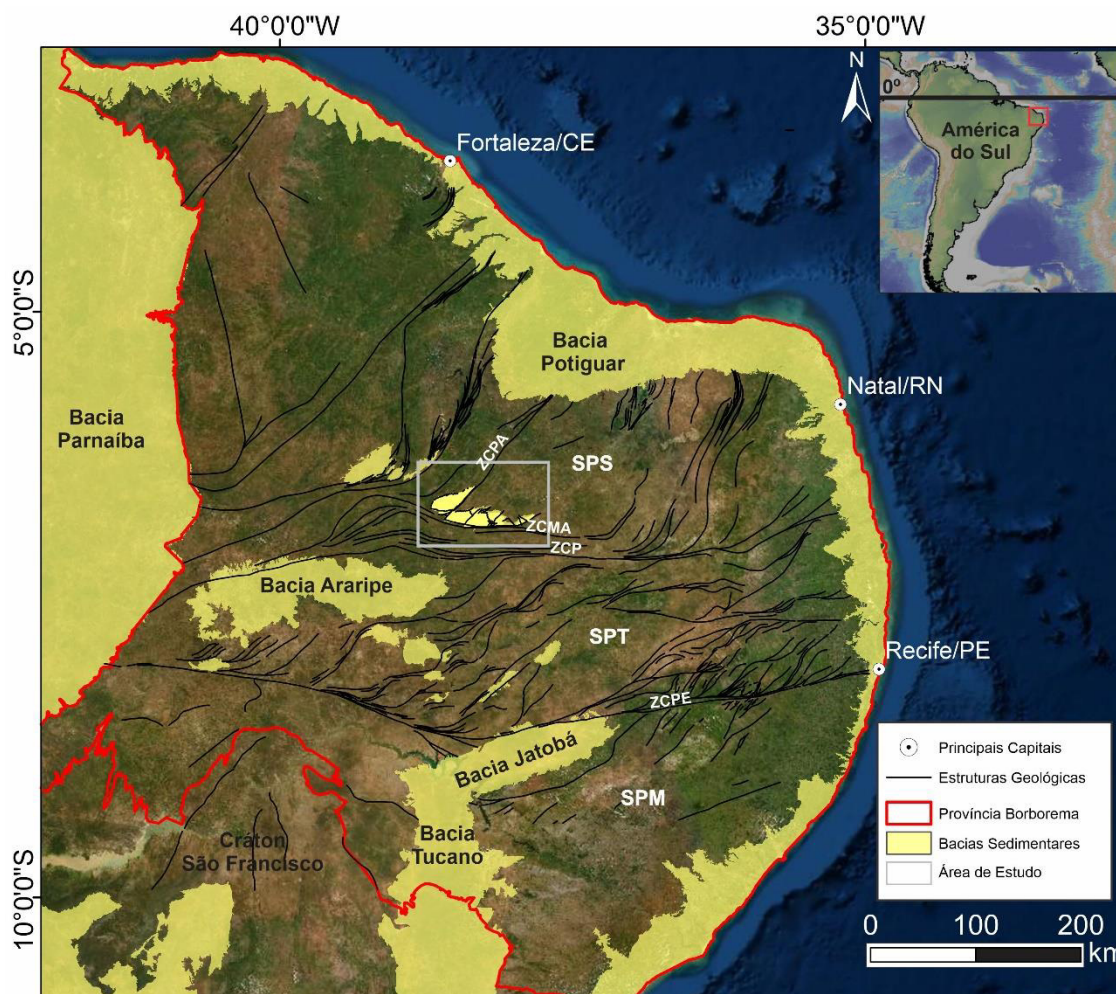


Figura 2.4 – Mapa geológico simplificado da Província Borborema e suas sub-províncias, destacando zonas de cisalhamento e coberturas sedimentares, com a localização da Bacia Rio do Peixe (BRP – Área de estudo). Zonas de Cisalhamento: ZCPA – Zona de Cisalhamento Portalegre; ZCMA – Zona de Cisalhamento Malta; ZCP – Zona de Cisalhamento Patos; ZCPE – Zona de Cisalhamento Pernambuco. Sub-províncias principais: Setentrional (SPS), Transversal (SPT) e Meridional (SPM).

A Província Borborema compreende inúmeras zonas de cisalhamento, com direções predominantes para E-W e NE-SW. As zonas de cisalhamento normalmente

possuem uma forma sigmoidal, podendo se estender até milhares de quilômetros com até 10 km de quilômetros de largura. As zonas de cisalhamento Patos e Pernambuco, ambas de direção E-W, são as mais extensas (Françolin et al., 1994). Durante o Cretáceo Inferior, uma boa parte dessas zonas de cisalhamento apresentaram reativações frágeis na forma de falhas, sendo fundamentais no desenvolvimento das várias bacias sedimentares (Modisi et al., 2000), entre elas, a Bacia Rio do Peixe (Daly et al., 1989; Vauchez et al., 1995).

De acordo com reconstruções do Gondwana Ocidental para o período pré-ruptura do Pangeia, essas zonas de cisalhamento eram estruturas de escala continental com mais de 1000 km de extensão, formando cinturões miloníticos verticais de direção NE ou E-W, com 1,0 a 10 km de largura, e que, em alguns casos, alcançam a Moho (de Castro et al., 2012). A interação dos esforços tectônicos provenientes das convergências de placas litosféricas propostas para explicar a origem da Província Borborema (Fetter et al., 2003; Kröner e Cordani, 2003) teve como consequência uma colisão continental generalizada, que definiu a geometria das zonas de cisalhamento da maneira como é conhecida atualmente (Ganade de Araújo et al., 2014). Assim, a Província Borborema é um mosaico de porções de embasamento e faixas orogênicas de idades arqueanas a neoproterozoicas com origens e evoluções distintas, separadas por zonas de cisalhamento (Almeida et al., 1981; Van Schmus et al., 1995, 2008; Brito Neves et al., 2000, 2014) e dividida em três sub-províncias principais: Setentrional (SPS), Transversal (SPT) e Meridional (SPM) (**Figura 2.2**). Além das sub-províncias, a Província Borborema é dividida em cinco principais domínios tectônicos que reservam características litoestratigráficas, estruturais, geocronológicas e geofísicas, os diferenciando dos terrenos adjacentes, são eles: Médio Coreáú, Ceará, Rio Grande do Norte, Central e Sul (Brito Neves et al., 2000) (**Figura 2.5**).

As bacias rifte sedimentares formadas durante o Cretáceo Inferior ao longo da Província Borborema (Daly et al., 1989), sofreram influência das reativações rúpteis de zonas de cisalhamento e de falhas geradas na abertura do Atlântico Sul, havendo também, registros desse evento na fase pós-rifte durante o Cretáceo-Quaternário em bacias da margem continental do Nordeste do Brasil (Bezerra e Vita-Finzi, 2000; Bezerra et al., 2007; de Castro et al., 2012; Bezerra et al., 2014; Lima et al., 2015). Estas reativações têm ocasionado deformações nas porções *offshore* (Barbosa et al., 2014) e *onshore* de bacias da margem continental (Bezerra e Vita-Finzi, 2000; Bezerra et al., 2014),

influenciando na deposição dos sedimentos (Lima et al., 2015), geometria (Araújo et al., 2018) e no controle das formas de relevo (Lima et al., 2017) destas bacias.

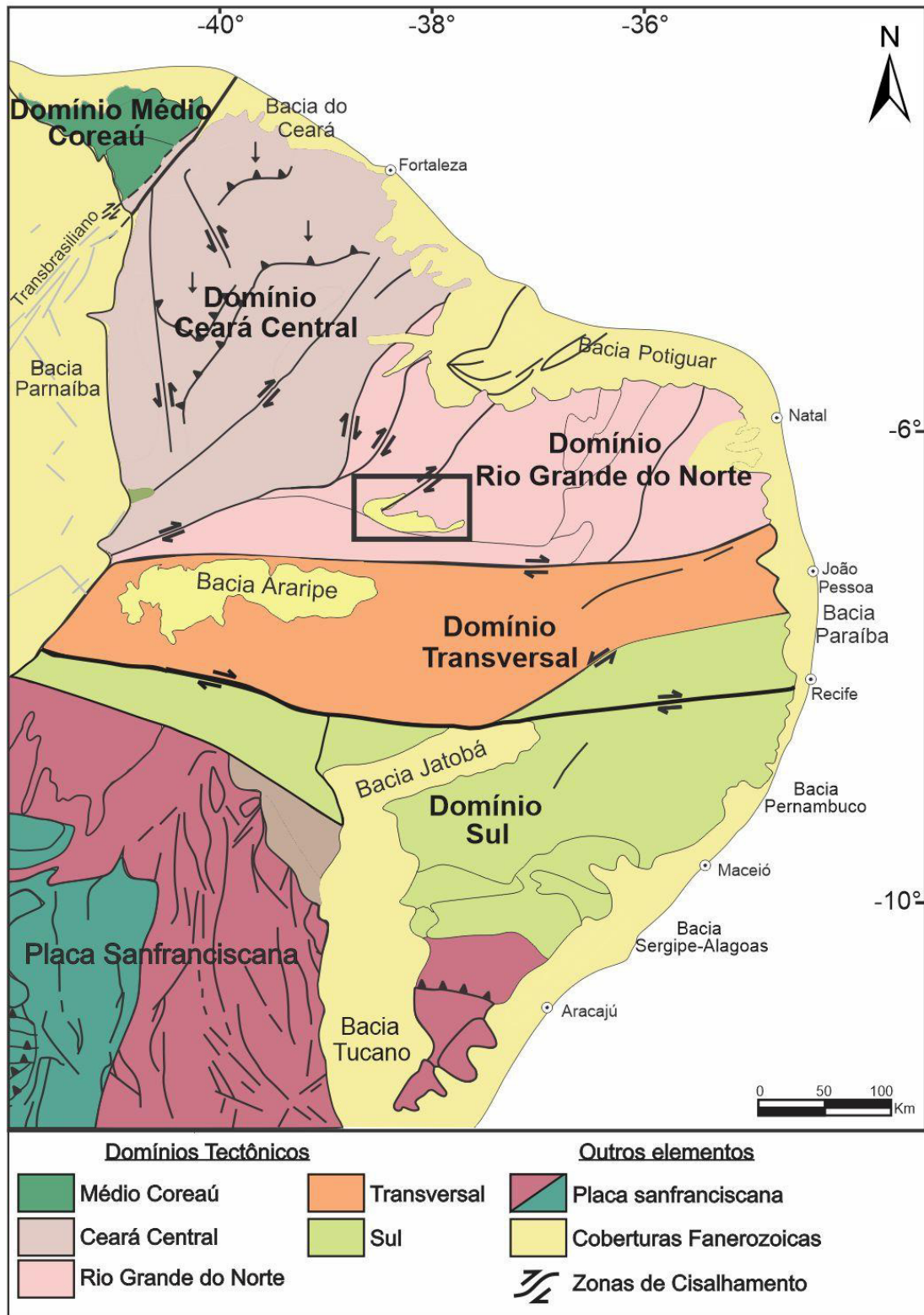


Figura 2.5 - Domínios tectônicos da Província Borborema e principais coberturas sedimentares fanerozoicas. Modificado de Brito Neves e Santos (2000) e Oliveira (2008). Retângulo preto destaca a Bacia Rio do Peixe.

2.3.1 Reativações rúpteis de zonas de cisalhamento no contexto da Província Borborema

A reativação rúptil de uma zona de cisalhamento ocorre quando há uma interrupção no crescimento da estrutura existente e, após um certo intervalo de tempo, uma nova falha é criada ao longo desta estrutura, podendo apresentar direção e mergulho diferentes. Essa reativação pode ser causada por uma variedade de processos, como mudanças no regime de esforços tectônicos, variações na pressão dos fluidos, variações na temperatura e outras condições geológicas locais (Fossen, 2010). Reativações são importantes porque podem afetar significativamente a estruturação da crosta terrestre em uma região. Por exemplo, a reativação rúptil de uma zona de cisalhamento pode levar à criação de novas falhas, ao aumento de falhas existentes e a uma mudança na orientação das estruturas geológicas, resultando na criação de novas bacias sedimentares.

O processo de rifteamento ocorre em escala global, acontecendo ao longo de cinturões móveis preexistentes, os quais têm um papel importante na determinação da direção dos riftes. Em menor escala, as zonas de cisalhamento já existentes dentro desses cinturões móveis podem ser reativadas como falhas de borda de riftes, o que contribui para a formação de bacias sedimentares (Salomon et al., 2015). Vários estudos têm investigado essa relação entre as bacias rifte e estruturas preexistentes, mostrando semelhanças entre as direções das falhas de borda observadas em seções sísmicas e a tectônica do embasamento cristalino subjacente (Roberts e Holdsworth, 1999; Wilson et al., 2006). Essas observações ressaltam a importância da influência das estruturas preexistentes no processo de formação das bacias sedimentares (Daly et al., 1989; Lee e Hwang, 1993; Scheck-Wenderoth e Lamarche, 2005; Paul e Mitra, 2012).

Reativações de estruturas dúcteis e/ou rúpteis são fundamentais para entender a fragmentação do Pangeia, a evolução de riftes e a formação de margens passivas. Em regimes distensionais, as zonas de cisalhamento são essenciais para determinar a geometria da deformação em sistemas de falhas transcorrentes, cinturões orogênicos e bacias rifte (Holdsworth et al., 2001). A reativação das estruturas é um processo significativo que também pode desencadear deformações posteriores importantes (p. ex., Handy, 1989; Smith e Mosley, 1993; Piqué e Laville, 1996; Holdsworth et al., 2001; Younes e Ken McClay, 2002). Algumas estruturas reativadas podem atuar como caminhos para migração de fluidos hidrotermais e magmas (p. ex., Kerrich, 1986; McCaig, 1997).

Sobre esse tema, foram conduzidos diversos estudos em diferentes regiões do mundo (p. ex., Ring, 1994; Modisi et al., 2000; Beacom et al., 2001; Allen, 2004; Gontijo-Pascutti et al., 2010; Kirkpatrick et al., 2013). Observa-se que as zonas de cisalhamento do embasamento influenciam a reativação de falhas em processos de rifteamento, que incluem a nucleação do rifte, a ruptura continental e a evolução das margens continentais (p. ex., Daly et al., 1989; Modisi et al., 2000; Storti et al., 2007; Gibson et al., 2013). Por exemplo, a evolução da margem passiva da Groenlândia Ocidental está relacionada a processos de rifteamento ao longo de anisotropias crustais preexistentes (Morley et al., 2004; Bureau et al., 2013; Peace et al., 2018). Na Bacia de Campos (área marítima no sudeste do Brasil), a nucleação, crescimento e estilo estrutural das falhas de rifte estão associados a estruturas herdadas da Orogenia Brasileira-Panafricana, com idades entre 740 e 560 Ma (Vasconcelos et al., 2019; Strugale et al., 2021).

Na Província Borborema, durante a Orogenia Brasileira, formaram-se amplas zonas de cisalhamento com direções predominantemente NE-SW e E-W. Essas zonas de cisalhamento foram posteriormente reativadas de forma rúptil no período Cretáceo, resultando em padrões de falhamento com direções NE-SW e E-W (de Castro et al., 2008, 2012). Ao final dessa orogenia, os diversos blocos crustais parecem ter sido levantados de forma variável ao longo dos principais lineamentos, possivelmente devido à reativação dúctil-rúptil das extensas zonas de cisalhamento ou em associação com ajustes isostáticos após o tectonismo (Corsini et al., 1998).

Em um estágio posterior, ocorreu uma fase de reativação de zonas de cisalhamento, abrangendo o período do Jurássico Superior ao Cretáceo Inferior. Essa fase de reativação resultou na formação de riftes, os quais deram origem a várias bacias interiores, incluindo Recôncavo, Tucano, Jatobá, Araripe, Rio do Peixe, Iguatu, além das bacias costeiras da margem Atlântica, como Ceará, Potiguar, Pernambuco, Paraíba e Sergipe-Alagoas (Matos, 1992). Esses eventos contribuíram para a fragmentação do Gondwana Ocidental, a separação das placas sul-americana e africana e a formação do Oceano Atlântico. Concomitantemente à formação do Atlântico, a região continental sofreu elevação e erosão em uma fase de reestabilização pós-cretácea (Peulvast e Claudino Sales, 2003). Muitos depósitos sedimentares resultantes desses eventos tectônicos sucessivos foram influenciados por falhas no embasamento subjacente, especialmente as estruturas desenvolvidas durante o tectonismo que ocorreu desde o final do Ciclo Brasileiro até o Cretáceo (Matos, 1992). Essas falhas desempenharam papéis pré, sin e pós-deposicionais na área das bacias rifte na Província Borborema (Bezerra e Vita-Finzi, 2000).

Capítulo 3

A Bacia Rio do Peixe (BRP)

3. A BACIA RIO DO PEIXE

A Bacia Rio do Peixe (BRP) está inserida no embasamento pré-cambriano da Província Borborema, centrada a norte da Zona de Cisalhamento Malta, no limite entre os estados da Paraíba e do Ceará (**Figura 1.1A**). Esta bacia concerne ao conjunto de Bacias Interiores do Nordeste brasileiro, localizadas a sul da Bacia Potiguar (BP) e ao norte das bacias Tucano-Jatobá, com sua origem associada ao rifteamento que delimitou a margem continental do Nordeste brasileiro. Segundo França et al. (1994), a origem dessa bacia está associada com a reativação rúptil das zonas de cisalhamento Malta (E-W) e Portalegre (NE-SW).

3.1 EMBASAMENTO DA BACIA RIO DO PEIXE

O embasamento pré-cambriano da Província Borborema é dividido em cinco principais domínios tectônicos (Brito Neves et al., 2000) que reservam características litoestratigráficas, estruturais, geocronológicas e geofísicas, que os diferem dos demais terrenos adjacentes (**Figura 2.5**) (Ferreira e Santos, 2000). Dentre esses, estão os domínios Rio Grande do Norte e Ceará Central, definidos por Brito Neves e Santos (2000) e Oliveira (2008), os quais abrangem as bacias interiores do Nordeste e são constituídos por unidades geológicas pré-cambrianas da Província Borborema (Almeida et al., 1977).

A BRP situa-se no Domínio Rio Grande do Norte, cujo limite a leste é dado pela Bacia Pernambuco-Paraíba, oeste pela Zona de Cisalhamento Orós, a norte pela Bacia Potiguar e a sul pela Zona de Cisalhamento Malta (**Figuras 2.4 e 2.5**). O mencionado domínio é marcado por um cinturão metassedimentar neoproterozoico (Faixa Seridó) e envolve blocos de rochas metaplutônicas, metavulcânicas e metassedimentares arqueanas a paleoproterozoicas do Complexo Caicó. O embasamento pré-cambriano da Bacia do Rio do Peixe compreende três domínios tectono-estruturais, situados ao norte da Zona de Cisalhamento Patos: Orós-Jaguaribe, Rio Piranhas e Granjeiro (**Figura 3.1**). Os protólitos do embasamento são gnaisses, migmatitos, granitos, pegmatitos, metaconglomerados e xistos (França et al., 1994).

O Domínio Orós-Jaguaribe, inserido a oeste da Zona de Cisalhamento Portalegre, é composto por biotita gnaisses bandados, em partes migmatizados do Complexo Jaguaretama (Jardim de Sá, 1994), cobertos por uma sequência metavulcanossedimentar (Grupo Serra de São José). Tal sequência é composta por biotita-gnaisses xistosos com níveis de anfibólito (Brito Neves, 1975). O Domínio Rio Piranhas é limitado a leste pela Zona de Cisalhamento Picuí-João Câmara e a oeste pelo Domínio Orós-Jaguaribe. O

embasamento é composto por rochas metamórficas de alto grau do Complexo Caicó (gnaisses bandados, augen-gnaisses e ortognaisses de ampla variação composicional) (Costa, 2015). Depositadas acima dessas unidades basais, encontram-se sequências supracrustais metaplutônicas e metavulcanossedimentares do Grupo Seridó. Segundo Ferreira (1998), no local também está inserido o magmatismo estateriano, caracterizado pela Suíte Poço da Cruz – augen-ortognaisses de composição granítica a quartzo monzonítica. O Domínio Granjeiro é limitado a norte pela Zona de Cisalhamento Malta, cujas rochas que o compõem são na sua maioria metamórficas, tais como: gnaisses, xistos, quartzitos e mármore, resultantes do metamorfismo de rochas sedimentares e ígneas preexistentes (Silva et al., 1997).

A BRP apresenta três sub-bacias que são separadas por altos estruturais, as quais foram originadas do movimento distensional de direção NW-SE, que fragmentou o embasamento cristalino (**Figura 3.1A**). Tal compartimentação da BRP foi fortemente condicionada pela intensa deformação dos domínios geológicos, limitados pelas zonas de cisalhamento existentes nessa região (Sénant e Popoff, 1991; Matos, 1992; Françolin et al., 1994).

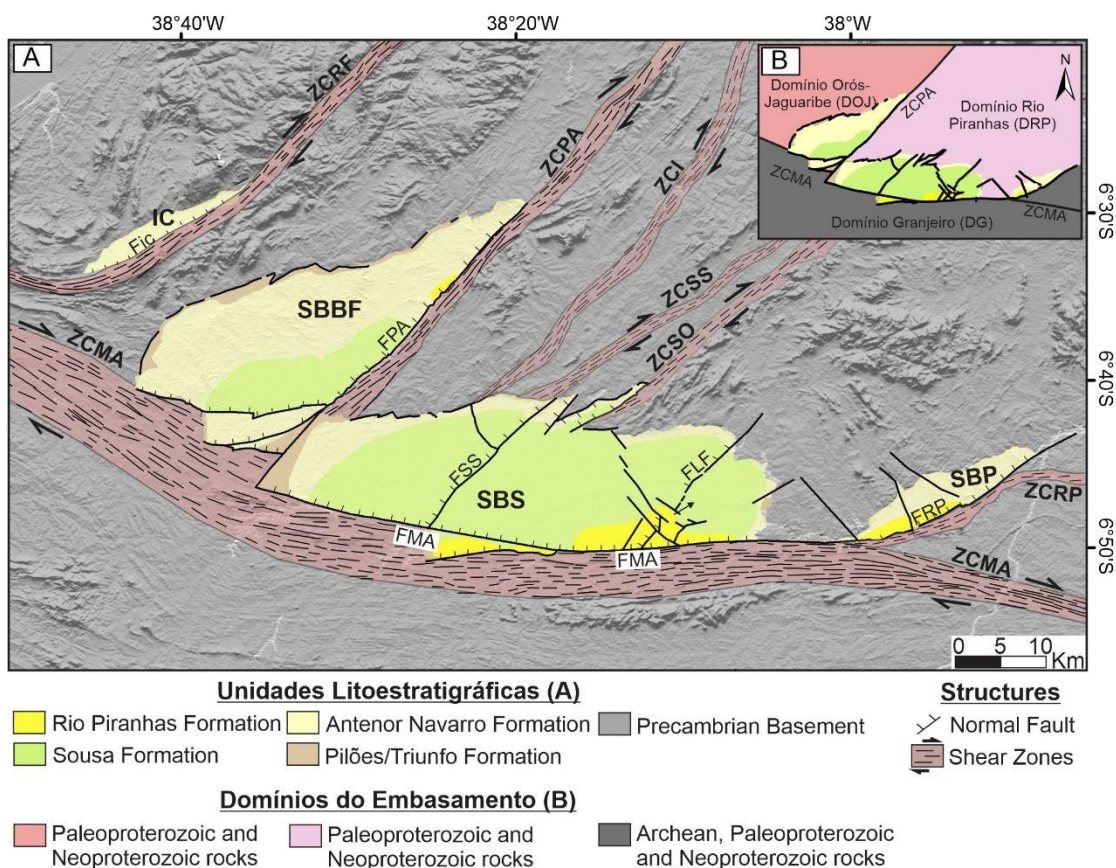


Figura 3.1 - - (A) Mapa geológico simplificado da Bacia Rio do Peixe (BRP) destacando as principais zonas de cisalhamento e falhas (adaptado de Françolin et al., 1994; Medeiros et al., 2005; Vasconcelos et al., 2021; Ramos et al., 2022). Zonas de Cisalhamento (ZC): ZCMA – Malta; ZCRF – Rafael Fernandes; ZCPA – Portalegre; ZCI – Itaporanga; ZCSS – Sítio Sagui; ZCSO - Sousa; ZCRP – Rio Piranhas. Falhas: FIC – Icozinho; FPA – Portalegre; FMA – Malta; FSS – Sítio Sagui; FLF – Lagoa do Forno; FRP – Rio Piranhas. Bacias Sedimentares e sub-bacias (SB): IC – Icozinho; SBBF – Brejo das Freiras; SBS – Sousa; SBP – Pombal. (B) Domínios tectono-estruturais do embasamento da BRP adaptado de Santos (1999) e de Castro et al. (2007).

3.2 ARCABOUÇO ESTRUTURAL

A BRP é composta por três sub-bacias: Brejo das Freiras (SBBF), Sousa (SBS) e Pombal (SBP) (**Figura 3.1**) (Sénant e Popoff, 1991; Françolin et al., 1994; de Castro et al., 2007; Nogueira et al., 2021). Normalmente, as zonas de cisalhamento que delimitam as sub-bacias são descritas como zonas de fraqueza crustais preexistentes, que, em superfície, se localizam as falhas principais das sub-bacias. Essas falhas ocorrem tanto nas unidades litoestratigráficas como também em sedimentos inconsolidados superficiais. Como mencionados anteriormente, estas estruturas frágeis são reativações das zonas de cisalhamento pré-cambrianas (de Castro et al., 2007; Araújo et al., 2018). Como exemplo de falhas reativadas na bacia, têm-se as falhas Portalegre, Malta e Rio Piranhas (**Figura 3.1**). A maior parte das falhas da BRP são normais e foram originadas a partir de um regime distensivo de direção aproximada E-W (Sénant e Popoff, 1991).

A BRP é compartimentada a partir de semi-grábens assimétricos delimitados por horsts e rampas de revezamento. É ainda limitada por falhas nas bordas sul e sudeste (Zonas de Cisalhamento Portalegre e Patos reativadas) e margens flexurais a norte e noroeste, que mergulham em direção às falhas de borda, gerando depocentros. As sub-bacias Brejo das Freiras e Sousa são os principais depocentros da BRP (**Figura 3.1**). De acordo com de Castro et al. (2007) e Vasconcelos et al. (2021), as sub-bacias Brejo das Freiras e Sousa podem atingir pouco mais de 2 km de espessura, enquanto a sub-bacia Pombal não ultrapassa 500 m de espessura. Com preenchimento de origem continental, a BRP é composta por depósitos fluviais, de leques aluviais e lacustres. Esses depósitos sedimentares podem ser claramente separados em cinco unidades estratigráficas (formações), da base para o topo: Pilões, Triunfo, Antenor Navarro, Sousa, e Rio Piranhas (Albuquerque, 1970; Rapozo et al., 2021).

3.3 ARCABOUÇO ESTRATIGRÁFICO

3.3.1 Grupo Santa Helena

Previamente ao trabalho de Roesner et al. (2011), o conhecimento estratigráfico em relação a Bacia Rio do Peixe não mostrava a existência de rochas mais antigas que o Cretáceo Inferior, idade de sedimentação do Grupo Rio do Peixe. Roesner et al. (2011), baseados em associações palinomórficas, e Silva et al. (2014), por meio de estudos palinológicos de rochas com idade eodevoniana, levaram à proposição das unidades estratigráficas Formação Pilões e Formação Triunfo, respectivamente base e topo do Grupo Santa Helena, e a unidade informal de brechas vulcânicas Poço da Jurema (**Figura 3.2**). Em sua base, este grupo de rochas do Devoniano possui relação de não conformidade com o embasamento e, em seu limite superior, uma discordância angular com o Grupo Rio do Peixe. Estima-se um hiato deposicional entre os dois grupos em cerca de 265 Ma (Silva et al., 2014).

De acordo Silva et al. (2014), a Formação Pilões, base do Grupo Santa Helena, é composta por pelitos e arenitos, com brechas e conglomerados subordinados, relacionados a sistemas de leques deltaicos e fluvio-deltaicos. Nesta unidade, ocorrem, ainda, arenitos quartzosos, feldspáticos ou micáceos, com coloração cinza-esverdeada, castanho ou alaranjada. Por outro lado, a Formação Triunfo é constituída por depósitos fluvio-deltaicos entrelaçados, com arenitos e conglomerados, intercalados a pelitos e arenitos finos. Há ocorrências de arenitos calcíferos claros, grossos a conglomeráticos. Comumente, encontra-se em superfície crostas avermelhadas ocasionadas pela precipitação de óxidos de ferro. As rochas dessa formação apresentam granodecrescência ascendente: na base ocorrem conglomerados a arenitos conglomeráticos, que gradam a arenitos muito grossos e grossos, culminando nos pelitos arroxeados no topo. As estratificações cruzadas acanaladas de médio porte e tangenciais indicam sentido de paleocorrente para WNW (Silva et al., 2014).

3.3.2 Grupo Rio do Peixe

O Grupo Rio do Peixe, principal unidade aflorante na BRP, tem sua formação relacionada a sedimentos fluviais e lacustres (de Castro et al., 2007), depositados no Cretáceo Inferior (Córdoba et al., 2008). Segundo esses autores, ocorre interdigitação entre as unidades estratigráficas, que apresentam idades similares, variando entre 145 e 125 Ma (**Figura 3.2**). Inicialmente, Braun (1969) dividiu a Bacia em três unidades

distintas, posteriormente denominadas como formações Antenor Navarro, Sousa e Rio Piranhas (da base para o topo, respectivamente) por Albuquerque (1970) e Mabesoone e Campanha (1974).

A Formação Antenor Navarro, cujo nome deriva da nomenclatura anterior do atual município de São João do Rio do Peixe/PB, foi inicialmente descrita por Costa (1964). De acordo com Mabesoone e Campanha (1974), é representada por arenitos avermelhados a acinzentados, grossos a conglomeráticos, com níveis de conglomerados e brechóides - principalmente em proximidade com as falhas. A gênese da Formação Antenor Navarro é relacionada a sistemas de leques aluviais coalescentes, que evoluem para fluviais entrelaçados ou distributários, associados às margens flexurais e rampas direcionais dos semi-grábens, com paleocorrentes no sentido SE (Silva et al., 2014).

A Formação Sousa apresenta distribuição concentrada na região central da bacia, registrada, em poço exploratório, a profundidade máxima próxima aos 800 m (Silva, 2014). Compreende arenitos finos, siltitos, argilitos e folhelhos, ocorrendo localmente níveis carbonáticos. Associam-se a sistemas de planícies aluviais e/ou lobos terminais, com fácies lacustres em subsuperfície, conforme interpretação sismoestratigráfica. É composta por folhelhos e siltitos intercalados a arenitos, apresentando estruturas como marcas onduladas, laminações plano-paralelas e cruzadas, gretas de contração e calcretes. Representam sistemas deposicionais distintos, que vão desde sistemas subaquosos até aqueles formados por drenagens efêmeras, com paleocorrentes e seguindo direção similar às obtidas para os litotipos da Formação Antenor Navarro (Córdoba et al. 2008).

Os litotipos, que compõem a Formação Rio Piranhas são arenitos finos a grossos com estratificações cruzadas, com pelitos interespaçados, além de arenitos grossos e uma matriz suportada por conglomerados. Eles representam sistemas deltaicos aluviais de margens falhadas, associados a sistemas fluviais entrelaçados, com uma área de origem dos sedimentos em escarpa (footwall) (Córdoba et al., 2008).

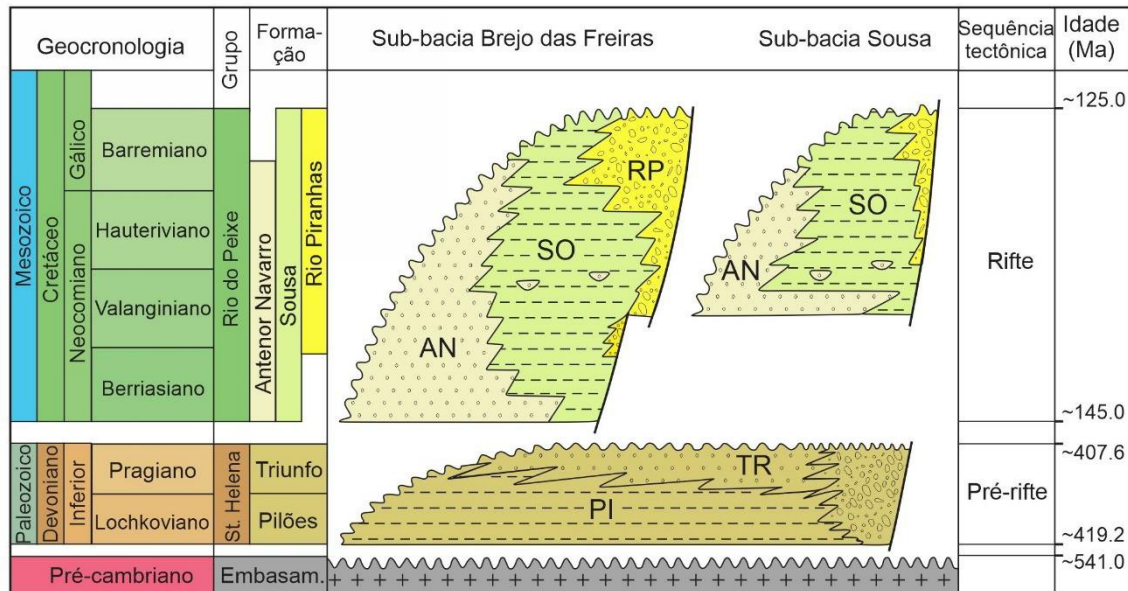


Figura 3.2 - Carta estratigráfica atual da Bacia Rio do Peixe, demonstrando como várias unidades que formam o Grupo Rio do Peixe se intercalam e coexistem nos principais centros de deposição da bacia, modificado de Rapozo et al. (2021). Formações sedimentares: PI – Pilões; TR – Triunfo; AN – Antenor Navarro; SO – Sousa; RP – Rio Piranhas.

Capítulo 4

Métodos

4. MÉTODOS

4.1 INTRODUÇÃO

O conjunto de dados geofísicos/geológicos utilizados nesta pesquisa são de natureza aeromagnética, gravimétrica, sísmica de reflexão, de campo e de poços exploratórios. No entanto, nesse capítulo são descritos apenas a origem desses dados e os parâmetros de aquisição, enquanto as etapas dos processamentos e as metodologias de interpretação estão descritas nos manuscritos apresentados nos capítulos 5 e 6 dessa Tese.

4.1.1 Dados aeromagnéticos e gravimétricos

- Dados aeromagnéticos

O conjunto de dados aerogeofísicos utilizados nesta pesquisa faz parte dos Projetos Geofísicos Paraíba-Rio Grande do Norte e Pernambuco–Paraíba (**Figura 4.1**), adquiridos pelo Serviço Geológico do Brasil (Brasil, 2010). A região do levantamento engloba a extremidade nordeste do território brasileiro, abrangendo partes dos estados do Ceará, Rio Grande do Norte, Paraíba, Pernambuco, Bahia e Alagoas.

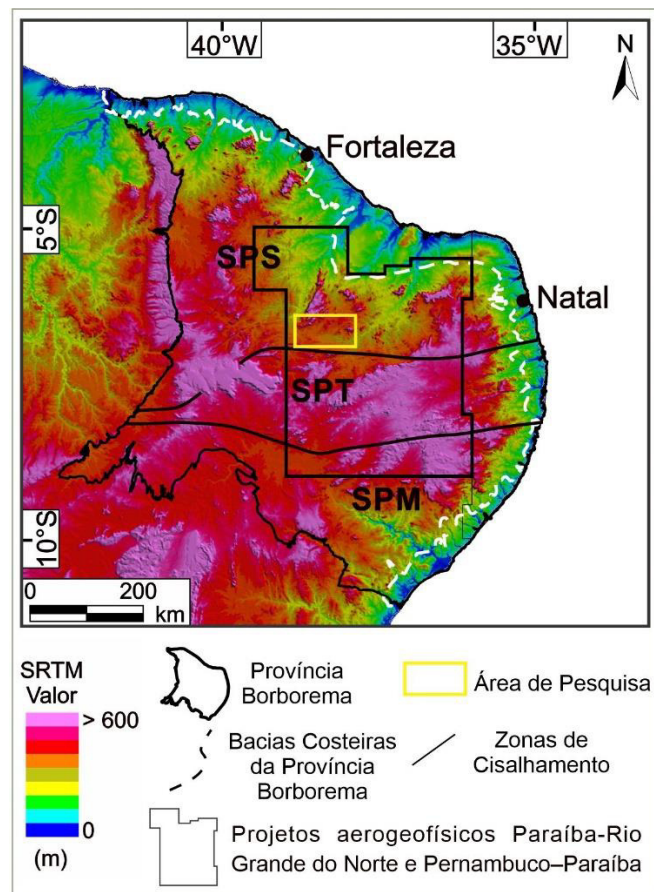


Figura 4.1 - (A) Modelo digital de terreno derivado de dados Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) da Província Borborema, localizando a área dos Projetos Aerogeofísicos Paraíba-Rio

Grande do Norte e Pernambuco-Paraíba. Sub-províncias: SPS –Setentrional; SPT –Transversal; SPM – Meridional.

Os projetos geofísicos consistiram na cobertura de 286.377,07 km de perfis aeromagnetométricos e aerogamaespectrométricos de alta precisão (nesta pesquisa, apenas os aeromagnetométricos foram utilizados), com linhas de medidas norte-sul e de controle leste-oeste, espaçadas em 500 m e 10 km, respectivamente. A altura nominal de voo foi de 100 m acima do terreno. A execução desses projetos foi realizada por meio de uma parceria entre as empresas: Lasa Engenharia e Prospecções S/A e Prospectors Aerolevantamentos e Sistemas Ltda.

Os dados aeromagnéticos foram processados conforme o fluxograma apresentado na **Figura 4.2**, utilizando o *software Oasis Montaj 9.5* da Sequent. Os mesmos foram interpolados utilizando o método bidirecional, gerando uma grade do Campo Magnético Anômalo (CMA), com células regulares de 125 m. Em seguida, foi gerado o mapa do CMA Reduzido ao Polo (RTP), com inclinação e declinação magnética de $-20,51^\circ$ e $-21,98^\circ$. Uma pseudoinclinação de 60° foi adotada para estabilizar a transformação RTP nas baixas latitudes magnéticas da região (MacLeod et al., 1993a, 1993b). Além disso, foi obtida a Amplitude do Sinal Analítico (ASA), para realçar os limites laterais das fontes causativas das anomalias magnéticas. Contudo, a ASA não nos forneceu um resultado tão satisfatório em comparação aos outros produtos do processamento magnético. Posteriormente, a fim de ressaltar as estruturas e as unidades geológicas abaixo da BRP, aplicou-se a técnica de filtragem *Matched Filtering*, que teoricamente separa conjuntos de anomalias relacionado a fontes magnéticas de profundidades distintas (rasas, intermediárias e profundas) em função dos seus conteúdos espectrais. A partir dos dados magnéticos de banda espectral intermediária 1 (INT1 ~ 2.5 Km), foi obtido o mapa Tilt Derivative (TDR) ou Inclinação do Sinal Analítico (ISA).

O *Matched Filtering* consiste em três fases principais, conforme mencionado por Syberg (1972) e Phillips (2001). Inicialmente, realiza-se o cálculo do espectro médio de potência radial a partir das variações magnéticas anômalas. Após essa etapa, procede-se com a modelagem das bandas espectrais usando camadas equivalentes para determinar as profundidades mais adequadas. Por fim, são computados e aplicados os filtros de amplitude e de *Wiener* para cada camada equivalente nas variações magnéticas anômalas, com o objetivo de separar as anomalias provenientes das profundidades escolhidas.

Fluxograma do Processamento Magnético

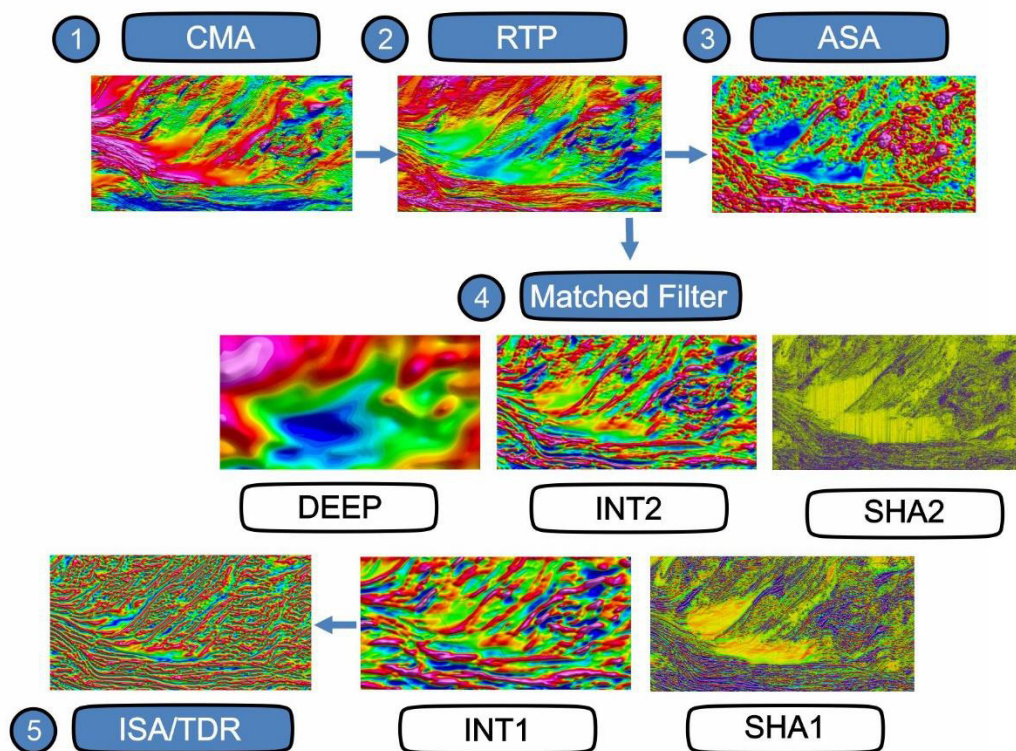


Figura 4.2 - Fluxograma do processamento magnético adotado nesse trabalho.

Essencialmente, parte-se da suposição de que é viável decompor o espectro de potência das anomalias magnéticas em segmentos de reta distintos. Estes segmentos caracterizam o efeito magnético de fontes causativas das anomalias para diferentes profundidades da subsuperfície. O conteúdo espectral pode, então, ser separado em função da natureza regional/profunda, intermediária e rasa dos conjuntos de fontes, uma vez que tais fontes predominam nos segmentos de alta, média e baixa frequência do espectro de potência. Isso possibilita um adequado ajuste linear. O filtro utiliza parâmetros de entrada que são calculados a partir da inclinação do segmento de reta em relação ao eixo horizontal (número de onda). Este parâmetro relaciona-se com a profundidade da fonte (D e d na **Figura 4.3**). Para exemplificar trouxemos um espectro de potência utilizado em Carneiro et al. (2013). Nesse espectro, a definição dos valores espúrios (inválidos), são relacionados a profundidades maiores que 38 km, incoerentes com a teoria da Temperatura Curie (Nabghian et al., 2005).

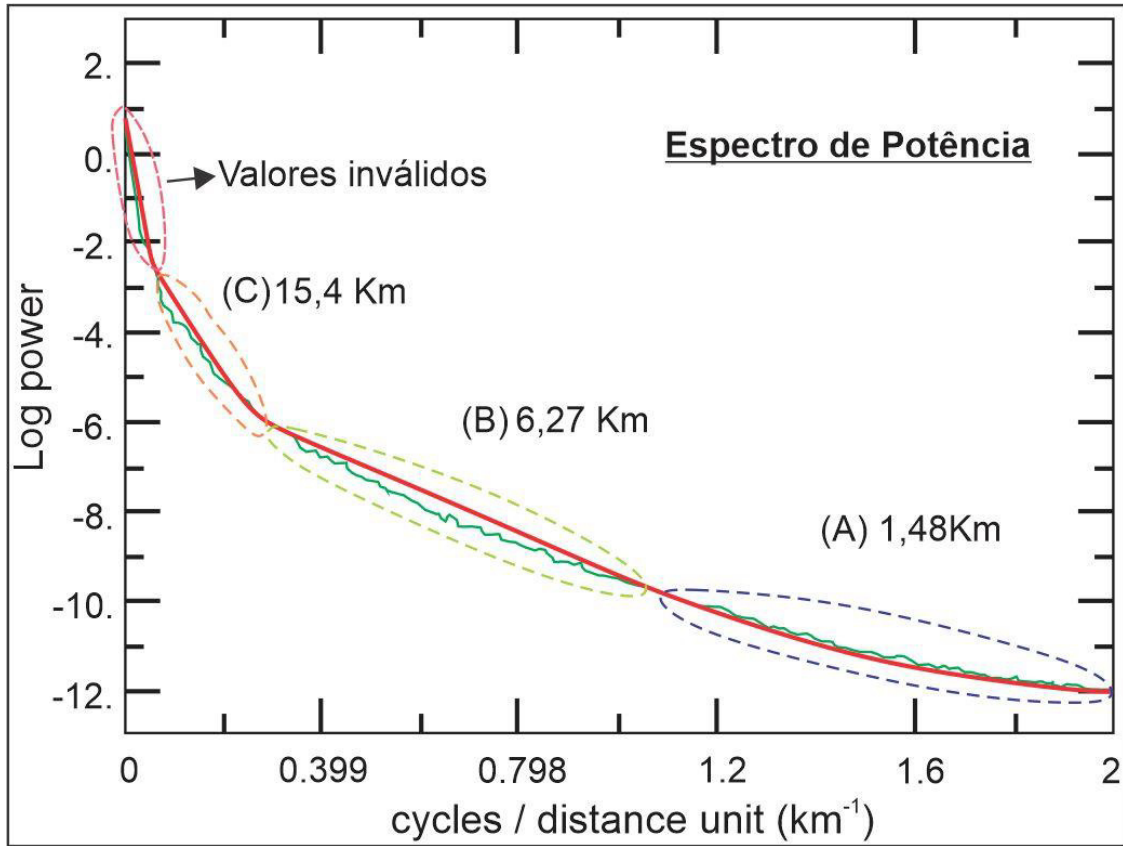


Figura 4.3 - Espectro radial da potência de anomalias magnéticas (em verde) sobreposto por quatro segmentos de retas (em vermelho), ajustados pela técnica *Matched Filter*, indicando fontes causativas das anomalias reunidas em diferentes profundidades (adaptado de Carneiro et al., 2013).

A dedução do filtro pode ser entendida da seguinte maneira:

$$\Delta T = (T_{(r)}) + (T_{(s)})^{-1} \quad \text{(Equação 01)}$$

Onde $T_{(r)}$ é a componente regional e $T_{(s)}$ é a componente rasa do sinal magnético.

Tem-se então que: $T_{(r)} = C.e^{-KD}$; $T_{(s)} = c.e^{-Kd}$

Substitui-se em (1): $\Delta T = C.e^{-KD} + (c.e^{-Kd})^{-1}$

O parâmetro ' D ' e ' d ' associam-se as profundidades dos componentes regional e rasa, respectivamente. As constantes de magnetização das fontes regionais e rasas são representadas pelos parâmetros ' C ' e ' c ', respectivamente. Adicionalmente, o símbolo ' K ' denota o número de onda.

O termo de profundidade é fatorado e dessa maneira, obtém-se a formulação da anomalia do campo total no contexto do domínio da frequência espacial:

$$\Delta T = C.e^{-KD} \cdot (1 + \frac{c}{C} \cdot e^{(K \cdot (D - d))}) \quad \text{(Equação 02)}$$

Ao multiplicarmos a equação (2) pelo recíproco do fator contido nos parênteses, conseguiremos isolar a contribuição da camada profunda do domínio do número de onda (k).

$$\Delta T \cdot \frac{1}{(1 + \frac{c}{C} \cdot e^{(K \cdot (D-d))})} = C \cdot e^{-KD}$$

Assim, o filtro necessário para distinguir a parte regional do campo magnético é derivado através da equação (3). Como resultado, para isolar a contribuição da camada rasa, emprega-se a equação (4).

$$\frac{1}{(1 + \frac{c}{C} \cdot e^{(K \cdot (D-d))})} \quad \text{(Equação 03)}$$

$$1 - \frac{1}{(1 + \frac{c}{C} \cdot e^{(K \cdot (D-d))})} \quad \text{(Equação 04)}$$

$$\Delta T = C \cdot e^{-KD} \cdot (1 + \frac{c}{C} \cdot e^{(K \cdot (D-d))})$$

$$Amp^2 = C^2 \cdot e^{(-2DK)}$$

$$\ln(Amp)^2 = \ln(C^2 \cdot e^{(-2DK)})$$

Consequentemente, o filtro pode ser utilizado como um separador do sinal magnético, com o propósito de realçar as anomalias associadas a fontes magnéticas situadas em profundidades diversas. Este procedimento é realizado ao empregar os parâmetros mencionados anteriormente ('C', 'c', 'D' e 'd') como entrada.

No *Tilt Derivative (TDR)* (Inclinação do Sinal Analítico) (Miller e Singh, 1994), os dados magnéticos são utilizados no reconhecimento de áreas com notável diferença de magnetismo, e também para observar estruturas geológicas como falhas, zonas de contatos entre unidades geológicas e intrusões rochosas (Verduzco et al., 2004). Além disso, essa técnica realiza a equalização das amplitudes magnéticas, não distinguindo estruturas rasas e profundas. Não é um método detector de bordas, uma vez que seus máximos se posicionam no centro dos corpos (quando os dados magnéticos são previamente reduzidos ao polo). Essa técnica foca na determinação dos gradientes das anomalias e consequentemente nos contatos geológicos e feições estruturais lineares. A **Figura 4.4** mostra anomalias teóricas para três diferentes modelos geológicos simples e as respostas de três técnicas de filtragem (derivada vertical – VD, gradiente horizontal total – THDR e sinal analítico – AS) e do filtro TDR para realçar os contatos laterais das

fontes causativas. As anomalias e filtros foram calculados para diferentes inclinações do campo magnético (0° , 30° , 60° e 90°).

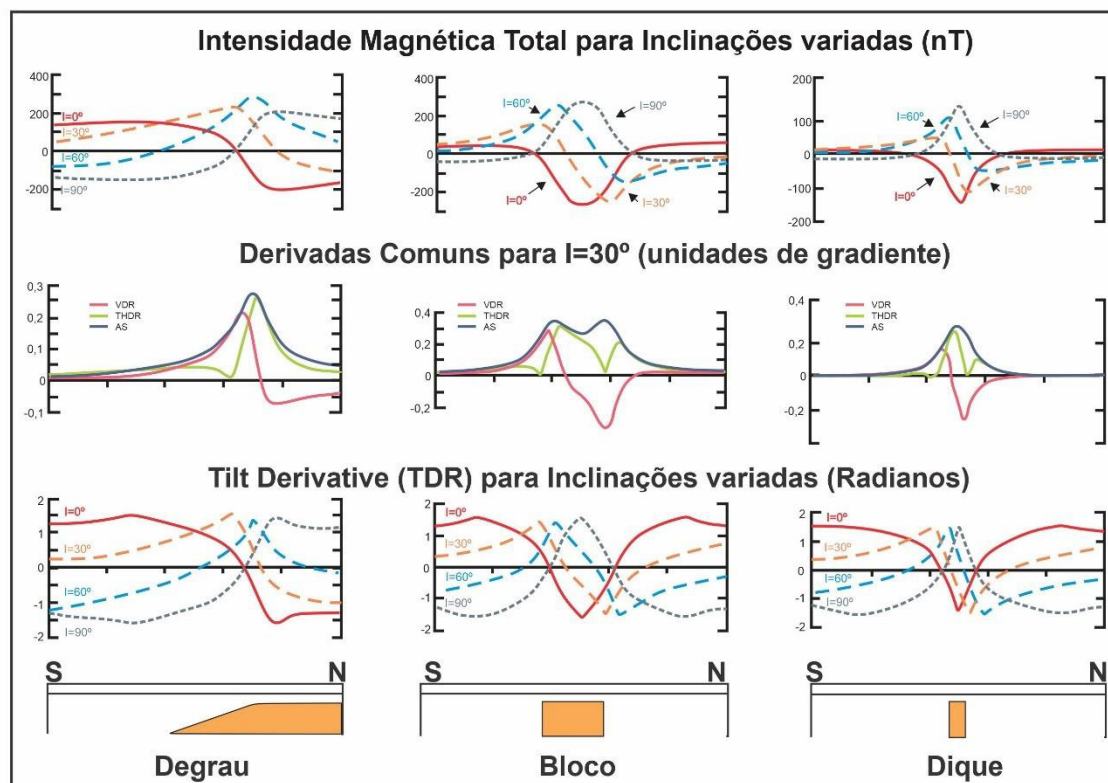


Figura 4.4 – Anomalias magnéticas de modelos bidimensionais de degrau, bloco e dique, obtidas para diferentes inclinações do campo geomagnético (acima) (Modificado de Verduzco et al., 2004). Resultado de técnicas de filtragem (derivada vertical – VD, gradiente horizontal total – THDR e sinal analítico – AS) para realçar os limites laterais das fontes (meio). Aplicação do método Tilt Derivative (TDR) nas anomalias magnéticas de diferentes inclinações (abaixo).

A utilização do filtro TDR demonstra sua notável importância no mapeamento de estruturas/lineamentos magnéticos por três fatores principais. Como indicado na Figura 4.4, esse filtro depende da inclinação magnética, pelo que deve ser aplicado aos dados reduzidos ao polo. Primeiramente, ele melhora a detecção de anomalias magnéticas sutis, as quais poderiam ser obscurecidas pela presença de anomalias magnéticas de maior intensidade. Em segundo lugar, o filtro permite a caracterização da continuidade de corpos individuais, identificando mudanças laterais na suscetibilidade magnética e/ou profundidade. Por fim, ele possibilita uma representação mais precisa dos limites das fontes magnéticas, oferecendo, assim, uma visão mais fiel da magnetização presente na rocha (Miller e Singh, 1994; Verduzco et al., 2004; Salem et al., 2008).

Como foi descrito e ilustrado na **Figura 4.4**, o TDR demonstra alta eficácia para traçar lineamentos ao longo da direção principal das anomalias. Isso é reforçado pelo fato

de que essa derivada também executa um filtro de controle de ganho automático (AGC), que visa nivelar a resposta tanto para anomalias de baixa quanto de alta amplitudes (Verduzco et al., 2004). A dedução do filtro pode ser entendida pelas seguintes equações:

$$TDR = \tan^{-1} \left(\frac{VDR}{THDR} \right) \quad \text{(Equação 05)}$$

onde VDR e THDR são a primeira derivada vertical e o gradiente horizontal, respectivamente. Suas expressões são definidas por:

$$THDR = \sqrt{\left(\frac{dT}{dx}\right)^2 + \left(\frac{dT}{dy}\right)^2}$$

$$VDR = \left(\frac{dT}{dz}\right)$$

- **Dados gravimétricos**

Em relação a Gravimetria, um levantamento gravimétrico foi conduzido pela equipe do Laboratório de Geofísica da Universidade Federal do Ceará na região da BRP em setembro de 2001. O levantamento resultou em 276 novas estações gravimétricas, que foram combinados com medidas gravimétricas de pesquisas anteriores (Bedregal, 1991; de Castro et al., 1998; de Castro e Castelo Branco, 1999), criando assim uma base de dados contendo 728 estações de medidas (**Figura 4.5**). Cada estação foi estabelecida usando um gravímetro Lacoste-Romberg Modelo G, com precisão de $\pm 0,01$ mGal. As coordenadas geográficas foram determinadas com a ajuda do sistema de posicionamento global (GPS), enquanto as elevações foram obtidas através do uso de GPS diferencial ou um conjunto de altímetros barométricos. Foram aplicadas correções de deriva, latitude, ar livre e Bouguer, para reduzir os dados gravimétricos conforme o Padrão Internacional de Gravidade de 1971 (IGSN-71). O mapa de anomalias Bouguer foi, então, obtido a partir da interpolação das medidas gravimétricas em uma malha regular com espaçamento de 1,5 km.

Em de Castro et al. (2007), a inversão tridimensional de dados gravimétricos foi realizada utilizando um procedimento semelhante ao desenvolvido por Jachens e Moring (1990). Este método difere de outros por levar em consideração a possibilidade de que as rochas do embasamento subjacente tenham densidade variável. Ele busca separar as medições gravimétricas nos componentes causados pela própria bacia (g_d) e pelo

componente devido às variações na densidade do embasamento subjacente (g_b). Os seguintes passos são descritos detalhadamente por Blakely (1995):

1. A primeira iteração assume que g_b é definido pelas medidas gravimétricas das estações localizadas apenas nos afloramentos do embasamento e calcula uma anomalia gravimétrica suave em toda a área de estudo. Esta constitui a primeira aproximação $g_b^{(1)}$ para o campo do embasamento, mas é uma estimativa grosseira, pois os valores de gravidade observados nas estações do embasamento ainda incluem o efeito gravitacional da bacia adjacente.
2. A primeira aproximação para g_d é encontrada subtraindo $g_b^{(1)}$ da gravidade observada. O novo residual $g_d^{(1)}$ é usado para encontrar uma primeira aproximação da profundidade do embasamento, usando o procedimento iterativo desenvolvido por Rao e Babu (1991). Este método determina a forma, em profundidade, de uma interface que separa dois meios homogêneos. Essa interface é modelada como um conjunto de prismas verticais retangulares que têm contrastes de densidade variáveis em relação ao embasamento circundante. Uma função quadrática $[\Delta\rho(z) = a_0 + a_1z + a_2z^2]$, onde z representa a variação do contraste de densidade com a profundidade, onde a_0 é o valor extrapolado do contraste de densidade na superfície em g/cm^3 , e a_1 e a_2 são constantes da função, que consideram um aumento na densidade com a profundidade dentro da bacia devido à compactação dos depósitos sedimentares mais profundos.

O efeito gravitacional da bacia é então calculado e subtraído das estações gravimétricas do embasamento para produzir uma aproximação do padrão de gravidade do embasamento $g_b^{(2)}$. Esses passos são repetidos até que a solução convirja para uma separação satisfatória da gravidade da bacia e do embasamento. A geometria interna da bacia e o campo gravitacional do embasamento sem os efeitos do pacote sedimentar são os principais resultados desta técnica de inversão.

A espessura calculada do pacote sedimentar depende criticamente da função densidade–profundidade usada no modelo (Blakely et al., 1999). Para a BRP, de Castro et al. (2007) realizaram 35 medidas de densidade em amostras selecionadas consideradas representativas de rochas sedimentares e do embasamento. O contraste de densidade médio estabelecido na superfície foi de $0.62 \pm 0.05 \text{ g/cm}^3$. No entanto, esse contraste superficial não reflete o aumento da densidade do pacote sedimentar com a profundidade. Dado que os parâmetros petrofísicos da Bacia Potiguar são bem conhecidos, como

resultado da intensa exploração de petróleo desde a década de 1970 (por exemplo, Mello, 1989) e da alta similaridade entre ambas as bacias, de Castro et al. (2007) optou por usar os dados de densidade vs. profundidade da fase de rifte da Bacia Potiguar para obter uma distribuição de densidade–profundidade mais realista para a BRP no procedimento de inversão. A dependência da densidade do sedimento com a profundidade, extraída de dados de perfuração na Bacia Potiguar (dados não publicados da Petrobras; ver também Milani e Latgé, 1987), é ajustada a uma função quadrática por mínimos quadrados, e os coeficientes foram estimados da seguinte forma: $a_0 = 0,297 \text{ g/cm}^3$, $a_1 = 7,097 \times 10^{-5}$ e $a_2 = -8,836 \times 10^{-11}$.

Além disso, em Vasconcelos et al. (2021), foram utilizadas imagens de dados topográficos SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) para integrar a superfície do embasamento ao redor da BRP. Em seguida, estes autores combinaram a modelagem gravimétrica tridimensional publicada por de Castro et al. (2007) com o modelo digital do terreno para criar o modelo da superfície do embasamento da RPB. No entanto, foram realizadas várias correções na superfície do topo do embasamento, utilizando os seguintes dados, aos quais de Castro et al. (2007) não tiveram acesso: (a) marcadores estratigráficos do topo do embasamento nos poços; (b) integração de estruturas previamente mapeadas; (c) ajuste do mergulho medido no campo que é intersectado por seções sísmicas 2D; (d) para as outras estruturas (não intersectadas por seções sísmicas 2D), foi utilizado um mergulho semelhante.

Após todos esses procedimentos, Vasconcelos et al. (2021) obtiveram o modelo final 3D de gravimetria da BRP em profundidade (**Fig. 4.5**), adotado na presente Tese para correlacionar com os outros dados e resultados geofísicos que foram obtidos no decorrer do presente trabalho.

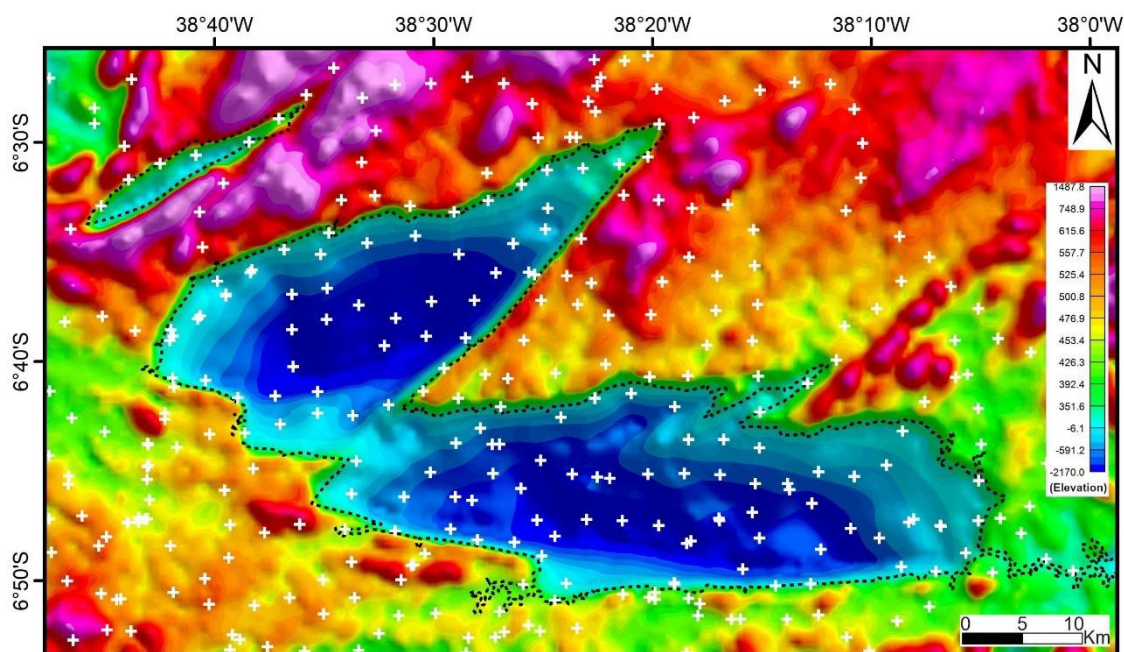


Figura 4.5 - Modelo final 3D de gravimetria da BRP em profundidade, exibindo a geometria interna da bacia com a localização das estações gravimétricas consideradas para o presente estudo.

4.1.2 Dados de Sísmica de Reflexão

O conjunto de dados de sísmica de reflexão e poços exploratórios utilizados nessa pesquisa foram fornecidos pela Agência Nacional de Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (ANP). O mesmo consiste em oito linhas sísmicas 2D e três levantamentos sísmicos 3D (linhas sólidas vermelhas e polígonos azuis na **Figura 4.6**), que já foram empilhados e migrados em tempo. Os perfis sísmicos 2D cobrem apenas certas partes das sub-bacias Brejo das Freiras e Sousa, enquanto os levantamentos sísmicos 3D abrangem uma área que atravessa a fronteira entre essas duas sub-bacias (**Figura 4.6**).

O espaçamento entre as linhas paralelas e perpendiculares dos polígonos 3D é de 15 m × 15 m para o levantamento central e de 20 m × 50 m para os levantamentos sul e norte. Os levantamentos sísmicos 3D possuem uma extensão vertical de 2000 ms TWT no levantamento sul, 4000 ms TWT no levantamento central e 2800 ms TWT no levantamento norte. Por outro lado, a extensão vertical dos levantamentos sísmicos 2D varia de 3000 a 4000 ms TWT. Os dados sísmicos apresentam uma resolução vertical de 26,5 m para os dados 3D e 47 m para os dados 2D.

Os dados sísmicos foram interpretados por intermédio do software Petrel™. Para auxiliar a interpretação das seções sísmicas e estabelecer os horizontes relacionados ao topo do embasamento e das principais formações, dados geológicos de cinco poços

exploratórios (círculos laranja na **Figura 4.6**) foram vinculadas às seções sísmicas a partir de relações tempo x profundidade obtidas nos poços. Esses horizontes foram mapeados por estudos anteriores (Silva et al., 2014; Lourenço et al., 2021; Rapozo et al., 2021; Vasconcelos et al., 2021; Ramos et al., 2022) e comparados com nossos resultados. Feições estruturais foram também mapeadas nas seções sísmicas e comparadas com lineamentos magnéticos e gravimétricos. A compilação de dados estruturais e sobre a profundidade do topo do embasamento na bacia, foram integrados para auxiliar as interpretações, principalmente em seções com ausência de poços.

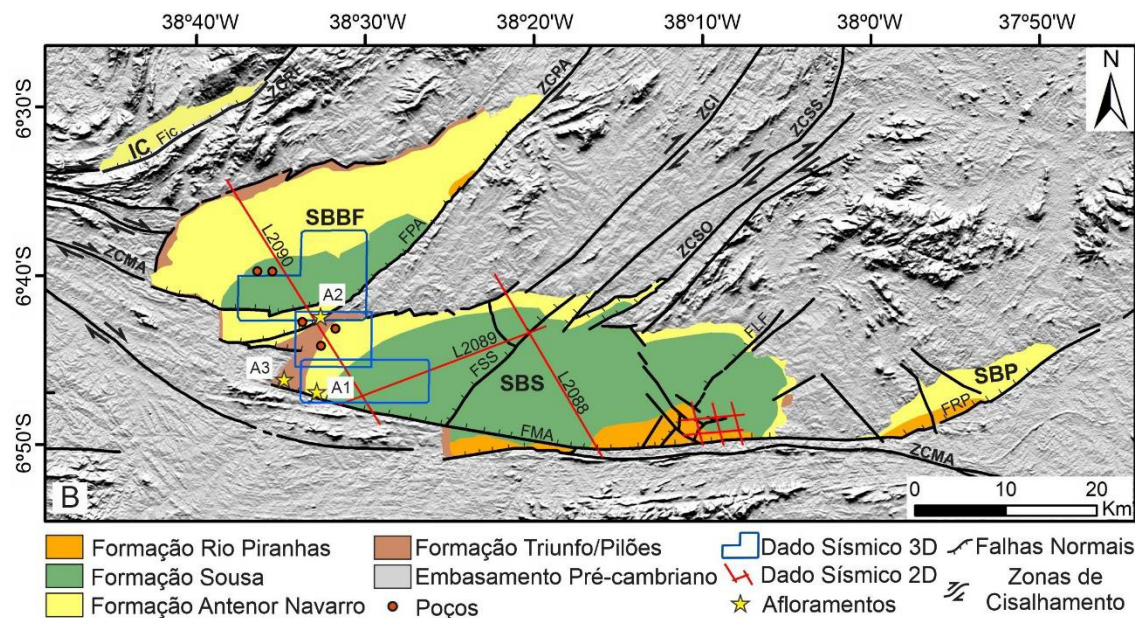


Figura 4.6 - Mapa geológico da Bacia Rio do Peixe com a localização dos levantamentos sísmicos 2D (linhas vermelhas) e 3D (polígonos azuis) e dos poços exploratórios (círculos laranja). (Compilado de Sénant and Popoff, 1991; Françolin et al., 1994; Medeiros et al., 2005; Silva et al., 2014; Ramos et al., 2022). Sub-bacias: SBBF – Brejo das Freiras; SBS – Souza; SBP – Pombal. Zonas de Cisalhamento: ZCPA – Zona de Cisalhamento Portalegre; ZCI – Zona de Cisalhamento Itaporanga; ZCSS – Zona de Cisalhamento Sítio Saguí; ZCSO – Zona de Cisalhamento Sousa; ZCMA – Zona de Cisalhamento Malta; ZCRF – Zona de Cisalhamento Rafael Fernandes. Falhas: FPA – Falha Portalegre; FSS – Falha Sítio Saguí; FMA – Falha Malta; FRP – Falha Rio Piranhas; FLF – Falha Lagoa do Forno; FiC – Falha Icozinho.

A superfície do Devoniano foi interpretada, a fim de aplicar os atributos sísmicos necessários para identificar as estruturas que influenciam a compartimentação interna da BRP. Além disso, aplicamos um fluxograma de atributos sísmicos para apoiar nossa interpretação estrutural. Primeiramente, aplicamos o atributo sísmico de variância (**Figura 4.7**), utilizado para estimar a variância local no sinal e proporcionar um melhor

realce de falhas. Em seguida, ele foi selecionado como entrada para o algoritmo “*Ant Tracking*” (Figura 4.7), disponível comercialmente no *software* Petrel™, desenvolvido pela Schlumberger. Este algoritmo imita o comportamento de colônias de formigas na natureza e como elas usam feromônios para marcar seus caminhos a fim de otimizar a busca por alimento. Da mesma forma, o algoritmo emprega formigas virtuais como sementes em um volume de descontinuidade sísmica para localizar zonas de falha (Hama Rashid et al., 2021). Os feromônios virtuais depositados pelas formigas capturam informações relacionadas às zonas de falha no volume. A saída do algoritmo de “*Ant Tracking*” é um volume de atributo que exibe zonas de falha nitidamente definidas e detalhadas, realçando descontinuidades de horizontes de forma mais eficaz do que outros atributos tradicionais de realce de bordas, como Caos e Variância (Ramakrishnan e Mukerji, 2016).

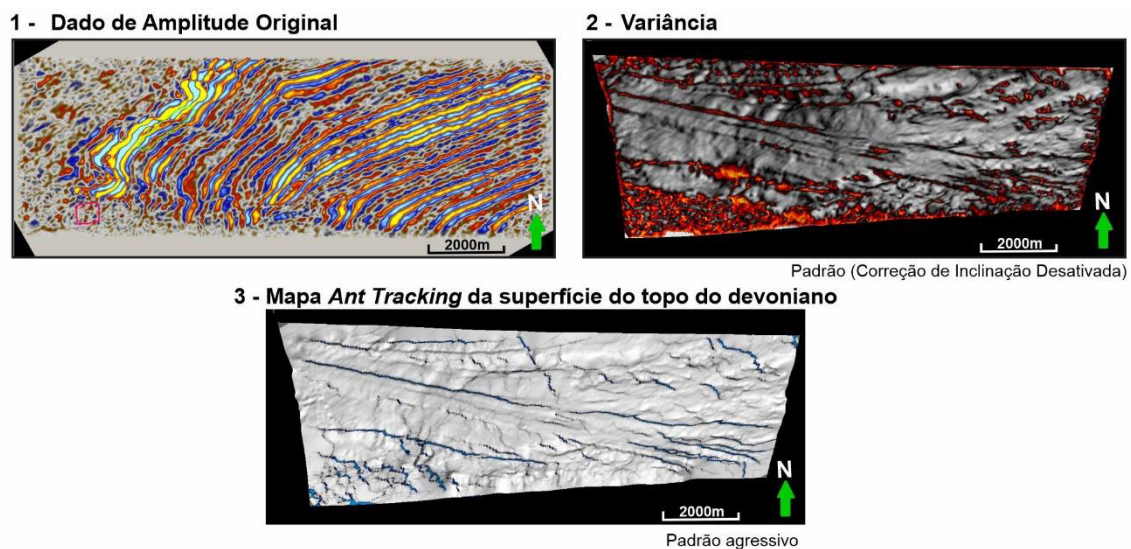


Figura 4.7 - Resultados da análise de atributos sísmicos utilizando a Variância e a técnica de mapeamento semiautomático de falhas, *Ant Tracking*, no bloco sísmico sul em 3D.

Após a aplicação do fluxograma de atributos sísmicos, os resultados foram integrados e comparados a interpretação dos dados magnéticos descritos nos itens anteriores. Assim, foi possível comprovar a existência ou não existência de falhas nas áreas destacadas nesse procedimento.

4.1.3 Dados estruturais coletados em campo

Foram utilizados dados estruturais de três afloramentos para auxiliar na construção do modelo tectônico da BRP. Esses dados incluem a descrição da orientação das estruturas secundárias (bandas de deformação), relacionadas com as falhas de borda da

BRP. Como não foram observadas relações de corte entre as estruturas principais da BRP, concentramo-nos na relação de interseção entre diferentes sistemas de bandas de deformação, a fim de correlacionar as interpretações dos dados geofísicos com feições estruturais aflorantes para compreender a evolução estrutural da RPB.

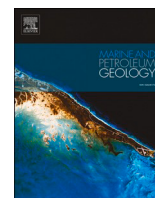
Artigo publicado na Marine and Petroleum

Geology em outubro de 2021:

<https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2022.105635>

Capítulo 5

Relations between inherited basement fabric and fault nucleation in a continental setting: The Rio do Peixe Basin, NE Brazil



Relations between inherited basement fabric and fault nucleation in a continental setting: The Rio do Peixe Basin, NE Brazil

Gilsijane V. Ramos^{a,*}, David L. Vasconcelos^b, Fernando O. Marques^c, David L. de Castro^a, Francisco C.C. Nogueira^b, Francisco H.R. Bezerra^a, Yoe A.R. Perez^a, Jorge A.B. Souza^d, Vladimir C. Medeiros^e

^a Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, RN, Brazil

^b Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, Brazil

^c Retired from Universidade de Lisboa, Lisboa, Portugal

^d Centro de Pesquisa Petrobras (CENPES), Brazil

^e Serviço Geológico do Brasil – Brazilian Geological Survey (SGB), Brazil

ARTICLE INFO

Keywords:

Structural inheritance
Basement-controlled reactivation
Brittle fault reactivation
Fault nucleation
Intracontinental rift basins
Seismic and magnetic data

ABSTRACT

The control of normal fault growth by preexisting basement structures is still a worldwide matter of debate. The objectives of the present study are (i) to investigate where rift faults nucleate in continental-scale ductile shear zones and how these zones influence fault architecture; (ii) how subvertical basement fabric controls listric fault geometry and evolution; (iii) how long reactivation of faults lasts; and (iv) which are the implications of fault reactivation for the oil industry. We contribute to these issues by defining the 3-D relationship between preexisting ductile strike-slip shear zones, the geometry and evolution of subsequent rift-related normal faults using airborne magnetic, 2-D and 3-D seismic reflection, and structural data from the Rio do Peixe Basin, a Cretaceous intracontinental basin in northeastern Brazil. Our results indicate that Precambrian mylonitic foliation and faults share a common strike at the surface, but not a common dip, mostly because the Precambrian shear zones are planar and the reactivated faults are listric (curved). The combined magnetic anomaly and seismic reflection help understand the 3-D geometrical relation between inherited structures and Cretaceous brittle reactivation, which is not obvious from the field data. As inferred from subsurface information, the mylonitic foliation (sub-vertical dip) and shear zone boundary (ca. 60° dip, parallel to brittle faulting) are not parallel. The basin-bounding faults reactivated along ductile shear zones that separate major terranes with mechanical contrast. We conclude that the map view spatial coincidence of Precambrian ductile shear zones and main brittle faults can be deceiving. Mylonitic foliation and faults are parallel along strike but not along dip, indicating that the geometry of rift faults is not controlled by the mylonitic foliation, but by the mechanical contrast between tectonometamorphic units separated by ductile shear zones.

1. Introduction

The development of continental rifts is commonly reached by lithosphere extension of a basement comprising structural heterogeneities (Manatschal et al., 2015; Naliboff and Buiters, 2015; Phillips et al., 2019). Investigating the ductile fabric features has significant implications for understanding fault development (Cowie et al., 2000), as preexisting structures can influence subsequent geological events and deformation (Holdsworth et al., 2001; Kirkpatrick et al., 2013; Phillips et al., 2019; Matos et al., 2021; Ramos et al., 2021). Many studies have examined the

relation between rift basins and basement fabrics, showing that a preexisting basement fabric is crucial in shaping the rift architecture and localization (e.g., Vasconcelos et al., 2019b; Ye et al., 2020; Strugale et al., 2021). Examples of these are found in the African and South American continental margins (Chang et al., 1992; Modisi et al., 2000; de Castro et al., 2012), the Variscan belt in western Europe (Michon et al., 2003), the Pan-African belts and Malawi Lake Rift in East Africa (Michon and Sokoutis, 2005; Kolawole et al., 2018; Scholz et al., 2020), and the Pearl River Mouth Basin in the northern margin of the South China Sea (Ye et al., 2020).

* Corresponding author. Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, RN, Brazil
E-mail address: gilsijane@hotmail.com (G.V. Ramos).

<https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2022.105635>

Received 13 October 2021; Received in revised form 4 March 2022; Accepted 7 March 2022

Available online 10 March 2022

0264-8172/© 2022 Elsevier Ltd. All rights reserved.

The brittle reactivation of older ductile shear zones has been reported from the Late Jurassic to the Early Cretaceous at the onset of the Pangea rifting, creating the main boundaries of rift basins (de Castro et al., 2012; Nogueira et al., 2015; Naliboff and Buitter, 2015; Frizon de Lamotte et al., 2015; Peace et al., 2018, 2019; Miranda et al., 2020). Some studies concluded that, during rifting, the fault nucleation is strongly influenced by preexisting foliations (e.g., Butler et al., 2008; Kirkpatrick et al., 2013), thus showing that understanding the mechanisms that control continental breakup is essential to comprehend rift evolution (e.g., Phillips et al., 2016; Brune et al., 2017; Peace et al., 2018, 2019; Schiffer et al., 2019; Scholz et al., 2020). Previous works are based mainly on the parallelism between the basin and basement structures in 2-D maps. However, the 3-D geometrical relation between inherited ductile shear zones and reactivation-related brittle faults is still unclear. For instance, how the steeply dipping ductile foliation ($>75^\circ$) in the basement controls the less steeply dipping ($\sim 60^\circ$) rift faults is still a matter of debate. On a basin scale, systematic studies have also underlined the role of preexisting structures in determining internal structural architecture of rift basins (e.g., Phillips et al., 2016; Vasconcelos et al., 2019b; Strugale et al., 2021). Normally, these studies rely on kinematic analysis of geologic field data (e.g., Ring et al., 2005), interpretation of 2-D and 3-D crustal-scale active-source data (e.g., Phillips et al., 2016;

Vasconcelos et al., 2019b; Strugale et al., 2021), or numerical and analog modeling (e.g., Morley et al., 2004). Although these investigations generate significant results, recent studies have highlighted the importance of high-resolution aeromagnetic data to determine how the basement fabric influences the location and evolution of sedimentary basins (de Castro et al., 2012; Kolawole et al., 2018). These high-resolution data have been considered one of the best tools for obtaining the structure of the basement fabric (Sutherland, 1999; de Castro, 2011). However, studies evaluating the correlation between rift faults and preexisting structures are still scarce, because sedimentary basin units overlie the basement, and the gradients in the magnetic data could not match the fault offset in the magnetic source (Holdsworth et al., 2001; Grauch and Hudson, 2007; Kirkpatrick et al., 2013; Kolawole et al., 2018; Phillips et al., 2019; Vasconcelos et al., 2019a).

Sedimentary basins along the Brazilian continental margin result from the reactivation of Precambrian fabric during the breakup between South America and Africa (e.g., Matos et al., 2021). In particular, northeastern Brazil is a key place to study fault systems and their relationship with basement ductile shear zones (Fig. 1). First, the region presents several Cretaceous basins generated during the Pangea breakup, where basement basin-bounding faults are well exposed and could be directly investigated in the field. Second, the age of the basins

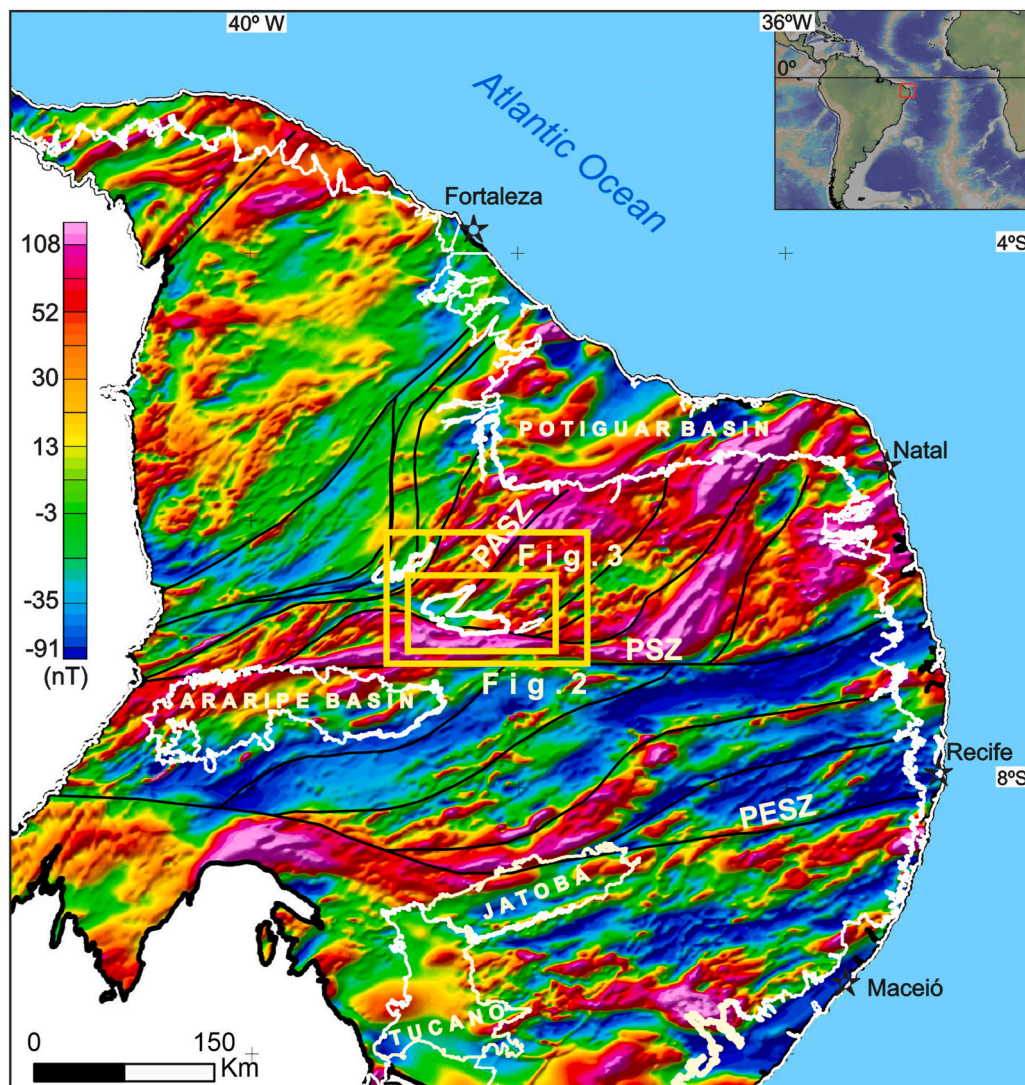


Fig. 1. Reduced to pole magnetic map of part of the Borborema Province (NE Brazil), showing the main shear zones (black lines) and sedimentary basins (white lines) (modified from de Castro et al., 2007 and Correa et al., 2020 with data from the Brazilian Geological Survey - SGB). The study area is located in the yellow rectangle. Shear zones (SZ): PASZ – Portalegre; PSZ – Patos; PESZ – Pernambuco.

and rifting is well established by the age of sedimentary units (e.g., Silva et al., 2014; Nogueira et al., 2015), fission-track data (e.g., Nóbrega et al., 2005), and direct fault dating (e.g., Nogueira et al., 2010; Miranda et al., 2020). Third, the tectonic evolution of the basins has been investigated in the last decades (Sénant and Popoff, 1991; de Castro et al., 2007; Marques et al., 2014; Nogueira et al., 2015; Matos et al., 2021). Fourth, the composition of the Precambrian terranes is known (e.g., Medeiros et al., 2005; de Castro et al., 2007), and the geometry and kinematics of basement shear zones are well documented (e.g., Brito

Neves et al., 2014; Nogueira et al., 2015). Fifth, some basins present 2-D and 3-D seismic and high-resolution aeromagnetic data that could be used to compare the geometry of faults in the basin and the basement fabric at depth (Lourenço et al., 2021; Rapozo et al., 2021; Vasconcelos et al., 2021). We selected the Rio do Peixe Basin (RPB), an intra-continental basin associated with the reactivation of the Precambrian Portalegre and Patos shear zones, as a case study as it combines all these points.

In this study, we combine and interpret geophysical data (magnetic

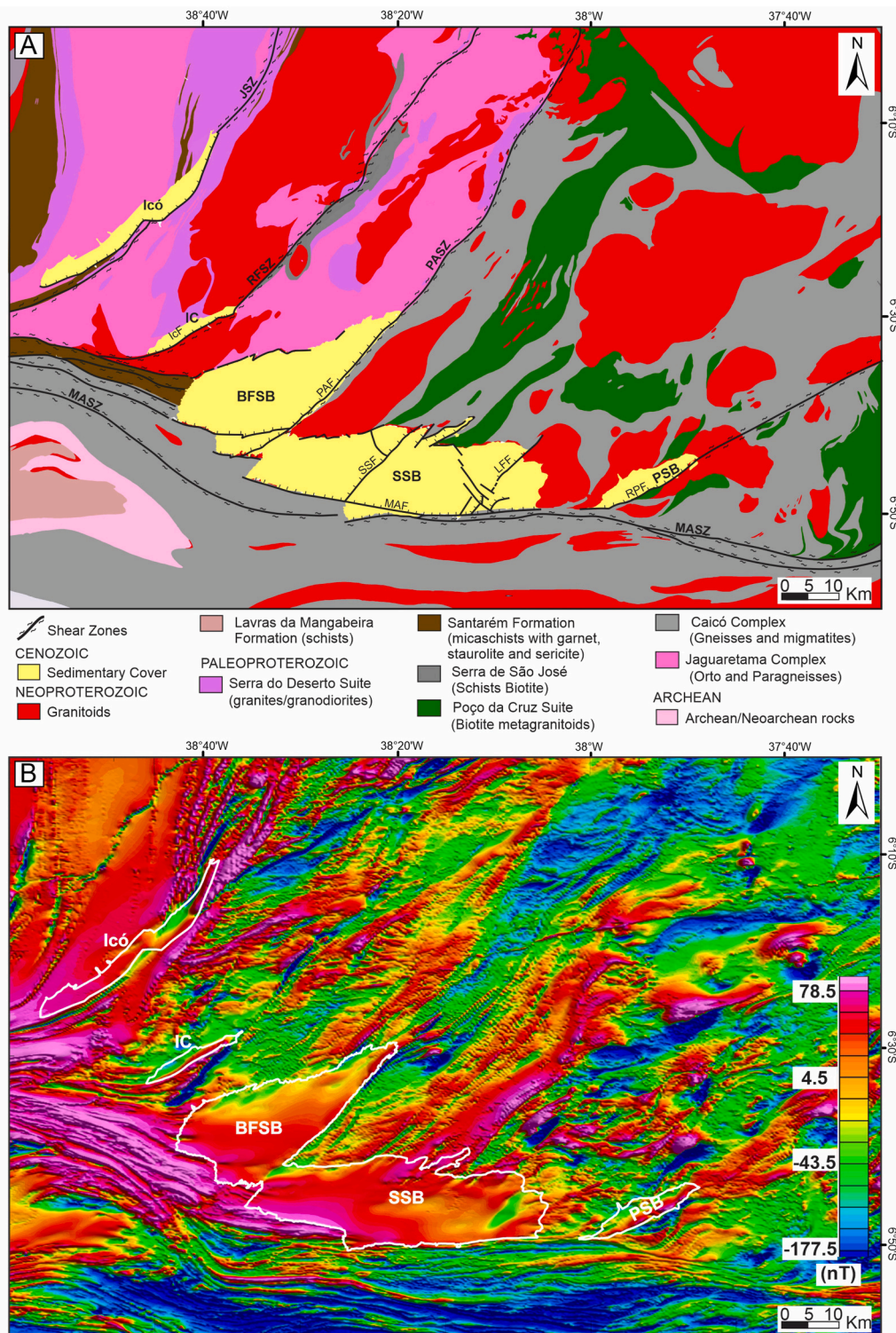


Fig. 2. Comparison between geological and magnetic maps, where the Rio do Peixe Basin is inserted. (A) Geological map showing the main geological ages of rocks (adapted from Medeiros et al., 2005). (B) Total magnetic intensity map (TMI), enhancing the main magnetic anomalies referred to main geological units in (A). Shear zones (SZ): MASZ – Malta; RFSZ – Rafael Fernandes; PASZ – Portalegre; JSZ – Jaguaribe. Faults: IcF – Icozinho; PAF – Portalegre; MAF – Malta; SSF – Sítio Sagui; LFF – Lagoa do Forno; RPF – Rio Piranhas. Sedimentary basins and sub-basins (SB): Icó; IC – Icozinho; BFSB – Brejo das Freiras; SSB – Sousa; PSB – Pombal.

and seismic reflection) and geological field data to assess: (1) where in the ductile deformed Precambrian basement the rift faults are nucleated; (2) how the mixed faulted/deformed basement has influenced the nucleation of rift faults and their internal architecture; (3) how the steeply dipping (>75°) basement fabric has controlled the less steep (~60°) rift faults; (4) how long have the faults been active following the reactivation of the shear zones; and (5) possible implications for petroleum geology. Therefore, the scientific gaps addressed in this study are not about whether Precambrian shear zones affect the formation of Cretaceous rifts, but how do they affect them. We focus on the crystalline basement adjacent to the RPB (Figs. 2 and 3), a classic example of an intracontinental basin with a complex evolution influenced by tectonic inheritance in the basement. We document a system of brittle faults cutting the basement, where they do not have the same dip of basement foliation. The results presented here show the nucleation and

propagation of faulting seemingly following Precambrian structural inheritance to form sedimentary basins.

2. Tectonic setting of intracontinental basins in NE Brazil

2.1. Intracontinental basins in the Borborema Province

The origin of intracontinental basins in the Borborema Province (Fig. 1) is related to the Pangea breakup in the Early Cretaceous, which later evolved to form the current continental margin of eastern South America. In this province, Precambrian terranes exhibit differences in lithology, age, and mechanical properties. Several of these terranes are bounded by Precambrian ductile shear zones developed during the Brasiliano/Pan-African orogenic cycle (with peak at ca. 650-500 Ma). These shear zones are mostly strike-slip mylonitic belts 1–5 km wide,

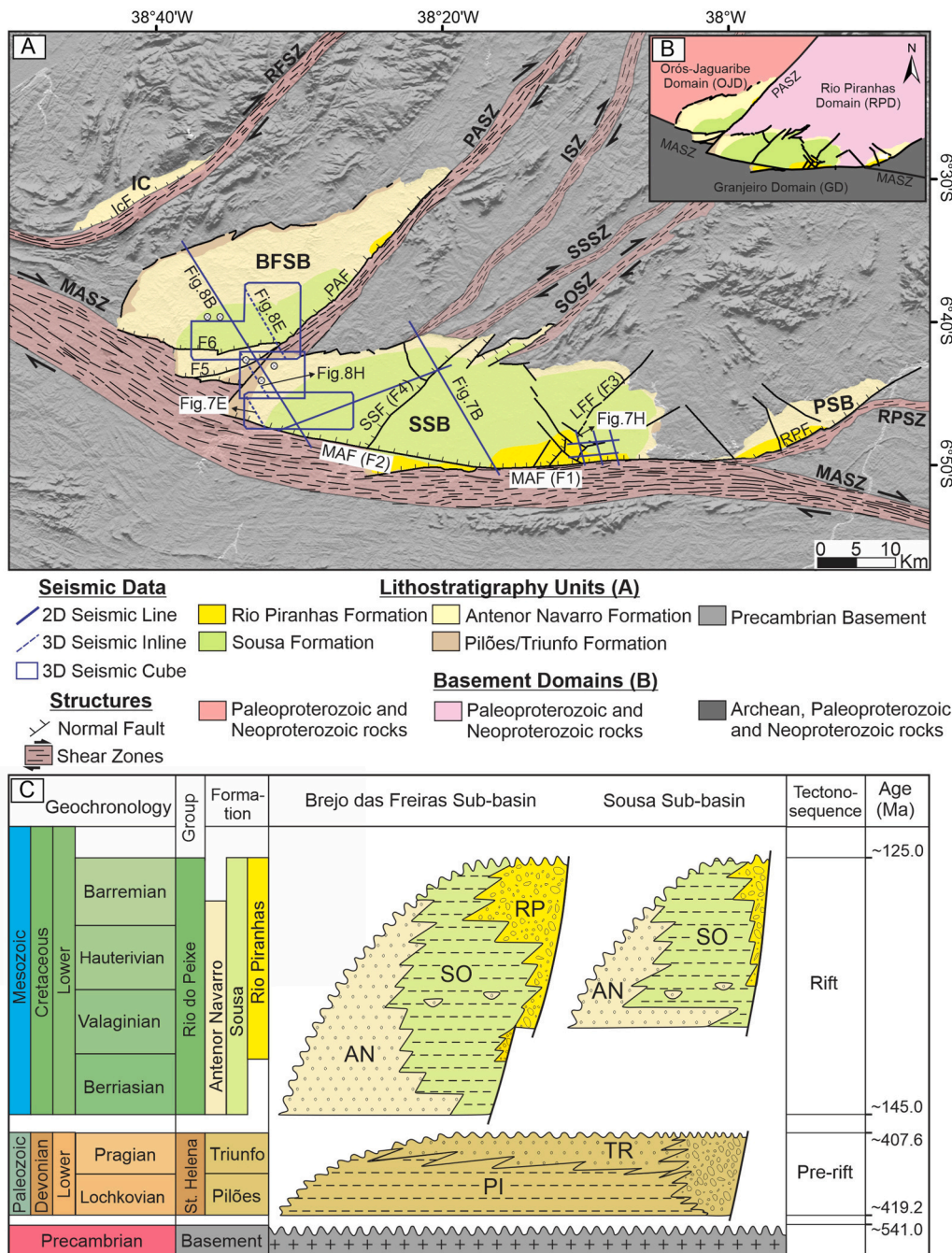


Fig. 3. (A) Geological map of the Rio do Peixe Basin (RPB) showing the location of the interpreted seismic profiles and faults of the RPB (adapted from Françolin et al., 1994; Medeiros et al., 2005; Vasconcelos et al., 2021). The white circles mark the boreholes used for the seismic well tie. Shear zones (SZ): MASZ – Malta; RFSZ – Rafael Fernandes; PASZ – Portalegre; ISZ – Itaporanga; SSSZ – Sítio Sagui; SOSZ - Sousa; RPSZ – Rio Piranhas. Faults: IcF – Icozinho; PAF – Portalegre (F5 and F6); MAF – Malta (F1 and F2); SSF – Sítio Sagui (F4); LFF – Lagoa do Forno (F3); RPF – Rio Piranhas. Sedimentary basins and sub-basins (SB): IC – Icozinho; BFSB – Brejo das Freiras; SSB – Sousa; PSB – Pombal. (B) Crystalline basement domains of the RPB adapted from Santos (1999) and de Castro et al. (2007). (C) Stratigraphic chart of the RPB modified from Rapozo et al. (2021). Sedimentary formations: PI – Pilões; TR – Triunfo; AN – Antenor Navarro; SO – Sousa; RP – Rio Piranhas.

which strike E-W to NE-SW and in outcrops are observed to contain sub-vertical mylonitic foliation (Brito Neves et al., 2000). They have associated sinkynematic granitic bodies (Brito Neves et al., 2000, 2014).

A series of intracontinental basins occur in the Borborema Province (e.g., Araripe, RPB, Jatobá, Tucano, and others) (Figs. 1 and 2). They comprise thick sequences of Paleozoic and Mesozoic sedimentary units (Figs. 2 and 3), and show significant similarities in their origin and evolution (Matos, 1992; de Castro et al., 2007; Carvalho et al., 2013a). They are characterized by a half-graben geometry, and are separated by horsts, transfer faults, and accommodation zones (de Castro et al., 2008). The reactivation of inherited structures, mostly shear zones in the Precambrian basement, has been interpreted as the control of origin and development of the sedimentary basins (e.g., Matos, 1992; de Castro et al., 2007, 2008; Nogueira et al., 2015; Milani and Szatmari, 2020; Vasconcelos et al., 2021). The RPB structural evolution has involved one single stage of rifting with NW- to NNW-extension and WSW-ENE compression (Françolin et al., 1994; Nogueira et al., 2015; Vasconcelos et al., 2021).

2.2. The Rio do Peixe basement and basin

Three main domains constitute the crystalline basement of the RPB: Granjeiro, Orós-Jaguaribe, and Rio Piranhas (Fig. 3B) (Santos, 1999; Medeiros et al., 2005). The Portalegre Shear Zone separates the Orós-Jaguaribe and Rio Piranhas domains. Likewise, the Malta Shear Zone defines the northern boundary of the Granjeiro Domain (Fig. 2A–B).

The RPB presents three sub-basins separated by horsts, from W to E: Brejo das Freiras, Sousa, and Pombal (respectively BFSB, SSB, and PSB in Fig. 3A) (Françolin et al., 1994; de Castro et al., 2007; Nogueira et al., 2015; Vasconcelos et al., 2021). Three major faults control the half-grabens of the RPB and strike E-W and NE-SW: Malta (F1 and F2), Portalegre (F5 and F6) and Rio Piranhas faults (de Castro et al., 2007; Vasconcelos et al., 2021) (Fig. 3A).

The RPB infill consists of siliciclastic fluvial, lacustrine, and alluvial fan deposits. These sedimentary deposits have been divided into five stratigraphic units, which are from the base to the top: the Devonian Pilões and Triunfo formations (Santa Helena Group), and the Early Cretaceous Antenor Navarro, Sousa, and Rio Piranhas (Rio do Peixe Group) formations (Fig. 3C) (Ponte et al., 1991; Françolin et al., 1994; Carvalho et al., 2013a; Silva et al., 2014; Lourenço et al., 2021; Vasconcelos et al., 2021). The Devonian Pilões and Triunfo formations lie unconformably on the Precambrian basement, and differ from the overlying deposits by their composition and internal structure.

3. Methods and dataset

3.1. Airborne magnetic data processing

We used aeromagnetic data to investigate the fabric in the outcropping crystalline basement and its continuation beneath the RPB. The airborne magnetic surveys are part of the Paraíba-Rio Grande do Norte and Pernambuco-Paraíba Geophysical Projects, sponsored by the Brazilian Geological Survey (Brasil, 2010). The surveys produced high-resolution magnetic profiles, with flight and control lines spaced by 500 m and 10.000 m, respectively, oriented in the N-S and E-W directions and with a nominal flight height of 100 m. In addition, the aeromagnetic data were corrected for the transient geomagnetic variations and removed from the main geomagnetic field (International Geomagnetic Reference Field - IGRF).

The data processing was realized with the Oasis Montaj 9.5 (Geosoft inc.) software. The total magnetic intensity map (TMI) was obtained by interpolating the data using the bidirectional gridding method with a 125 m cell size. Then, we applied the reduction to the pole (RTP) filter to center the magnetic anomalies over their magnetic bodies (Blakely, 1995). The RTP geomagnetic field parameters comprise an inclination of -20.51° and a declination of -21.98° . Besides, we introduced a

magnetic pseudo-inclination of -60° to suppress false anomalies (artifacts) yielded by the RTP operator in and near the declination direction at low magnetic latitudes ($\pm 20^\circ$).

We also used matched bandpass filtering (Phillips, 2001) to separate the RTP magnetic anomalies into signal components according to their wavelengths, theoretically representing different source depths. The source depths are estimated fitting multiple straight lines to radially averaged power spectra of the magnetic anomalies. Amplitude and Wiener filters are applied to emphasize anomalies corresponding to each estimated source depth. The different groups of wavelengths are: (a) magnetic anomalies of deep source depths (15.8 km - DEEP), i.e., related to the lower upper crust; (b) magnetic anomalies of intermediate source depths (2.5 km - INT1 and 1.97 km - INT2), related to the interface between the basement and the sedimentary basin; and (c) magnetic anomalies of shallow source depths (0.56 km - SHA1 and 0.18 km - SHA2), i.e., within the basin. The magnetic anomalies of source depth of 2.5 km (INT1) best display the magnetic pattern of the structural lineaments and the internal basin geometry. Furthermore, we applied the tilt derivative filter (TDR) to the INT1 anomalies (TDR-INT1) to enhance geological contacts and structural lineaments. First, we interpreted the magnetic lineaments from the TDR-INT1 map, which emphasizes the regional Precambrian basement fabric. Then, we plotted the magnetic lineaments in rose diagrams to reveal the main structural trends that may control the basin architecture.

The matched bandpass filtering was used to corroborate the information about shear zone dip, which could have affected later fault propagation. Therefore, we considered that the peaks of the magnetic anomalies obtained by different depths using the matched filtering could indicate the approximate dip of structural features. First, we traced the anomaly maxima of the INT1, INT2, SHA1, and SHA2 crossed by the 2-D seismic sections to investigate their behavior at depth. Second, the magnetic anomalies were displayed over the geological profiles and compared with the faults and mylonitic foliation measurements.

3.2. Seismic reflection analysis

The seismic reflection data used in this study were provided by the Brazilian Agency of Petroleum, Natural Gas, and Biofuels (ANP). Data include eight 2-D seismic lines and three 3-D seismic surveys (solid blue lines and blue polygons in Fig. 3), both previously stacked and migrated in time. The 2-D seismic data covers only parts of the Brejo das Freiras and Sousa sub-basins, and the 3-D seismic covers a portion located over the boundary between these two sub-basins, along the Santa Helena Horst (Fig. 3A). For this reason, the Icozinho Basin and Pombal Sub-basin will be addressed only by magnetic and geological field data. The seismic data exhibit a vertical resolution of 26.5 m for the 3-D data, and 47 m for the 2-D data. The seismic data were interpreted using Petrel software. The 2-D and 3-D seismic data are displayed with normal polarity (SEG convention), where positive polarity shown as red reflection on seismic sections corresponds to an increase in relative impedance. In contrast, a negative/blue reflection on seismic sections corresponds to decrease in relative seismic impedance. The 3-D data differ in their inline and crossline spacing between 15 m \times 15 m (central survey) and 20 m \times 50 m (southern and northern surveys). The 3-D seismic surveys have vertical span of 2000 ms TWT in the southern survey, 4000 ms TWT in the central survey, and 2800 ms TWT in the northern survey. The 2-D seismic surveys have vertical extent varying between 3000 and 4000 ms TWT.

Five boreholes (white circles in Fig. 3A) provided by the ANP to support the interpretation of the seismic sections to determine the main mapped horizons, which were also based on previous studies (e.g., Silva et al., 2014; Lourenço et al., 2021; Rapozo et al., 2021; Vasconcelos et al., 2021). We interpreted the 2-D and 3-D seismic data to identify the top of the acoustic basement and the main faults, understand the influence of shear zone fabrics on the internal rift geometry by fault reactivation, and the structural partitioning of the RPB. The acoustic

Precambrian basement was interpreted in the seismic profiles using the reflector terminations (onlap, downlap, truncations) and changes in the physical parameters of the reflector using the concepts of Mitchum et al. (1977) and Vail and Mitchum et al. (1977).

Although the seismic data quality is good, it is difficult to follow the reflectors over the entire surveyed area. Therefore, we applied several seismic attributes like structural smoothing, RMS amplitude, and outcrop attribute to improve the seismic stratigraphic and structural

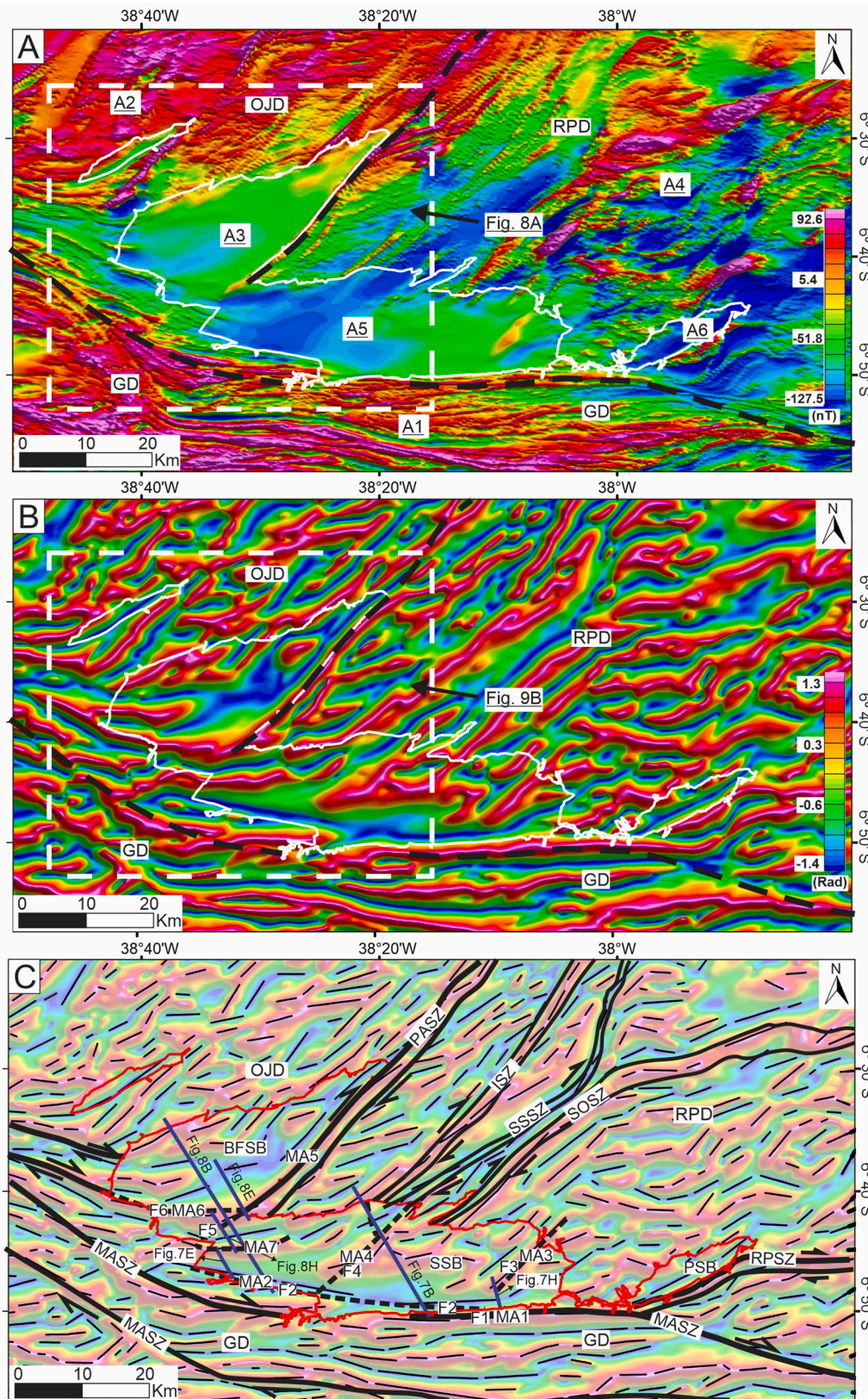


Fig. 4. Magnetic maps of the Rio do Peixe Basin. (A) Total magnetic field reduced to the pole; (B) Tilt Derivative map of the magnetic anomalies of intermediate 1 sources (TDR-INT1); (C) TDR-INT1 map with the interpreted magnetic lineaments (several magnetic lineaments were removed from the figure for the sake of clarity). MA: Magnetic Anomaly. Shear zones (SZ): MASZ – Malta; PASZ – Portalegre; RPSZ – Rio Piranhas. Dashed black lines in Fig. 4A–B: tectonic domains (OJD – Orós-Jaguaribe, RPD – Rio Piranhas, and GD – Granjeiro domain). The dashed white box refers to the areas of Fig. 9A–B. The thick solid and dashed black lines in Fig. 4C indicate, respectively, the shear zones interpreted in the crystalline basement and their continuity underneath the sedimentary basin. The thin solid black lines and blue lines in Fig. 4C represent the interpreted magnetic lineaments and seismic profiles, respectively.

interpretation. Velocity data obtained from seismic surveys have been used for time-depth conversion.

3.3. Field data

We integrated 507 new outcrops with the 625 outcrops from Vasconcelos et al. (2021) and the 475 outcrops from the Brazilian Geological Survey (Medeiros et al., 2005), with a total of 1607 outcrops distributed in and around the RPB. The present study used the lithological and structural information from these outcrops, such as the strike and dip of the Precambrian mylonitic foliation and of the younger basin faults. In addition, the bedding in sedimentary units helped to build up our geological map and cross-sections and support our geological interpretation. Finally, we combined the geological profiles and seismic sections with the magnetic data obtained from matched bandpass filtering to show the attitude of faults and shear zones at depth.

4. Results

4.1. Magnetic signatures of the Rio do Peixe Basin and its surrounding domains

We assessed the magnetic patterns associated with the three tectonic domains of the Precambrian basement of the RPB: Granjeiro (GD), Orós-Jaguaripe (OJD), and Rio Piranhas (RPD) (Fig. 3B). The GD exhibits elongated, high amplitude magnetic anomalies with a short wavelength (A1 in Fig. 4A). The anomalies follow the Malta Shear Zone, trending NW-SE in the western portion, and E-W in the central and eastern portions of the study area. The northern portion of the OJD is dominated by high-amplitude, positive anomalies trending NE-SW and E-W (A2 in Fig. 4A). A large magnetic low occurs mainly in the southern sector of the Brejo das Freiras Sub-Basin (A3 in Fig. 4A). It has several negative magnetic anomalies (down to -51.8 nT), which extend along the sub-basin with a NE-SW orientation.

Fig. 4 To the east of the Portalegre Shear Zone, the RPD exhibits a sequence of intercalated positive and negative anomalies trending in the NE-SW direction (A4 in Fig. 4A). The SSB displays a large magnetic low in the south, with subtle E-W lineaments curving to NE-SW northwards. Low-amplitude (~ -60 nT) anomalies occupy the west portion of this sub-basin (A5 in Fig. 4A). Although the low-magnetic sedimentary rocks attenuate the magnetic field, the basement fabric can be followed beneath the basin. The PSB has a magnetic low (down to -120 nT) accompanying the Rio Piranhas Shear Zone trending NE-SW (A6 in Fig. 4A).

The TDR-INT1 map (Fig. 4B) was the main magnetic image used to interpret the magnetic lineaments, showing high amplitudes where the magnetic gradient is intense, thus highlighting geological contacts and structural features of the basement and the internal basin architecture. The magnetic lineaments map enhances NE-SW and E-W directions in and around the RPB, associated with the main trend of ductile shear zones outcropping in the study area. Furthermore, both field and magnetic data highlight the presence of a main heterogeneity/lineament zone in the crystalline basement (ISZ, SSSZ, and SOSZ in Fig. 4C), two of which (SSSZ and SOSZ) were not identified in previous studies.

The magnetic lineaments depict the three crustal domains that comprise the basement segments. To the south, extensive magnetic lineaments trend in the E-W direction throughout the GD, limited in the north by the Malta Shear Zone. To the north, the magnetic lineaments are shorter and bending from E-W to NE-SW direction northwards. The interpreted magnetic lineaments (Fig. 4C) show structural features trending E-W (GD) and NE-SW, with some inflection to E-W (OJD and RPD). We associated some lineaments with the shear zones mapped in the basement adjacent to the sedimentary basin. In the Rio Piranhas Domain, the NE-SW magnetic lineaments extend southwards within the Sousa Sub-Basin, progressively merging into the E-W Malta Shear Zone. These magnetic lineaments appear to be related to the shear zones in the

crystalline basement (dashed black lines in Fig. 4C) that continue underneath the sedimentary basin. The magnetic pattern in the RPB comprises E-W trending lineaments at the southern boundaries of the Brejo das Freiras Sub-Basin and Sousa Sub-Basin (Fig. 4C). These lineaments bend to NE-SW direction, delineating the W and E borders of the Brejo das Freiras Sub-Basin and occupying the northern part of the Sousa Sub-Basin. To the east, magnetic lineaments are oriented NE-SW in the Pombal Sub-Basin. The southern border of all sub-basins is marked by the E-W trending magnetic lineaments associated with the Malta Shear Zone.

The rose diagrams presented in Fig. 5 summarize the trend and distribution of the magnetic lineaments. The E-W direction prevails in the GD (Fig. 5A) and the Sousa Sub-Basin (Fig. 5E), while the NE-SW lineaments occur elsewhere (Fig. 5B, 5C, 5D, and 5F). These magnetic lineaments show the main directions of the different rock bodies in the crystalline basement and underneath the basin, which strike sub-parallel to the mylonitic foliation.

Magnetic anomalies generated from matched filtered magnetic data show a series of linear highs and lows. The anomalies are mostly between -11.8 and 52.9 nT (Fig. 6A), -12.5 and 54.6 nT (Fig. 6B), -2.7 and 16.4 nT (Fig. 6C), and -1.3 and 5.1 nT (Fig. 6D). Considering the enhanced magnetic anomalies in the matched filtering magnetic maps and specifying the maxima intensity of the matched filtered magnetic anomalies from different profiles, we obtained the local values of shear zones as proposed in Table 1. Based on the matched filtered magnetic anomalies (Fig. 6), we investigated the approximate dips of the faults and ductile shear zones that define the internal basin architecture. The colored lines in Fig. 6E represent anomaly maxima related to the main structural features crossed by seismic lines. In general, the anomaly peaks referring to the shallower sources (green lines) are aligned with the graben border faults, coinciding with the limits of the shear zones (PASZ, ISZ, SOSZ, and MASZ in Fig. 6E). Likewise, the anomaly peaks referring to the deeper sources (orange, red and blue lines, respectively) parallel to the border faults but shifted to the north or northwest, thus indicating a dip in these directions.

4.2. Magnetic and seismic evidence of the basin geometry

The internal rift architecture observed in the seismic sections is characterized by a conspicuous listric shape of the master bounding faults (cf. Figs. 7 and 8). The trace of these faults at the surface generally coincides with magnetic anomalies (Figs. 3 and 7–9). But we can observe deeper NW dipping faults in the basement top surface (marked by red arrows in Fig. 9A–B, to the left of the PASZ), which have not been previously mapped at the surface. The rift geometry comprises asymmetric half-grabens, whose faulted borders encompass a set of normal faults with a listric shape and are rooted in the Precambrian basement. The main depocenters occur close to the master faults (Figs. 9 and 10). The linkage zone between adjacent segments of the Portalegre Fault (F5 and F6 in Fig. 8B–C) exhibits a paleorelief similar to a relay ramp close to the Santa Helena Horst (see the red arrows pointing to the faults that control the “Relay Ramp” in Fig. 9A–B).

We initially individualized two seismo-stratigraphic sequences: pre-rift and syn-rift, mapping the basement and pre-rift tops, and traced major faults (Figs. 7 and 8). We compared the magnetic anomalies and the internal basin architecture along the seismic profiles 2088 and 2090 (Figs. 7 and 8, respectively). The magnetic anomalies 1 and 2 (MA1 and MA2 in Figs. 4C, 7A, 7D, 7G, and 8A) are spatially correlated with F1 and F2 faults, respectively (Figs. 7B, 7E, 7F, 7H, 7I, and 8B), where both corroborate in the obtained magnetic signal. Moreover, the magnetic anomaly 1 coincides with fault F1 in the seismic profile 0314.1 (Fig. 7H–I). In contrast, the magnetic anomaly 2 coincides with fault F2 in another seismic section – inline 43/South Cube (Fig. 7B, 7D, 7E, and 7F). This is analyzed in the magnetic anomaly continuation along the seismic sections. The fault F2 (Figs. 7B, 7E, 7F, and 8B) extends for 45 km from east to west, following the magnetic anomalies 1 and 2

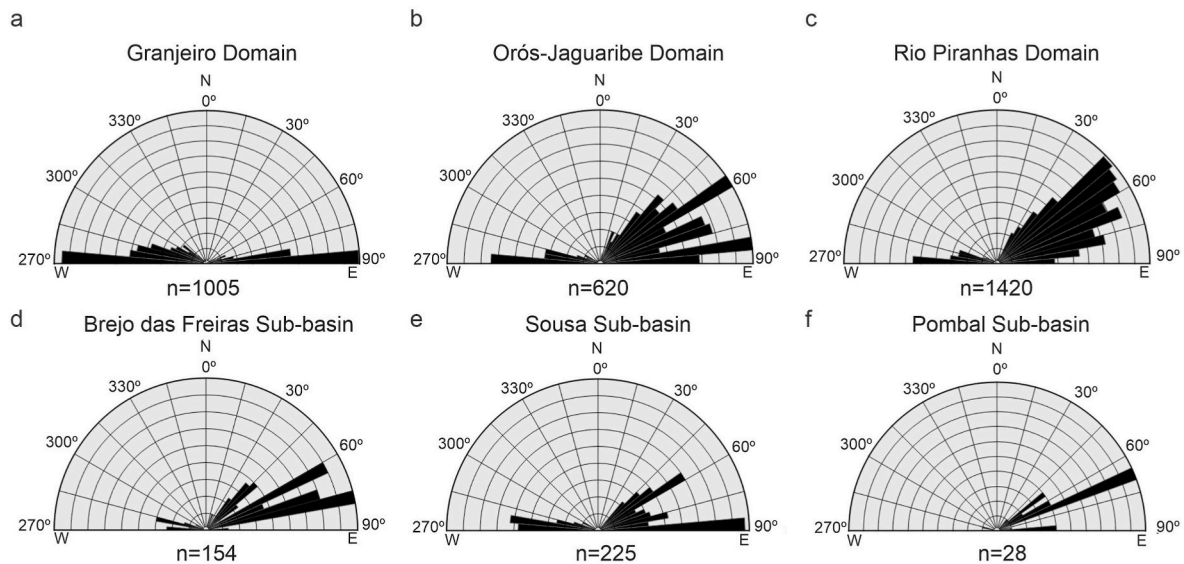


Fig. 5. Rose diagrams of the magnetic lineaments of the Rio do Peixe Basin and surrounding geological domains.

(Figs. 4C, 7A, 7D, 7G, and 8A) and comprising a segment of the Malta Fault System (F1 and F2) (see the black dashed line with M2 in Fig. 4C). The magnetic anomaly 3 (MA3 in Figs. 4C and 7E) coincides spatially with the fault F3 (F3 in Fig. 7H–I), associated with the Lagoa do Forno Fault (LFF in Fig. 3). The magnetic anomaly 4 (MA4 in Figs. 4A and 7A) coincides with the F4 fault (F4 in Fig. 7B–C), associated with the Sítio Sagui Fault (SSF in Fig. 3). The magnetic anomalies 5 and 6 (MA5 and MA6 in Figs. 4C, 8A, 8D, and 8G) correspond to a bifurcation of the Portalegre Shear Zone. The main branch curves into the E-W-striking Malta Shear Zone, controlling the southern faulted border of the Brejo das Freiras Sub-Basin, and the other branch follows the NE-SW trend of the Portalegre Shear Zone (Fig. 4C). The magnetic anomaly 5 (MA5 in Figs. 4C, 8A, 8D, and 8G) corresponds to fault F5 in the seismic sections (Fig. 8B, 8C, 8E, 8F, 8H, and 8I), while the magnetic anomaly 6 (MA6 in Figs. 4C, 8A and 8D) spatially coincides with the F6, F7, and F8 faults in the seismic sections (Fig. 8B, 8C, 8E and 8F). Lastly, the magnetic anomaly 7 (MA7 in Figs. 7A and 8A) corresponds to the F9 fault (Figs. 7B and 8B), which is not correlated with any previously mapped fault.

4.3. Field structural data and architecture of the RPB rift

We performed an analysis that highlights the structural inheritance in the Precambrian basement by integrating the magnetic and seismic data (Figs. 4, 5, and 10) with the field data (Figs. 11–14). Initially, we analyzed the dip of the Precambrian foliation around the RPB (Fig. 11). The map exhibits dips less than 50° away from the shear zones (stereographic projections 2, 4, 5, 6, 10, 11, 14, 17, 18, 19, and 27 in Fig. 11) and steep dip ($>60^\circ$, mostly subvertical) in the shear zones (stereographic projections 1, 3, 7, 8, 9, 12, 13, 15, 16, 21, 22, 23, 24, 25, and 26 in Fig. 11).

Then, we constructed three regional profiles, roughly orthogonal to the main shear zones and basin faults (Figs. 11 and 12). Overall, the basin boundary faults (e.g., Icozinho, Portalegre, and Malta faults), together with other major basin faults (e.g., Sítio Sagui and Lagoa do Forno faults), exhibit similar fault strikes (stereographic projections in the geological profiles in Fig. 12A–C). These faults also show a spatial correlation with the magnetic anomalies obtained from matched filtering (geophysical profiles in Fig. 12- colored lines) regarding our field observations and geological interpretations. The magnetic anomalies reflect lithological differences related to different magnetization values (magnetic profiles in Fig. 12A–C). We observed that a fault in the Sousa Sub-Basin, here termed Itaporanga Fault (F9 in Figs. 7–8 and IF in Fig. 12A), shows a possible spatial correlation with a Precambrian shear

zone. This shear zone consists of a probable continuation of the Itaporanga Shear Zone (ISZ in Figs. 11, 12A and 12B) underneath the basin. In all cases, we observed similar strikes of the basin faults and shear zone foliations and contacts, in addition to the strong spatial correlation between the magnetic signal and the field observations (Fig. 12A–C).

The magnetic anomalies show an overall attenuated pattern across the basin areas due to the low-magnetic sedimentary pile in contrast to the more magnetized and deformed crystalline rocks of the Precambrian basement (Fig. 12A–C). In general, the magnetic amplitudes are higher (40–170 nT) across the shear zones, whose brittle reactivations represent the master border faults of the half-graben (RFSZ, PASZ, and MASZ in Fig. 12A–C). The RFSZ exhibits the highest amplitude (~ 170 nT), probably caused by a striking magnetic susceptibility contrast between gneisses and micaschist units of the Orós-Jaguaribe domain and their mylonitized counterpart within the shear zone. Otherwise, the magnetic anomalies crossing shear zones within the basin and far from its faulted borders (ISZ, SSSZ, and SOSZ in Fig. 12A–C) display lower amplitudes, ranging from 3.5 to 40 nT.

In the field, as well as in the geophysical maps, the strike of the mylonitic foliation coincides with the strike of brittle faults reactivating the preexisting Precambrian structures (Figs. 13 and 14). Deformation associated with the brittle reactivation affects the basement and sedimentary units, mainly by normal faulting. For instance, along the Portalegre Shear Zone, the magnetic profile and field data (Fig. 12A and B) coincide in the NE-SW strike of mylonitic foliation and master bounding fault, but not along dip, which is greater for the mylonitic foliation (Figs. 13A, 13B, 13C, 13D, 14A, 14C, and 14D). Similarly, along the Malta Shear Zone, the WNW-ESE to E-W Precambrian fabric (Figs. 13G and 14E) strikes parallel to the Malta Fault (F1 and F2), but dips steeper than the fault (Figs. 13H, 13I, and 14F). Moreover, the shear zones were brittle reactivated during the rifting of the RPB, where the border of shear zones is marked by several magnetic anomaly peaks (Fig. 12A–C), showing vertical foliation on the two borders of the sedimentary basin.

Brittle deformation did not concentrate only along the weakness zones (ductile shear zones) that controlled the formation of the basin-bounding faults (e.g., Portalegre – F5 to F8 and Malta faults – F1, F2). Brittle deformation also affected the ductile shear zones far away from the basin margins (e.g., Itaporanga – F9, Sítio Sagui – F4, and Lagoa do Forno – F3 faults). For example, the magnetic lineaments (ISZ and MA7 in Fig. 4C) indicate that the Itaporanga Shear Zone (ISZ in Fig. 12B) continues underneath the basin. The Itaporanga Fault (F9 in Figs. 7–8 and IF in Fig. 12A) affects the coarse sandstones and conglomerates of the Antenor Navarro Formation (Fig. 13E–F) by reactivation of the

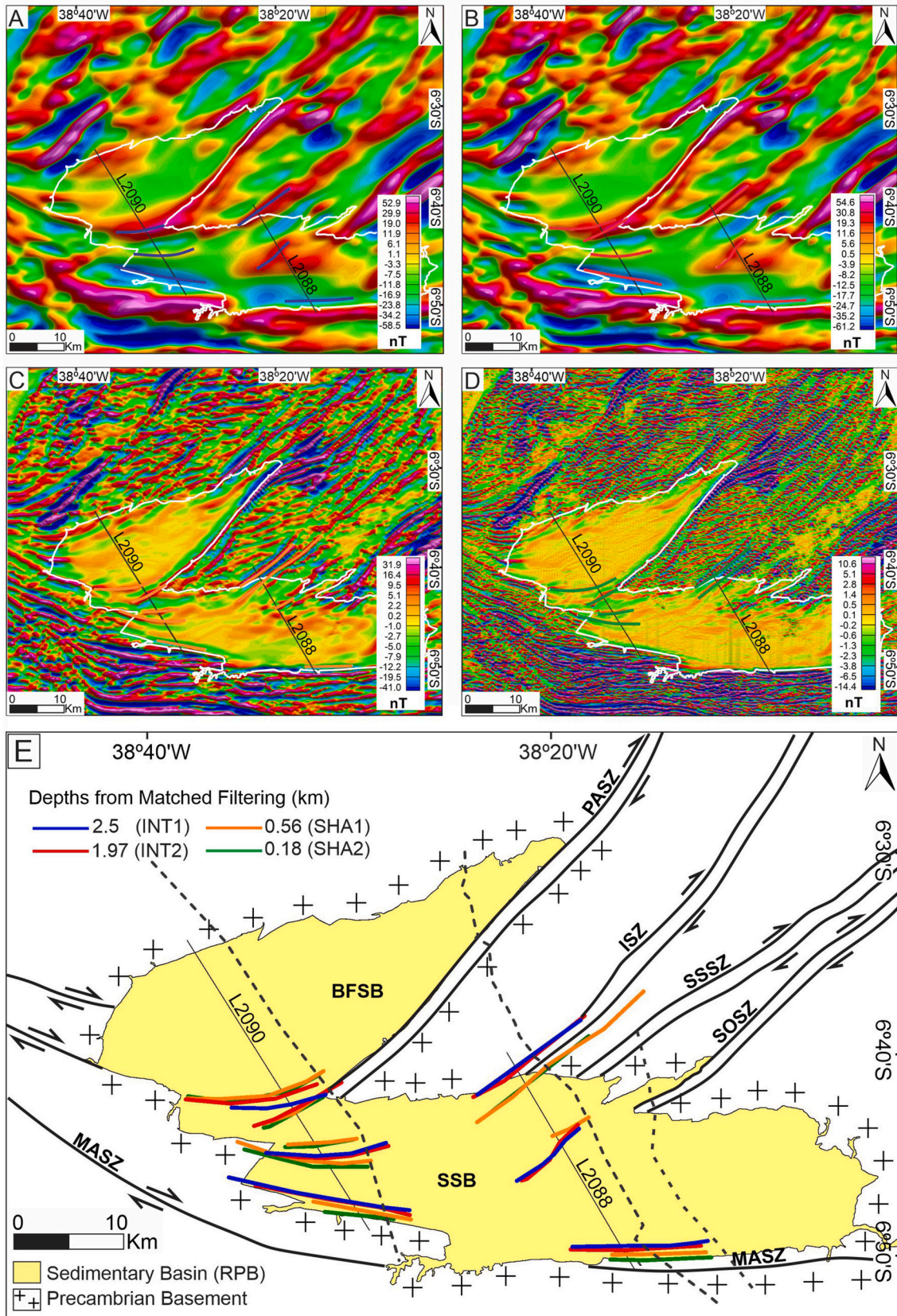


Fig. 6. Superficial expressions of the shear zones from matched filtering magnetic anomaly maps of causative sources at different depths: (A) 2.5 km; (B) 1.97 km; (C) 0.56 km; and (D) 0.18 km. (E) Simplified map of the Rio do Peixe Basin (RPB) with colored lines highlighting the magnetic lineaments of master faults crossed by seismic lines show in Figs. 7 and 8. The black dashed lines represent the geophysical and geological profiles shown in Table 1 and Fig. 12. Shear zones (SZ): MASZ – Malta; PASZ – Portalegre; ISZ – Itaporanga; SSSZ – Sítio Sagui; SOSZ – Sousa. Sub-basins (SB): BFSB – Brejo das Freiras; SSB – Sousa.

Table 1

Maxima intensity of the matched filtered magnetic anomalies (MMA - Matched Magnetic Anomalies in nT) crossing major shear zones of the Rio do Peixe Basin according to the sources at different depths exhibited in the magnetic maps in Fig. 6. Anomalies are shown in Figs. 6 and 12. See the location of the three profiles in Fig. 6E. INT1 – Magnetic anomalies from intermediate source depth 1 (2.5 km); INT2 – Magnetic anomalies from intermediate source depth 2 (1.97 km); SHA1 – Magnetic anomalies from shallow source depth 1 (0.56 km); SHA2 – Magnetic anomalies from intermediate source depth 2 (0.18 km). Shear zones: RF – Rafael Fernandes, PA – Portalegre, I – Itaporanga, SS – Sítio Sagui, SO – Souza, MA – Malta.

Profile	MMA	Shear zones					
		RF	PA	I	SS	SO	MA
1	INT1	134.1	45.2	-1.6	-	-	59.5
	INT2	168.7	41	-2.5	-	-	59.2
	SHA1	149.3	11.7	3.4	-	-	27.4
	SHA2	25.3	3.7	0.3	-	-	8.4
2	INT1	-	31.3	29.9	10.8	23.3	33.7
	INT2	-	38.1	31.6	8.3	19.7	39.1
	SHA1	-	46.1	40.3	27.0	4.5	39.6
	SHA2	-	31.4	9.8	7.4	0.4	19.3
3	INT1	-	-	-	16.8	18.8	28.6
	INT2	-	-	-	22.9	19.4	31.8
	SHA1	-	-	-	33.8	34.8	44.6
	SHA2	-	-	-	7.9	10.4	34.0

Itaporanga shear zone. Likewise, the Lagoa do Forno Fault occurs at the surface (LFF in Figs. 12C and 14G), where a magnetic lineament (Fig. 12CC) indicates the control by preexisting structures of the Precambrian basement.

5. Discussion

5.1. Basement tectonic features control rift fault nucleation, propagation and rift internal architecture

Magnetic data have been used on structural investigations of fault systems (e.g., Sutherland, 1999; Bezerra et al., 2014; Araujo et al., 2018) and to assess structural inheritance in which the preexisting ductile fabric controls fault location and deformation style (e.g., Smith and Mosley, 1993; Younes and McClay, 2002; de Castro, 2011; Kirkpatrick et al., 2013; Salomon et al., 2015). This kind of data has also been used to analyze the influence of basement fabric on the orientation and extent of younger faulting and its nucleation (Vasconcelos et al., 2019b; Kolawole et al., 2020; Strugale et al., 2021).

In the Borborema Province (Fig. 1), the Precambrian shear zones form lithospheric discontinuities bounding deep-rooted tectonometamorphic domains (Brito Neves et al., 2000, 2014; de Castro et al., 2012; Oliveira and Medeiros, 2018). An association between rift faults and Precambrian shear zones, where faults are collinear with the crustal-scale anomalies, was previously interpreted in the Potiguar basin-bounding faults (de Castro et al., 2012), Jatobá basin-bounding fault (Miranda et al., 2020), RPB bounding and internal major faults (Vasconcelos et al., 2021), and in the basin bounding fault of the Pernambuco and Sergipe-Alagoas basins (Vasconcelos et al., 2019b).

The correlation between a specific magnetic anomaly and geological units has limitations because the magnetic field displays a dipolar and vector nature (Telford et al., 1990). According to the magnetic data in our study (Figs. 4 and 6), the higher intensity of the matched filtered magnetic anomalies (Table 1) coincides, at the surface, with shear zones in the crystalline basement, which bound tectonometamorphic units (Fig. 12A–C). In the BFSB and SSB, we can observe a large low-amplitude magnetic low (A3 and A5 in Fig. 4A), possibly resulting from attenuation of the magnetic field caused by the presence of thick low-magnetic sedimentary fill, corresponding to the deepest depocenter in the RPB.

Several studies have reported that rift faults are developed mainly in

mylonitic layers within shear zones (Gontijo-Pascutti et al., 2010; Kirkpatrick et al., 2013; Salomon et al., 2015; Phillips et al., 2016, 2019; Morley, 2017; Heilman et al., 2019). In the RPB, shear zones are interpreted to have acted as weakness zones where younger normal faults nucleated during an initial rift stage (Fig. 15) (Françolin et al., 1994; de Castro et al., 2007; Nogueira et al., 2015; Vasconcelos et al., 2021). However, it is unclear what weakening mechanisms caused the brittle reactivation of the ductile shear zones. For this reason, the following points need to be addressed: (i) where the rift faults nucleate in the shear zone; and (ii) how the basement fabric influences nucleation of rift faults and their internal architecture.

Some studies have discussed the possible weakening mechanisms that lead to brittle reactivation during the rifting process. The most likely weakening mechanism of the basement fabric is the strong mechanical contrast between different tectonometamorphic units with boundaries marked by ductile shear zones (Cloetingh et al., 1995; Ferreira et al., 2008; Phillips et al., 2019; Vasconcelos et al., 2019b; Strugale et al., 2021). Additionally, high fluid pressures may reduce rock brittle yield strength and can, therefore, induce brittle reactivation of shear zones (Sibson, 1985, 1990; Bezerra et al., 2007, 2011), including seismogenic faulting (Sibson, 2020; Bezerra et al., 2021; Ramos et al., 2021). Other possible weakening mechanisms include weak phyllosilicate bands several meters wide, and small grain-size within shear zones (Ferreira et al., 2008; Kirkpatrick et al., 2013), which can result in long-term weakening.

In the RPB, boundaries between heterogeneous geological units marked by shear zones may be considered as likely sites for fault initiation or/reativation (Fig. 15). For instance, the main rift faults (Portalegre – F5, F6 and Malta faults – F1, F2) are brittle reactivations of the Portalegre and Malta shear zones, which mark the boundaries of major tectonometamorphic units in the basement (Figs. 3A, 3B and 4C). Smaller ductile shear zones within the basement domains (Figs. 3A, 3B, 4C, 11, and 12) also appear to have provided weakness zones and were reactivated during the rift phase (e.g., Itaporanga, Sítio Sagui, and Sousa shear zones). The Sítio Sagui Shear Zone is a weakness zone where the Sítio Sagui Fault (F4) nucleated, and hence controlled the development of a small graben within the RPB (Fig. 7B–C). These examples in the RPB agree with a recent interpretation concerning the basement control on the nucleation and growth of rift faults in the northern Campos Basin (Strugale et al., 2021).

Furthermore, high-fluid pressure is likely a secondary fault reactivation mechanism in the RPB. For instance, Maciel (2020) suggests two stages for rifting fault reactivation. The first consists of brittle reactivation of ductile mylonitic zones, which were reactivated as normal faults. The second comprises the fault reactivation associated with the circulation of silica-rich fluids, where the confined fluid generated an increase in fluid pressure. In this case, the hydrothermal silicification along the Malta (F1 and F2) and Portalegre (F5 to F8) faults acted as an important driver of fault reactivation during the rifting phase. Therefore, according to Maciel (2020), the basin-bounding faults in the RPB work like channels of hydrothermal fluids, as suggested by Cazarin et al. (2021) for the Cafarnaum Fault in the Irecê Basin, located in the São Francisco Craton, roughly 660 km to the south of the RPB. However, we suggest that the strong rheological contrast between heterogeneous geologic units with boundaries marked by ductile shear zones, as pointed as the first stage for brittle reactivation by Maciel (2020), is the most important reactivation mechanism in the RPB.

Although reactivation of preexisting structures in the basement has been widely reported (e.g., Holdsworth et al., 2001; Kirkpatrick et al., 2013; Phillips et al., 2019; Matos et al., 2021; Ramos et al., 2021), it is unclear how the steeply dipping (>75°) basement fabric controls the less steep (~60°) rifting normal faults. Our study shows 3-D evidence that, when these faults propagate at depth, they cross-cut the Precambrian mylonitic foliation measured at the surface (Fig. 15C). For instance, we present a correlation between the seismic interpretation (Figs. 7 and 8) and field measurements of structural data (Fig. 12) in the RPB. The

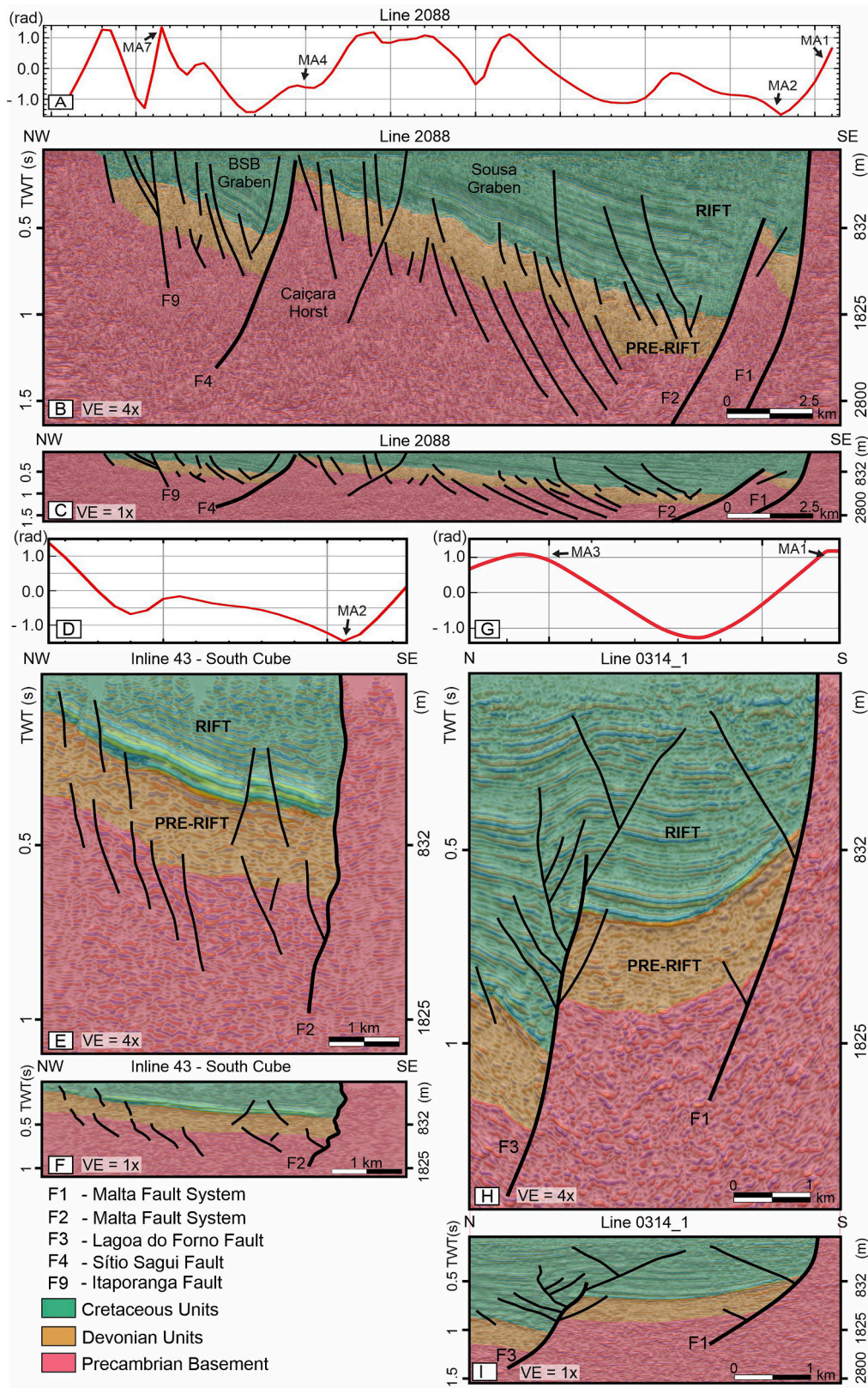


Fig. 7. (A) Magnetic profile from TDR-INT1 magnetic anomalies map – L2088; (B) interpreted 2-D seismic line 2088 with vertical exaggeration (VE) = 4x; (C) interpreted 2-D seismic line 2088 with vertical exaggeration (VE) = 1x; (D) Magnetic profile from TDR-INT1 magnetic anomalies map – Inline 43; (E) interpreted 3-D seismic section Inline 43 – Southern Cube with vertical exaggeration (VE) = 4x; (F) interpreted 3-D seismic section Inline 43 – Southern Cube with vertical exaggeration (VE) = 1x; (G) Magnetic profile from TDR-INT1 magnetic anomalies map – L0314; (H) Interpreted seismic Line 0314_1 with vertical exaggeration (VE) = 4x; and (I) Interpreted seismic Line 0314_1 with vertical exaggeration (VE) = 1x. Note that, when we remove the vertical exaggeration (VE = 1x), the true listric shape of the master bounding faults becomes conspicuous, which is not apparent from the common vertically exaggerated seismic sections. BSB – Barra de São Bento Graben; MA - Magnetic Anomaly in Fig. 4C. TWT - Two Way Travel time. Rad - abbreviation for the Radian unit.

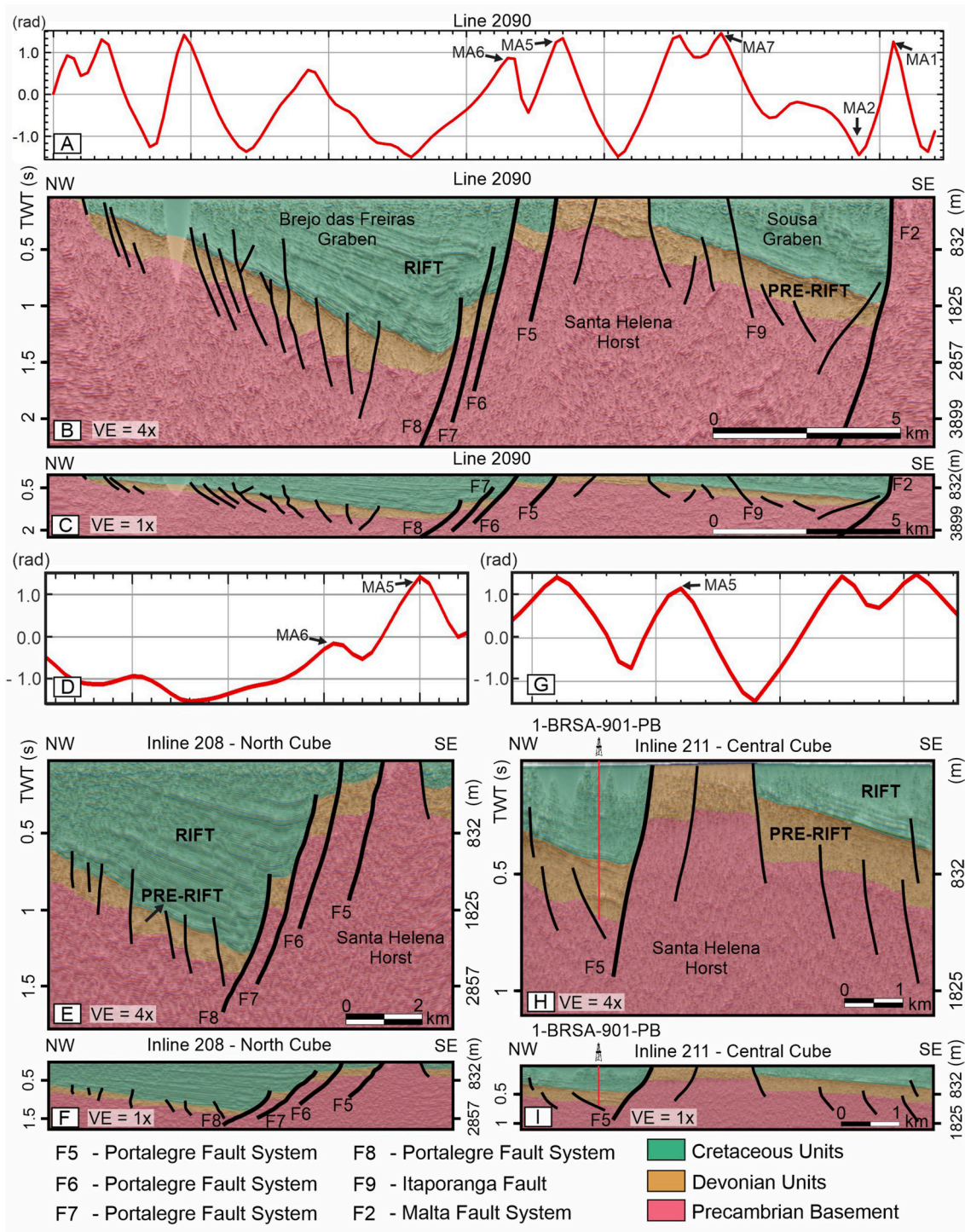


Fig. 8. (A) Magnetic profile from TDR-INT2 magnetic anomalies map – L2090; (B) interpreted 2-D seismic line 2090 with vertical exaggeration (VE) = 4x; (C) interpreted 2-D seismic line 2090 with vertical exaggeration (VE) = 1x; (D) Magnetic profile from TDR-INT1 magnetic anomalies map – Inline 208 – North cube; (E) interpreted 3-D seismic Inline 208 – North Cube with vertical exaggeration (VE) = 4x; (F) interpreted 3-D seismic Inline 208 – North Cube with vertical exaggeration (VE) = 1x (G) Magnetic profile from TDR-INT1 magnetic anomalies map; (H) interpreted 3-D seismic Inline 211 – Central Cube with vertical exaggeration (VE) = 4x; and (I) interpreted 3-D seismic Inline 211 – Central Cube with vertical exaggeration (VE) = 1x. Note that, when we remove the vertical exaggeration (VE = 1x), the true listric shape of the master bounding faults becomes conspicuous, which is not apparent from the common vertically exaggerated seismic sections. MA - Magnetic Anomaly in Fig. 4C. TWT - Two Way Travel time. Rad - abbreviation for the Radian unit.

results indicate that the geometry of the rift faults (ca. 60° dip) does not follow mylonitic foliation (sub-vertical) (e.g. Fig. 15C), which means that, at least at the surface, the faults follow the mylonitic foliation along strike, but not along dip. As shown on the seismic sections without vertical exaggeration in Figs. 7 and 8, the master bounding faults have a

listric geometry, whose curvature and dip are in contrast to the planar shape and steeper dip of the mylonitic foliation.

Therefore, the main questions addressed in this study: what structure are the rift-related master bounding faults following? The Precambrian mylonitic foliation, or the boundary between mechanically contrasting

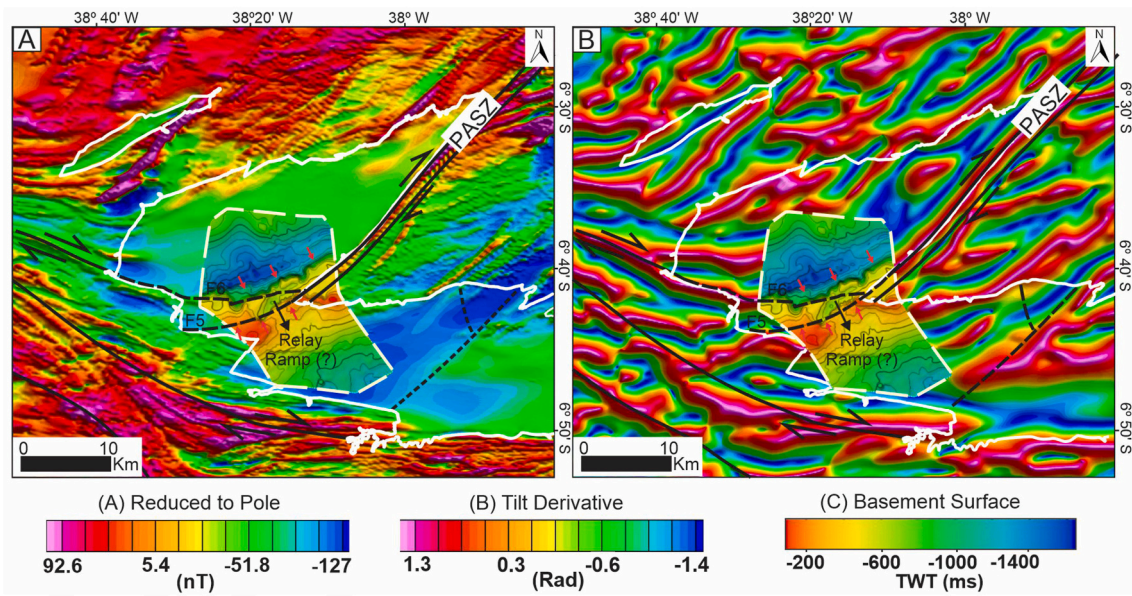


Fig. 9. Basement surface model from seismic interpretation integrated with the magnetic maps: (A) map of the total magnetic field reduced to the pole, and (B) tilt derivative map of magnetic anomalies from intermediate source depth 1 (TDR-INT1). Red arrows represent the faults that control the relay ramp and the arrows on the left side of Portalegre Shear Zone (PASZ) represent a deeper fault that was not mapped previously.

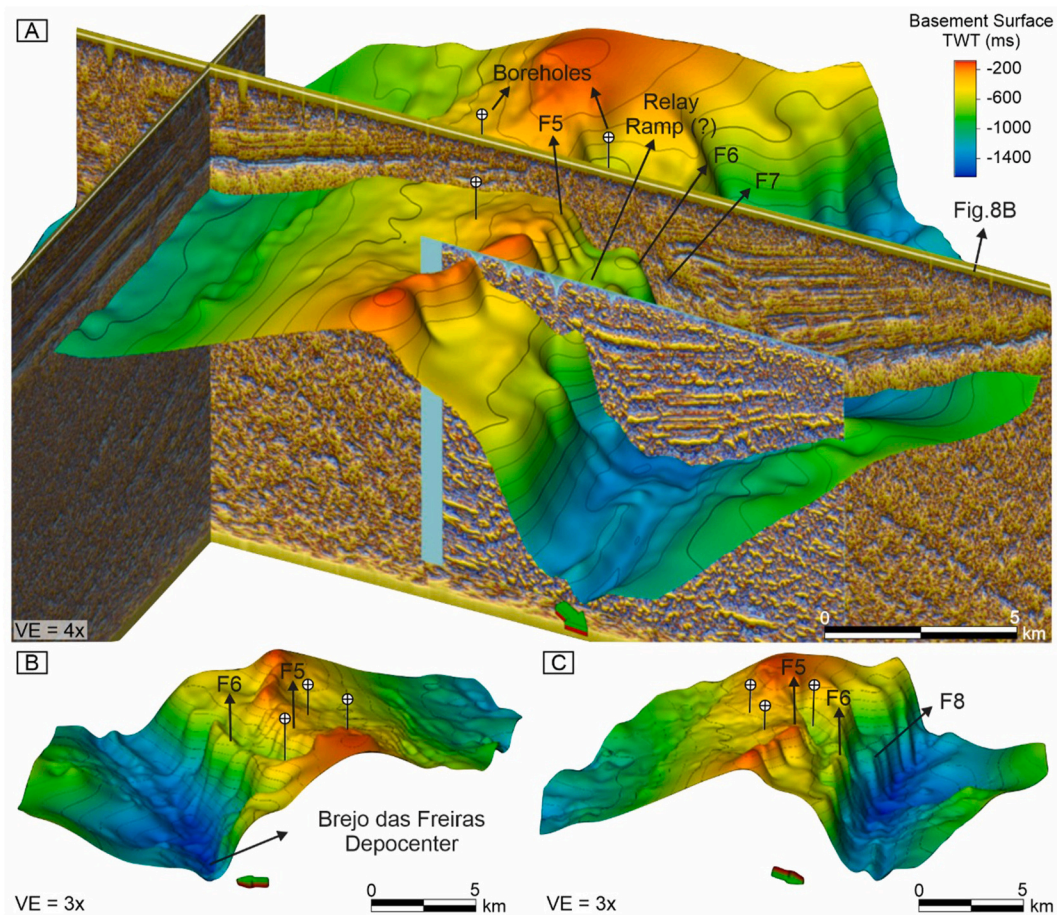


Fig. 10. 3-D representation of the Brejo das Freiras Sub-basin acoustic basement. (A) Overview of the basement horizon integrated with the seismic sections. The black lines with the circle at the top mark the location of the boreholes used to tie the basement top at depth. (B) View from west to east, and (C) view from east to west. The faults numbers (Fn) are the same as in Figs. 7 and 8. The green/red arrow indicates the north.

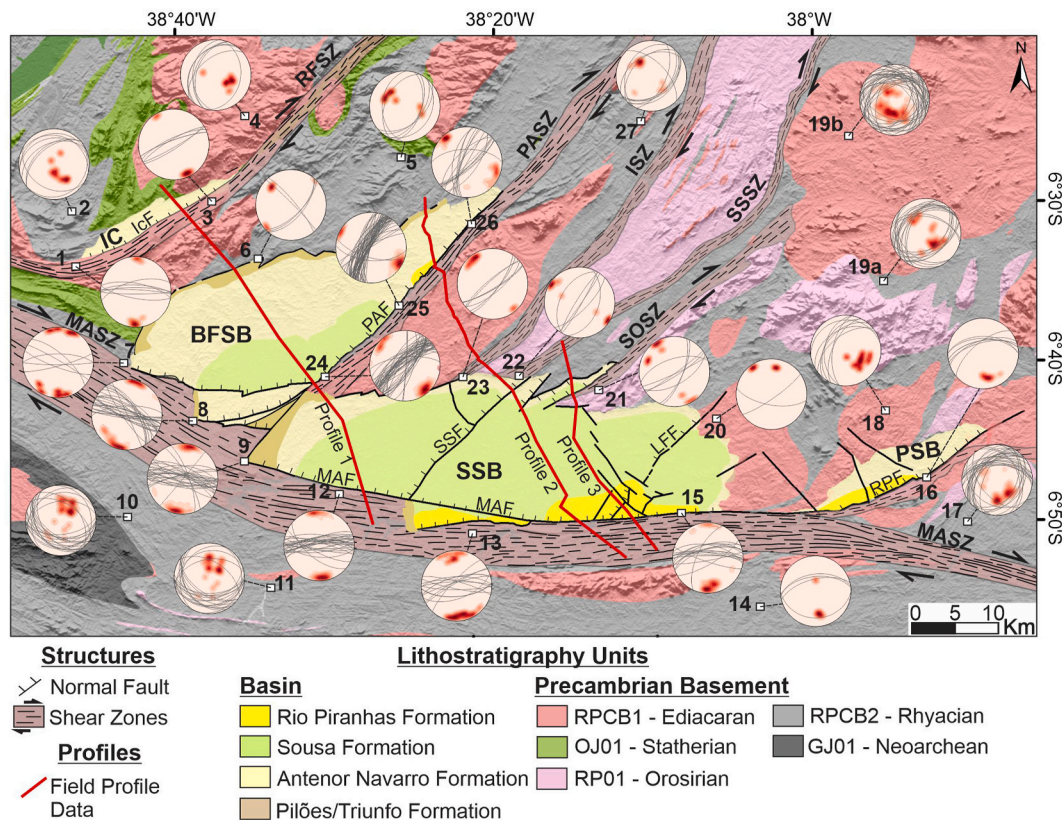


Fig. 11. Geological map of the Rio do Peixe Basin, showing the main faults, shear zones, sub-basins, and basement domains (modified from Françolin et al., 1994; Medeiros et al., 2005; and Vasconcelos et al., 2021). Shear zones (SZ): MASZ – Malta; SOSZ – Sousa; PASZ – Portalegre; ISZ – Itaporanga; RFSZ – Rafael Fernandes; SSSZ – Sítio Sagui. Faults: LFF – Lagoa do Forno; MAF – Malta; PAF – Portalegre; SSF – Sítio Sagui; RPF – Rio Piranhas. Red Lines – Geologic Profiles (see Fig. 12). Precambrian Basement Units: RPCB1 and RPCB2 – Rio do Peixe Crystalline Basement; OJ – Orós-Jaguaribe; RP – Rio Piranhas; GJ – Granjeiro. Stereographic projections = Foliations.

units, which may correspond to the boundaries of wide shear zones? The geophysical data analysis indicates that the magnetic anomaly and the rift faults are parallel, close to the surface, are parallel, i.e. dipping ca. 60°, thus oblique to the measured mylonitic foliation. We, therefore, infer that the weakness promoting localization was not a foliation, but a mechanical contrast represented by the boundaries of ductile shear zones separating different tectonometamorphic units. Similar seismic and field observations were documented in areas offshore New Zealand (Taranaki Basin) (Sutherland, 1999), Norway (North Sea Rift Basin) (Phillips et al., 2016), SE Brazil (Strugale et al., 2021), and onshore NE Brazil (Kirkpatrick et al., 2013). These studies used either 3-D seismic reflection or field data. Our study combines 3-D seismic, aeromagnetic and field data to obtain results about the control rift fault nucleation, propagation and rift internal architecture in the RPB.

5.2. Tectonic influence on the reactivation of preexisting structures

There is a long-time gap between the Brasiliano-Pan African orogeny (ca. 650-500 Ma; Brito Neves et al., 2000, 2014) and the brittle reactivation of these structures during the Early Cretaceous (ca. 145-100 Ma) in the Borborema Province (Matos, 1992; de Castro et al., 2007, 2008; Nogueira et al., 2015; Milani and Szatmari, 2020; Andrades-Filho et al., 2021; Vasconcelos et al., 2019a, b, 2021). Several studies point to the brittle reactivation of the rift-related normal faults in the post-rift phase of these basins (Upper Cretaceous - 100 Ma to present) due to compression (de Castro et al., 2007, 2008, 2012; Gurgel et al., 2013; Bezerra et al., 2014, 2020; Marques et al., 2014; Nogueira et al., 2015; Lima et al., 2017; Ramos et al., 2021; Vasconcelos et al., 2019b, 2021).

This long gap and the various events of brittle reactivation from the early stages of the sedimentary basin formation to the post-rift stages of

these basins raise questions on how long the faults were active following the reactivation of the shear zones. In this sense, the RPB is an ideal site to investigate the record of three events of brittle reactivation due to weakness zones inherited from preexisting structures in the Precambrian basement. These events consist of brittle reactivation in the: (i) pre-rift stage, during the Early Devonian (Silva et al., 2014; Vasconcelos et al., 2021); (ii) rift stage, during the Early Cretaceous (Françolin et al., 1994; de Castro et al., 2007; Nogueira et al., 2015; Araujo et al., 2018); and (iii) post-rift stage, from the Late Cretaceous to the present (Marques et al., 2014; Nogueira et al., 2015; Vasconcelos et al., 2021).

The sedimentary basins in the Early Devonian have been attributed mainly to thermal subsidence in NE Brazil (e.g., Matos, 1992). However, mechanical subsidence has also been inferred for some basins, such as the Parnaíba Basin (de Castro et al., 2016). In the RPB, the absence of the Devonian units further south at the Malta Fault – F1 and F2 (Figs. 7 and 8) is associated with two probable causes: tectonic control of the pre-rift sequence deposition relative to the Malta Fault (F1 and F2) during the Early Devonian (420-407 Ma), or the basement horst exhumation to the south of the Malta Fault (F1 and F2) after the pre-rift sediment deposition. Silva et al. (2014) suggested that the deposition of this sequence was associated with mechanical subsidence during Early Devonian (420-407 Ma). The long hiatus between the Early Devonian and the Early Cretaceous, when the rift phase in the RPB occurred due to the Pangea Breakup (Fig. 15C), is still unclear and a reason for further investigation.

Recent studies have proposed that the compressive stress of tectonic inversion was accommodated mainly in the largest rift displacements in the RPB (Nogueira et al., 2015; Vasconcelos et al., 2021), which this study reported as preexisting lithospheric-scale weakness zones inherited from the Precambrian shear zones (Fig. 11). In this case, we suggest

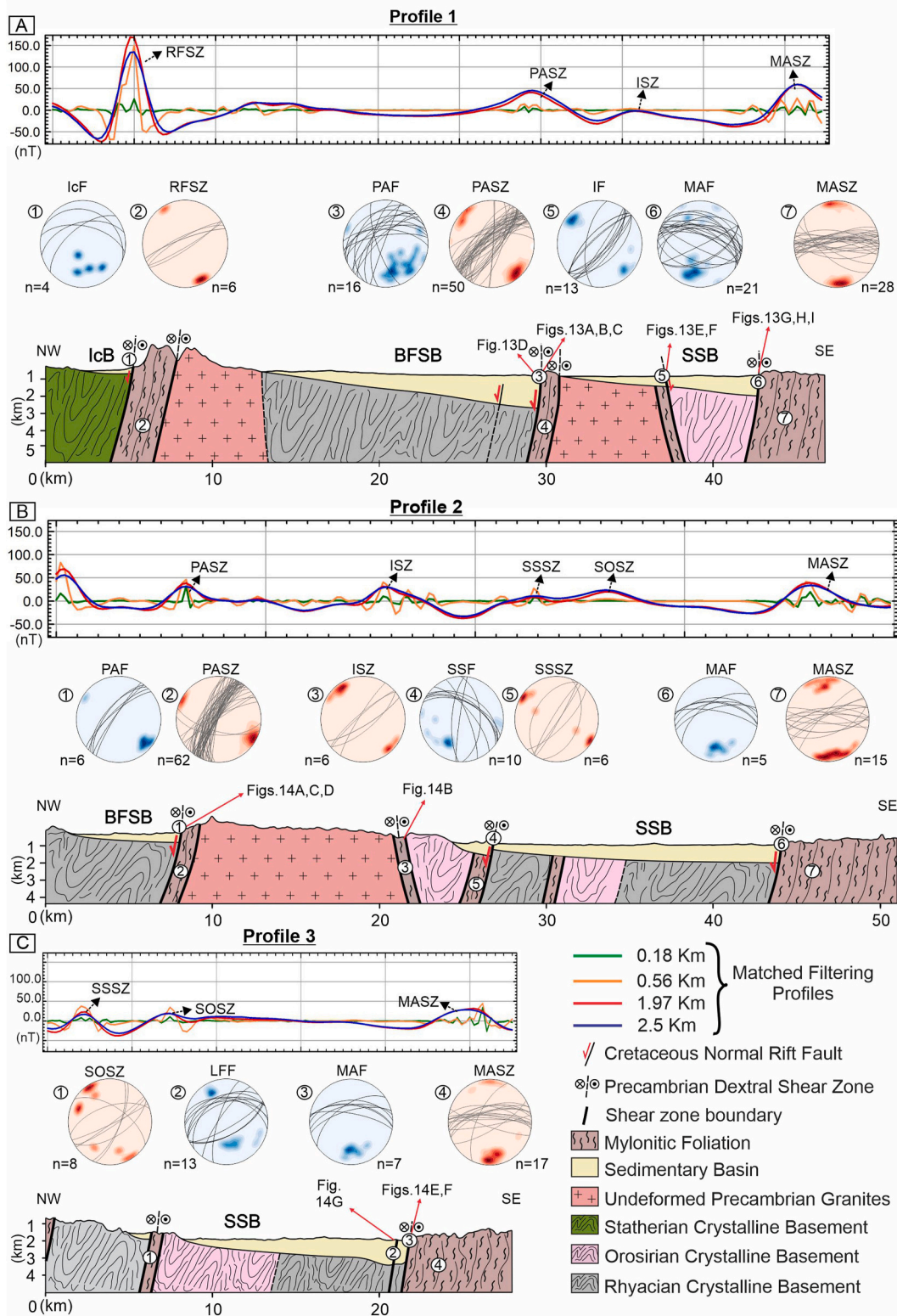


Fig. 12. Field structural data integrated with the magnetic anomalies obtained from matched filtering (colored lines) along three geological profiles in the Rio do Peixe Basin, showing the behavior of shear zones and faults. Each colored line refers to a different depth from the amplitude and Wiener filters that are calculated for each equivalent layer and applied to the magnetic anomalies. (A) Geological profile across the RFSZ (Rafael Fernandes Shear Zone), PASZ (Portalegre Shear Zone), MASZ (Malta Shear Zone), IcB (Icozinho Basin), BFSB (Brejo das Freiras Sub-basin), SSB (Sousa Sub-basin), IcF (Icozinho Fault), PAF (Portalegre Fault), IF (Itaporanga Fault), and MAF (Malta Fault). (B) Geological profile along the PASZ (Portalegre Shear Zone), ISZ (Itaporanga Shear Zone), SSSZ (Sitio Sagui Shear Zone), MASZ (Malta Shear Zone), BFSB (Brejo das Freiras Sub-basin), SSB (Sousa Sub-basin), PAF (Portalegre Fault), SSF (Sitio Sagui Fault), and MAF (Malta Fault). (C) Geological profile along the SOSZ (Sousa Shear Zone), MASZ (Malta Shear Zone), SSB (Sousa Sub-basin), LFF (Lagoa do Forno Fault), and MAF (Malta Fault). Fig. 11 provides the geological profile locations. Stereographic projections: red – mylonitic foliation and blue – faults measurements represented in stereograms. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the Web version of this article.)

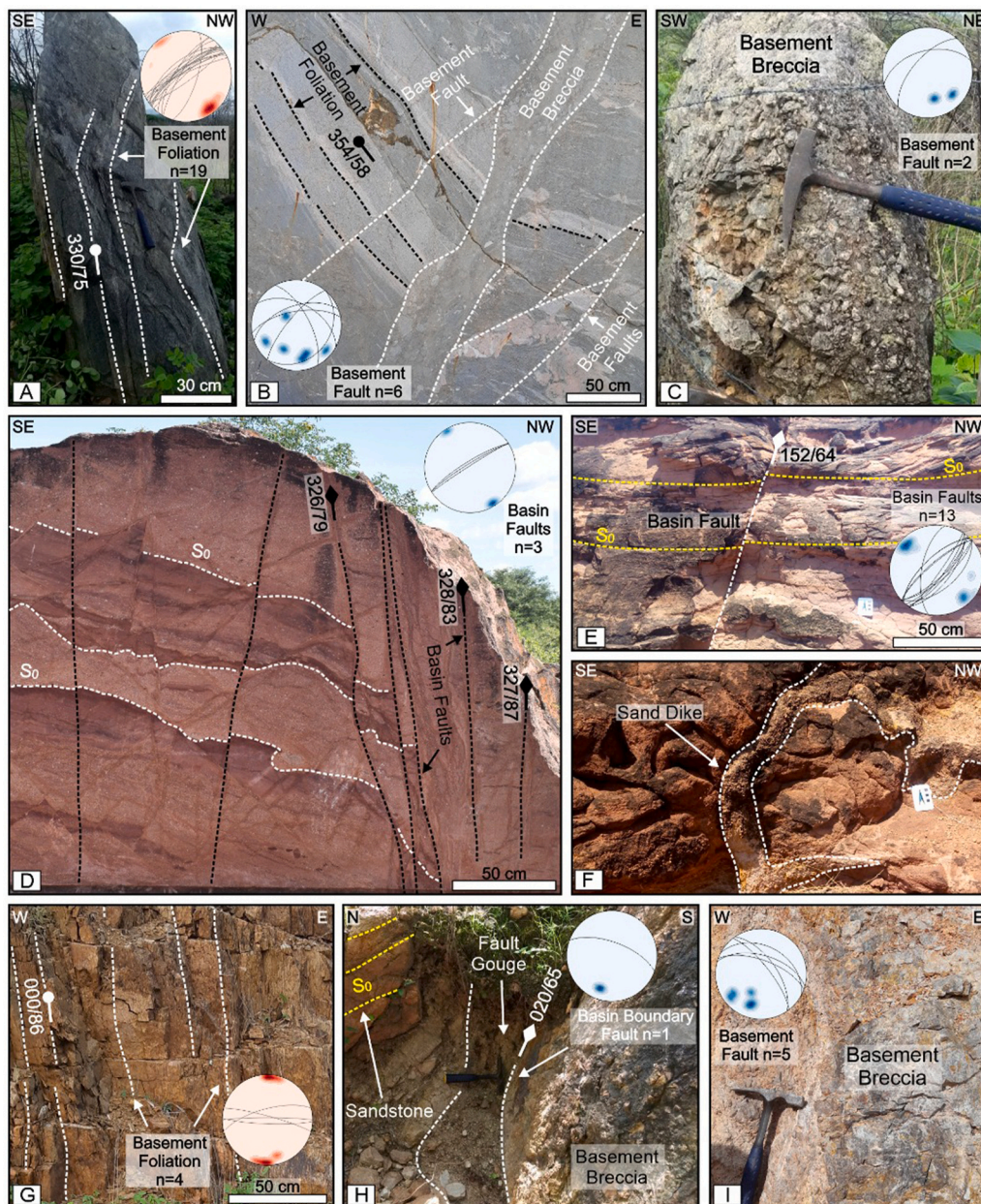


Fig. 13. (A) Steep NE-SW-striking regional foliation in Precambrian mylonite along the Portalegre Shear Zone. (B and C) Normal faults and breccias in Precambrian mylonites regarding the brittle reactivation of the Portalegre Shear Zone. (D) NE-SW-striking dextral faults and deformation bands in a fault zone affecting coarse sandstones and conglomerates of the Antenor Navarro Formation due to brittle reactivation close to the Portalegre Shear Zone. (E and F) NE-SW-striking dextral faults along the Itaporanga Fault and soft-sediment deformation (NE-SW oriented sand dike) affecting coarse sandstones and conglomerates of the Antenor Navarro Formation due to brittle reactivation of the Itaporanga Shear Zone. (G) Sub-vertical E-W-striking regional foliation in Precambrian mylonite along the Malta Shear Zone. (H and I) NW-SE to WNW-ESE-striking normal faults, breccias, and gouge due to brittle reactivation of the Malta Shear Zone affecting the Precambrian mylonites and coarse sandstones of the Antenor Navarro Formation. The arrows with a circle and a rhomb at the top comprise the Precambrian foliation in basement units and the faults in the basement and sedimentary units. Foliation and fault data shown in the stereograms consist of Schmidt equal-area lower hemisphere projections. Stereographic projections: Blue – Foliations; Red – Faults. Fig. 12A provides outcrop location. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the Web version of this article.)

that the tectonic inheritance can control long-lived faults, at least the Early Devonian in the RPB. In addition, it helps to provide more insight into the basement structures controlling the brittle reactivations of long-lived faults elsewhere with similar tectonic contexts.

5.3. Implications of brittle reactivation for hydrocarbon potential

The brittle reactivation of the basement fabric can be important for hydrocarbon potential. For basement-basin fluid transport, the fault properties are critical regarding the migration control of fluids that flow from the basement into the sedimentary cover or vice-versa (e.g., Mohammadi et al., 2017). Commonly, the nucleation of faults on pre-existing strength anisotropies in the basement affects fluid circulation along faults. Other studies in the RPB with emphasis on the rift phase suggest that fault reactivation can be affected by hydrothermal silicification (Mitchum et al., 1977) or fluid flow under high pressure (Sibson, 2020), and this may result in a significant modification of the composition and petrophysical properties of the sedimentary host rocks.

At the Precambrian basement top surface (Figs. 9 and 10), we observe an interaction between two segments of the Portalegre Fault (F5 and F6), forming a geometry similar to a relay ramp (Figs. 9C, 9D, and 10A). The relay ramp, a geometry with displacement between two normal faults with the same dip direction (Peacock and Sanderson, 1995; Peacock et al., 2016), was formed during the brittle reactivation of the rift faults in the RPB.

Previous studies in the RPB have suggested the occurrence of relay ramps in the Santa Helena Horst (e.g., Peacock and Sanderson, 1995; de Castro et al., 2007; Blanco et al., 2014; Lourenço et al., 2021; Rapozo et al., 2021; Vasconcelos et al., 2021). For example, Peacock and Sanderson (1995) pointed out that the area between the Portalegre (F5 to F8) and Malta (F1 and F2) faults comprises the Santa Helena Ramp. Nonetheless, using the basement surface from the 3-D seismic interpretation, we suggest that the Santa Helena Ramp represents the area regarding the interaction between the two outcropping segments of the Portalegre Fault (F5 and F6 in Fig. 8B, 8C, 8E, and 8F). Furthermore, studies addressing relay ramps show that the brittle deformation is

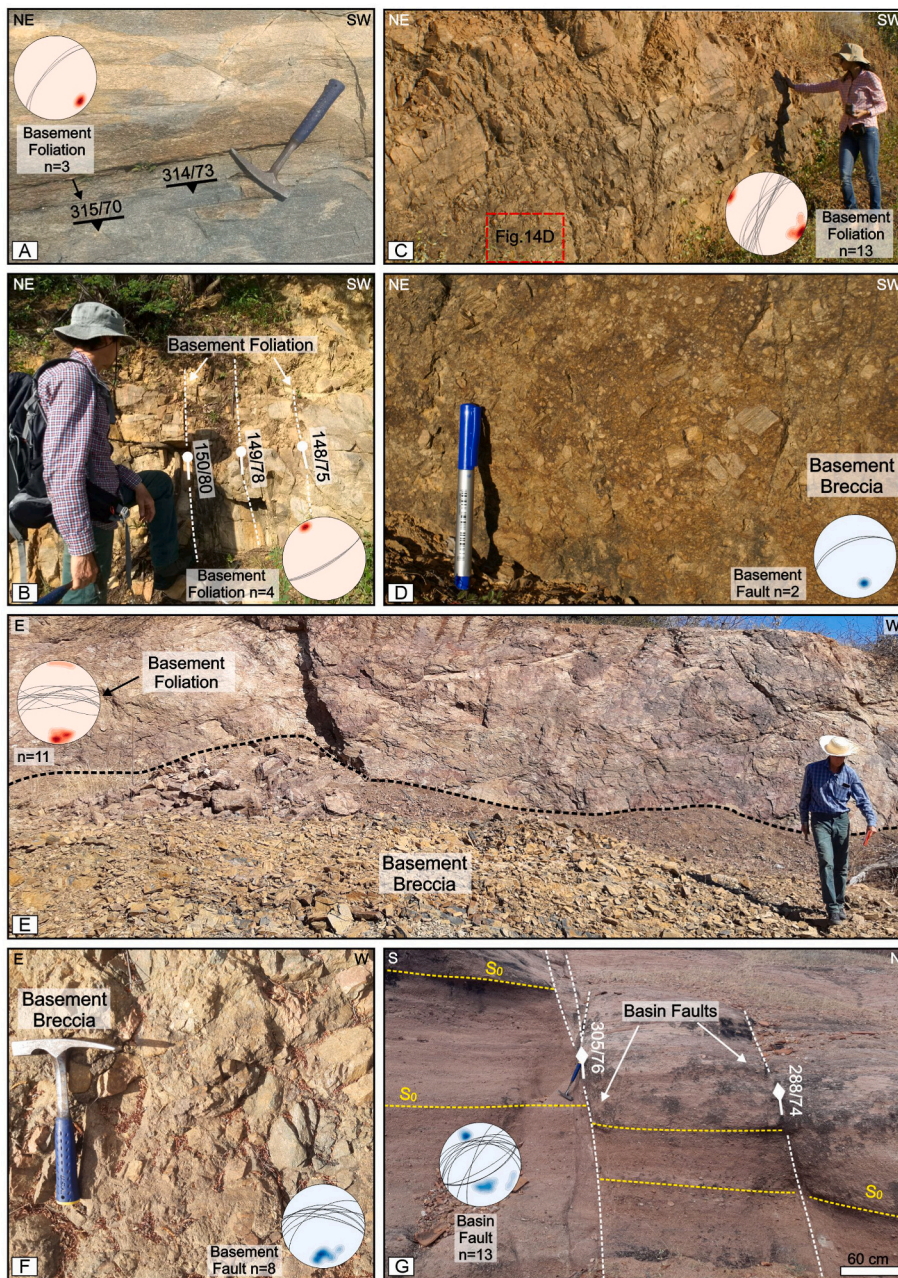


Fig. 14. NE-SW-striking regional foliation in Precambrian mylonites along the (A) Portalegre and (B) Itaporanga shear zones. (C) NE-SW-striking regional foliation, and NE-SW-striking normal faults; the person's hand is parallel to the foliation. (D) Faults and breccias in Precambrian mylonites produced by the brittle reactivation of the Portalegre Shear Zone. (E) E-W-striking regional foliation in Precambrian mylonite along the Malta Shear Zone; the person is perpendicular to foliation's strike. (F) Breccia in Precambrian mylonites due to the brittle reactivations of the Malta Shear Zone. (G) NE-SW to NNE-striking normal faults affecting coarse sandstones and conglomerates of the Antenor Navarro Formation along the Lagoa do Forno Fault Zone. The line with a triangle and the arrows with a circle at the top represents the Precambrian foliation in basement units. The arrows with a rhomb at the top represent faults in sedimentary units. Foliation and fault data shown in the stereograms consist of Schmidt equal-area lower hemisphere projections. Fig. 12B and C provide outcrop location.

mainly accommodated along the interaction area of the ramp (e.g., Fossen and Hurich, 2005; Rotevatn et al., 2007). This process can explain why the main outcrops of deformation bands in the RPB are located in the area described in this study as a possible relay ramp (e.g., Araujo et al., 2018; Maciel et al., 2018; Nicchio et al., 2018; Pontes et al., 2019; de Souza et al., 2021; Nogueira et al., 2021; Torabi et al., 2021). In addition, Blanco et al. (2014), developed models that allowed observing the segmented development of edge faults, with listric geometry, often forming relay ramps.

The reactivation process and the geometry of the Santa Helena Ramp need to be better understood because the segments that form a relay ramp do not exhibit physical intersection (Peacock et al., 2016). The previous studies in the RPB have suggested that the two outcropping segments of the Portalegre Fault (F5 and F6 in Fig. 8B, 8C, 8E, and 8F) physically intersect towards the NE (Françolin et al., 1994; Medeiros et al., 2005; Vasconcelos et al., 2021). However, in the present study we have not observed this intersection in the magnetic maps nor in the

basement top surface interpretation from 3-D seismic data (see the red arrows in Figs. 9 and 10). Thus, we suggest that the interaction between the Portalegre Fault segments (F5 to F8), which comprise brittle reactivations inherited from the Portalegre Shear Zone, be better detailed in future studies.

Along the Portalegre Fault (F5 to F8), Maciel (2020) identified the occurrence of hydrothermal silicification associated with the brittle reactivation of this fault. We observed that this hydrothermal silicification process occurs within the area identified as a relay ramp between the segments of the Portalegre Fault (F5 and F6). We suggest that the circulation of silica-rich fluid in this area was facilitated by the relay ramp geometry of the Portalegre Fault (F5 and F6) developed during the RPB rifting. This is in agreement with previous works (e.g., Rotevatn et al., 2007, 2009; Fossen and Rotevatn, 2016; Botter et al., 2017; Smeraglia et al., 2021), which suggest that relay zones are conduits of lateral and vertical fluid flow, and therefore can explain the circulation of silica-rich along the Portalegre Fault (Mitchum et al., 1977).

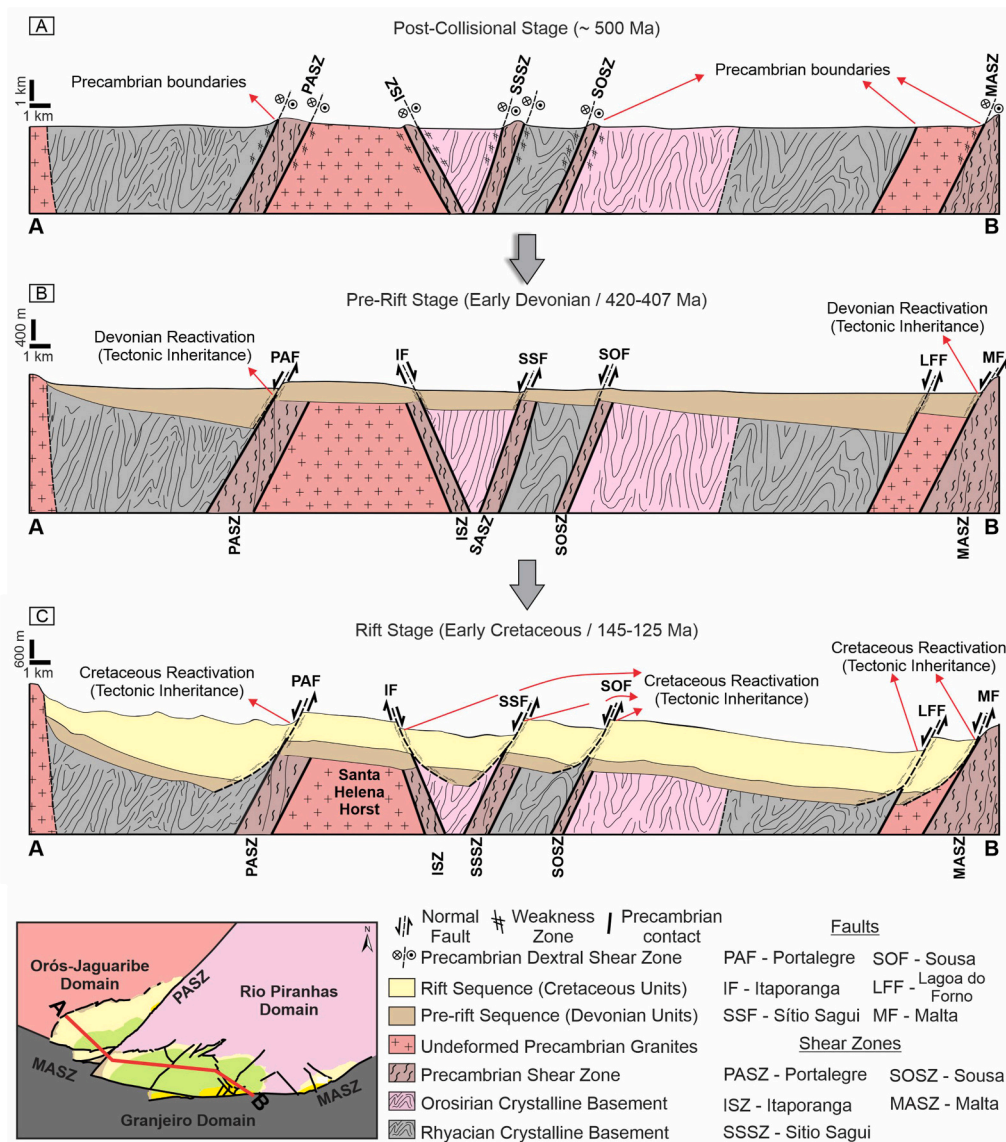


Fig. 15. Conceptual basin evolution model in the Rio do Peixe Basin (RPB) from the late-to post-orogenic stage (Fig. 15A and B – denudation and sag stage, respectively) to the rift stage (Fig. 15C). Keywords are listed for each step to summarize the structural contexts and geological processes.

Furthermore, the fluid circulation due to fault reactivation is not restricted to the rift phase. The oil migration along major faults also has been reported affecting the reservoirs during the post-rift phase (Penteado et al., 2007; Bezerra et al., 2020; Bosworth and Tari, 2021). For instance, an oil exudation in the RPB occurs along the Sítio Sagui Fault (SSF) (Carvalho et al., 2013b). Vasconcelos et al. (2021) suggested that the brittle reactivation of the Sítio Sagui Fault (SSF) during tectonic inversion of the RPB (post-rift phase) is responsible for this oil exudation. In addition, in the present study we suggest that the Sítio Sagui Fault (F4) comprises a brittle reactivation of the Precambrian Sítio Sagui Shear Zone (Figs. 3A, 7B, 7C, and 12B). Thus, the brittle reactivation during the rift and post-rift phases (Carvalho et al., 2013b; Vasconcelos et al., 2021; and this study) could explain the oil accumulation and migration along this fault. However, it is important to note that this fault may have simply acted as a pathway, not necessarily needing a reactivation of this fault to explain the oil exudation. In this case, future studies are needed to explain the oil accumulation and migration along the Sítio Sagui Fault (F4).

6. Conclusion

Our study brings new light to the long-standing debate regarding the influence of Precambrian ductile shear zones (inherited) on rift fault nucleation and propagation (brittle reactivation). We used magnetic and seismic reflection data integrated with structural field data to show the surface and subsurface structure of the Rio do Peixe Basin (RPB). The combination of surface and subsurface data, allows drawing the following conclusions:

1. The Precambrian fabric, mostly mylonitic foliation and ductile shear zones separating major tectonometamorphic units, has been reactivated in a brittle regime, thus helping in the nucleation of faults that have controlled the architecture of the RPB;
2. At the surface, the spatial coincidence of Precambrian ductile shear zones and brittle faults can be deceiving, because mylonitic foliation and faults are parallel along strike but not along dip: normal faults dip ca. 60°, in contrast to the measured ca. 90° dip of the mylonitic foliation in the Precambrian ductile shear zones. From this oblique relation between mylonitic foliation and brittle fault, we infer that

the mylonitic foliation did not work as the weakness responsible for brittle reactivation;

3. The aeromagnetic data combined with the seismic reflection data are critical to unravel the subsurface relation between inherited Precambrian fabric and younger brittle faulting, because they show anomalies dipping 60° down to at least 2.5 km, thus parallel to the brittle faults at the surface and shallow depth. From these data were inferred subsurface information, where the mylonitic foliation (sub-vertical dip) and shear zone boundary (ca. 60° dip, parallel to brittle faulting) are not parallel. The basin-bounding faults reactivated along ductile shear zones that separate major terranes with mechanical contrast;
4. From the analysis of the matched filtered anomalies and 2-D and 3-D seismic data, we conclude that, below a certain depth (>2.5 km), normal faults and ductile shear zones become drift apart, because these faults tend to be curved (less inclined, listric geometry), while the strike-slip ductile shear zones tend to be planar. We therefore conclude that the shear zones at boundaries between mechanically contrasting terranes offered the weakness necessary to control the localization of basin border faults, and, in part, the evolution of the rift architecture;
5. To summarize, we conclude that the rift-related master faults are parallel to mechanically contrasting lithologies, in contrast to the oblique relation between faults and mylonitic foliation observed at the surface. From this we conclude that the mylonitic foliation is also oblique to the boundaries of the Precambrian ductile shear zones. Therefore, inherited basement structures, mainly the shear zones that bound crustal subdomains, have acted as weakness zones susceptible of brittle reactivation that comprise the master rift faults.

Credit author statement

Gilsijane V. Ramos: Conceptualization, Investigation, Writing – original draft, Writing – review & editing.; **David L. Vasconcelos:** Conceptualization, Validation, Investigation, Writing – original draft, Writing – review & editing, Supervision.; **Fernando O. Marques:** Conceptualization, Validation, Investigation, Writing – original draft, Writing – review & editing.; **David L. de Castro:** Validation, Writing – original draft, Writing – review & editing, Supervision.; **Francisco C.C. Nogueira:** Conceptualization, Validation, Investigation, Writing – original draft, Writing – review & editing, Project administration, Funding acquisition.; **Francisco H.R. Bezerra:** Conceptualization, Validation, Writing – original draft, Writing – review & editing, Supervision.; **Yoe A.R. Perez:** Validation, Formal analysis, Writing – original draft, Writing – review & editing.; **Jorge A.B. Souza:** Writing – review & editing, Project administration, Funding acquisition.; **Vladimir C. Medeiros:** Validation, Investigation, Writing – review & editing.

Declaration of competing interest

The authors declare that they have no known competing financial interests or personal relationships that could have appeared to influence the work reported in this paper.

Acknowledgments

We are grateful to Dr. Eduard Kosa, and the four anonymous reviewers, and Associate Editor Alexander Peace for their thorough and constructive comments and careful criticism, which greatly helped to improve the article. We acknowledge the Brazilian Geological Survey (CPRM) for providing the aeromagnetic data. GVR thanks the Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) for her PhD scholarship. We acknowledge Schlumberger for the provision of Petrel software licenses to the Federal University of Campina Grande. We acknowledge the DEBRIP Project (Process 2017/00767-0 SAP 4600579230), funded by Petrobras in cooperation with the Federal

University of Campina Grande. We acknowledge the Brazilian Agency of Petroleum, Natural Gas and Biofuels (ANP) for providing seismic reflection and well log data through protocol number 9934 (Shipping Bulletin 11446) of October 02, 2019. DLC and FHRB thank Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) for their PQ grants.

References

- Andrades-Filho, C.O., Rossetti, D. de F., Bezerra, F.H.R., 2021. The unsteady post-rift stage of the South American passive margin based on the tectono-sedimentary evolution of the onshore Paraíba Basin, NE Brazil. *Quat. Int.* 580, 100–119. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2020.10.051>.
- Araújo, R.E.B., Bezerra, F.H.R., Nogueira, F.C.C., Balsamo, F., Carvalho, B.R.B.M., Souza, J.A.B., Sanglard, J.C.D., de Castro, D.L., Melo, A.C.C., 2018. Basement control on fault formation and deformation band damage zone evolution in the Rio do Peixe Basin, Brazil. *Tectonophysics* 745, 117–131. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.08.011>.
- Bezerra, F.H.R., Takeya, M.K., Sousa, M.O.L., Do Nascimento, A.F., 2007. Coseismic reactivation of the Samambaia fault. *Tectonophysics* 430, 27–39.
- Bezerra, F.H.R., do Nascimento, A.F., Ferreira, J.M., Nogueira, F.C.C., Fuck, R.A., Neves, B.B.B., Sousa, M.O.L., 2011. Review of active faults in the Borborema Province, intraplate South America integration of seismological and paleoseismological data. *Tectonophysics* 510, 269–290.
- Bezerra, F.H.R., Rossetti, D.F., Oliveira, R.G., Medeiros, W.E., Neves, B.B.B., Balsamo, F., Nogueira, F.C.C., Dantas, E.L., Andrades Filho, C., Góes, A.M., 2014. Neotectonic reactivation of shear zones and implications for faulting style and geometry in the continental margin of NE Brazil. *Tectonophysics* 614, 78–90. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.12.021>.
- Bezerra, F.H., de Castro, D.L., Maia, R.P., Sousa, M.O., Moura-Lima, E.N., Rossetti, D.F., Nogueira, F.C., 2020. Postrift stress field inversion in the Potiguar Basin, Brazil—Implications for petroleum systems and evolution of the equatorial margin of South America. *Mar. Petrol. Geol.* 111, 88–104. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2019.08.001>.
- Bezerra, F.H.R., Balsamo, F., Corsi, G., Legrand, J.M., Sousa, M.O.L., Nogueira, F.C.C., Salvioli-Mariani, E., Menezes, C.P., 2021. Hydrothermal silicification in the intraplate Samambaia seismogenic fault, Brazil: implications for fault loss of cohesion and healing in rifted crust. *Tectonophysics* 815, 229002. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2021.229002>.
- Blanco, A.J.P.C., Alves da Silva, F.C.A., Jardim de Sá, E.F., 2014. Desenvolvimento simultâneo de semigrabens ortogonais e oblíquos à direção de distensão: modelagem física de análogo natural no Nordeste Brasileiro. *Revista do Instituto de Geociências – USP* 14 (1), 37–54. <https://doi.org/10.5327/Z1519-874X201400010003>.
- Blakely, R.J., 1995. *Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications*. Cambridge University Press, Cambridge, p. 441. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511549816>.
- Bosworth, W., Tari, G., 2021. Hydrocarbon accumulation in basins with multiple phases of extension and inversion: examples from the Western Desert (Egypt) and the western Black Sea. *Solid Earth* 12, 59–77. <https://doi.org/10.5194/se-12-59-2021>.
- Botter, C., Cardozo, N., Lecomte, I., Rotevatn, A., Paton, G., 2017. The impact of faults and fluid flow on seismic images of a relay ramp over production time. *Petrol. Geosci.* 23, 17–28. <https://doi.org/10.1144/petgeo2016-027>.
- Brasil, 2010. Relatório final do levantamento e processamento dos dados magnetométricos e gamaespectrométricos. Paraíba – Rio Grande do Norte - Pernambuco – Paraíba. Available on: <https://rigeo.cprm.gov.br/xmlui/handle/doc/10832>.
- Brito Neves, B.B., Santos, E.J., Van Schmus, W.R., 2000. Tectonic history of the Borborema province, northeast Brazil. U. G. In: A. Thomaz Filho, Cordani, Campos, D.A. (Eds.), *Tectonic Evolution of South America*, pp. 151–182. Rio de Janeiro, 31STIGC.
- Brito Neves, B.B., Fuck, R.A., Pimentel, M.M., 2014. The Brasiliano collage in South America: a review. *Braz. J. Genet.* 44, 493–518. <https://doi.org/10.5327/Z2317-4889201400030010>.
- Brune, S., Corti, G., Ranalli, G., 2017. Controls of inherited lithospheric heterogeneity on rift linkage: numerical and analog models of interaction between the Kenyan and Ethiopian rifts across the Turkana depression. *Tectonics* 36, 1767–1786. <https://doi.org/10.1002/2017TC004739>.
- Butler, R.W.H., Bond, C.E., Shipton, Z.K., Jones, R.R., Casey, M., 2008. Fabric anisotropy controls faulting in the continental crust. *J. Geol. Soc.* 165, 449–452. <https://doi.org/10.1144/0016-76492007-129>. London.
- Carvalho, I.S., Borghi, L., Leonardi, G., 2013a. Preservation of dinosaur tracks induced by microbial mats in the Sousa Basin (Lower Cretaceous), Brazil. *Cretac. Res.* 44, 112–121. <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2013.04.004>.
- Carvalho, I.S., Mendes, J.C., Costa, T., 2013b. The role of fracturing and mineralogical alteration of basement gneiss in the oil exudation in the Sousa Basin (Lower Cretaceous), Northeastern Brazil. *J. S. Am. Earth Sci.* 47, 47–54. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2013.06.001>.
- Cazarin, C.L., Van Der Velde, R., Santos, R.V., Reijmer, J.J.G., Bezerra, F.H.R., Bertotti, G., La Bruna, V., Silva, D.C.C., de Castro, D.L., Srivastava, N.K., Barbosa, P. F., 2021. Hydrothermal activity along a strike-slip fault zone and host units in the São Francisco Craton, Brazil—Implications for fluid flow in sedimentary basins. *Precambrian Res.* 365, 106365. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2021.106365>.

- Chang, H.K., Kowsmann, R.O., Figueiredo, A.M.F., Bender, A., 1992. Tectonics and stratigraphy of the East Brazil Rift system: an overview. *Tectonophysics* 213, 97–138. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(92\)90253-3](https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90253-3).
- Cloetingh, S., van Wees, J.D., van der Beek, P.A., Spadini, G., 1995. Role of pre-rift rheology in kinematics of extensional basin formation: constrains from thermomechanical models of Mediterranean and intracratonic basins. *Mar. Petrol. Geol.* 12, 793–807. [https://doi.org/10.1016/0264-8172\(95\)98848-Y](https://doi.org/10.1016/0264-8172(95)98848-Y).
- Correa, R.T., Oliveira, R.G., Santos, F.G., 2020. Mapa da Anomalia Magnetométrica da Província Borborema. 1ª edição. Escala 1:1.000.000. Recife, SGB-CPRM – Serviço Geológico do Brasil. Available on: <https://rigeo.cprm.gov.br/xmliu/handle/doc/216433show=full>.
- Cowie, P.A., Gupta, S., Dawers, N.H., 2000. Implications of fault array evolution for synrift depocentre development: insights from a numerical fault growth model. *Basin Res.* 12, 241–261. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2000.00126.x>.
- de Castro, D.L., Oliveira, D.C., Castelo Branco, R.M.G., 2007. On the tectonics of the Neocomian Rio do Peixe Rift Basin, NE Brazil: lessons from gravity, magnetics, and radiometric data. *J. S. Am. Earth Sci.* 24, 184–202. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2007.04.001>.
- de Castro, D.L., Bezerra, F.H.R., Castelo Branco, R.M.G., 2008. Geophysical evidence of crustal-heterogeneity control of fault growth in the Neocomian Iguatu basin, NE Brazil. *J. S. Am. Earth Sci.* 26, 271–285. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2008.07.002>.
- de Castro, D.L., 2011. Gravity and magnetic joint modeling of the Potiguar rift basin (NE Brazil): basement control during Neocomian extension and deformation. *J. S. Am. Earth Sci.* 31, 186–198. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2011.01.005>.
- de Castro, D.L., Bezerra, F.H.R., Fuck, R.A., Vidotti, R.M., 2016. Geophysical evidence of pre-sag rifting and post-rifting fault reactivation in the Parnaíba basin, Brazil. *Solid Earth* 7, 529–548. <https://doi.org/10.5194/se-7-529-2016>, 2016.
- de Castro, D.L., Bezerra, F.H.R., Sousa, M.O.L., Fuck, R.A., 2012. Influence of Neoproterozoic tectonic fabric on the origin of the Potiguar Basin, northeastern Brazil and its links with West Africa based on gravity and magnetic data. *J. Geodyn.* 54, 29–42. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2011.09.002>.
- de Souza, D.H., Nogueira, F.C.C., Vasconcelos, D.L., Torabi, A., Souza, J.A.B., Nicchio, M.A., Pérez, Y.A.R., Balsamo, F., 2021. Growth of cataclastic bands into a fault zone: A multiscale process by microcrack coalescence in sandstones of Rio do Peixe Basin, NE Brazil. *J. Struct. Geol.* 146, 104315. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2021.104315>.
- Ferreira, J.M., Bezerra, F.H.R., Sousa, M.O.L., Nascimento, A.F., França, G.S.L.A., 2008. The role of Precambrian mylonitic belts and present-day stress field in the coseismic reactivation of the Pernambuco lineament, Brazil. *Tectonophysics* 456, 111–126. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.01.009>.
- Fossen, H., Hurich, C.A., 2005. The hardangerfjord shear zone in SW Norway and the north sea: a large-scale low-angle shear zone in the caledonian crust. *J. Geol. Soc.* 162, 675–687. <https://doi.org/10.1144/0016-764904-136>.
- Fossen, H., Rotevatn, A., 2016. Fault linkage and relay structures in extensional setting – a review. *Earth Sci. Rev.* 154, 14–28. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2015.11.014>.
- Françolin, J.B.L., Cobbold, P.R., Szatmari, P., 1994. Faulting in the early Cretaceous Rio do Peixe basin (NE Brazil) and its significance for the opening of the Atlantic. *J. Struct. Geol.* 16, 647–661. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(94\)90116-3](https://doi.org/10.1016/0191-8141(94)90116-3).
- Frizon de Lamotte, D., Fourdan, B., Leleu, S., Leparmentier, F., De Clarens, P., 2015. Style of rifting and the stages of Pangea breakup. *Tectonics* 34, 1009–1029. <https://doi.org/10.1002/2014TC003760>.
- Gontijo-Pascutti, A., Bezerra, F.H.R., Terra, E. L., Almeida, J.C.H., 2010. Brittle reactivation of mylonitic fabric and the origin of the Cenozoic Rio Santana Graben, southeastern Brazil. *J. S. Am. Earth Sci.* 29, 522–536. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2009.06.007>.
- Grauch, V.J.S., Hudson, M.R., 2007. Guides to understanding the aeromagnetic expression of faults in sedimentary basins: lessons learned from the Central Rio Grande rift, New Mexico. *Geosphere* 3, 596–623. <https://doi.org/10.1130/GES00128.1>.
- Gurgel, S.P.P., Bezerra, F.H.R., Corrêa, A.C.B., Marques, F.O., Maia, R.P., 2013. Cenozoic uplift and erosion of structural landforms in NE Brazil. *Geomorphology* 186, 68–84. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.12.023>.
- Heilman, E., Kolawole, F., Atekwana, E.A., Mayle, M., 2019. Controls of basement fabric on the 830 linkage of rift segments. *Tectonics* 38 (4), 1337–1366. <https://doi.org/10.1029/2018TC005362>.
- Holdsworth, R.E., Hand, M., Miller, J.A., Buick, I.S., 2001. Continental reactivation and reworking: an introduction. *Geological Society London Special Publications* 184, 1–12. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2001.184.01.01>.
- Kirkpatrick, J.D., Bezerra, F.H.R., Shipton, Z.K., do Nascimento, A.F., Pytharouli, S.I., Lunn, R.J., Soden, A.M., 2013. Scale-dependent influence of preexisting basement shear zones on rift faulting: a case study from NE Brazil. *J. Geol. Soc.* 170, 237–247. <https://doi.org/10.1144/jgs2012-043>. London.
- Kolawole, F., Atekwana, E.A., Laó-Dávila, D.A., Abdelsalam, M.G., Chindandali, P.R., Salima, J., Kalindekafa, L., 2018. Active deformation of Malawi rift's north basin hinge zone modulated by reactivation of preexisting precambrian shear zone fabric. *Tectonics* 37, 683–704. <https://doi.org/10.1002/2017TC004628>.
- Kolawole, F., Carpenter, B.M., Simpson-Turko, M., 2020. Basement-controlled deformation of sedimentary sequences, Anadarko Shelf, Oklahoma. *Basin Res.* 32, 1365–1387. <https://doi.org/10.1111/bre.12433>.
- Lima, J.C.F., Bezerra, F.H.R., Rossetti, D.F., Barbosa, J.A., Medeiros, W.E., de Castro, D.L., Vasconcelos, D.L., 2017. Neogene–Quaternary fault reactivation influences coastal basin sedimentation and landform in the continental margin of NE Brazil. *Quat. Int.* 438, 92–107. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2016.03.026>.
- Lourenço, M.C.M., Jardim de Sá, E.F., Córdoba, V.C., Pichel, L.M., 2021. Multi-scale tectono-stratigraphic analysis of pre- and syn-rift sequences in the Rio do Peixe Basin, NE Brazil. *Mar. Petrol. Geol.* 130, 105–127. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2021.105127>.
- Maciel, I.B., 2020. Silificação hidrotermal e bandas de deformação: influência na arquitetura interna de falhas na Bacia Rio do Peixe, Brasil. PhD Thesis – Universidade Federal do Rio Grande do Norte 1–106. <https://repositorio.ufrn.br/handle/123456789/30754>.
- Maciel, I.B., Dettori, A., Balsamo, F., Bezerra, F.H.R., Vieira, M.M., Nogueira, F.C.C., Salvioi-Mariani, E., Sousa, J.A.B., 2018. Structural control on clay mineral authigenesis in faulted arkosic sandstone of the Rio do Peixe Basin, Brazil. *Minerals* 8, 1–17. <https://doi.org/10.3390/min8090408>.
- Manatschal, G., Lavier, L., Chenin, P., 2015. The role of inheritance in structuring hyperextended rift systems: some considerations based on observations and numerical modeling. *Gondwana Res.* 27, 140–164. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2014.08.006>.
- Marques, F.O., Nogueira, F.C.C., Bezerra, F.H.R., de Castro, D.L., 2014. The Araripe Basin in NE Brazil: an intracontinental graben inverted to a high-standing horst. *Tectonophysics* 630, 251–264. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.05.029>.
- Matos, R.M.D., 1992. The northeast Brazilian rift system. *Tectonics* 11, 766–791. <https://doi.org/10.1029/91TC03092>.
- Matos, R.M., Krueger, A., Norton, I., Casey, K., 2021. The fundamental role of the Borborema and Benin–Nigeria provinces of NE Brazil and NW Africa during the development of the south atlantic Cretaceous rift system. *Mar. Petrol. Geol.* 127, 104872. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2020.104872>.
- Medeiros, V.C., Amaral, C.A., Rocha, D.E.G.A., Santos, R.B., 2005. Programa Geologia do Brasil – PGB. Sousa. Folha SB.24-Z-A. Estados da Paraíba. Rio Grande do Norte e Ceará. Mapa Geológico. Recife: CPRM, 2005, 1 mapa, color., 66cm x 108cm. Escala 1:250.000. Available on: https://rigeo.cprm.gov.br/bitstream/doc/10861/8/carta_geologica_sousa.pdf.
- Michon, L., Sokoutis, D., 2005. Interaction between structural inheritance and extension direction during graben and depocentre formation: an experimental approach. *Tectonophysics* 409, 125–146. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.08.020>.
- Michon, L., Van Balen, R.T., Merle, O., Pagnier, H., 2003. The cenozoic evolution of the roer valley rift system integrated at a European scale. *Tectonophysics* 367, 101–126. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(03\)00132-X](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(03)00132-X).
- Milani, E.J., Szatmari, P., 2020. Influência do embasamento na evolução de bacias sedimentares: a contribuição de Umberto Giuseppe Cordani e do grupo de Geocronologia e Tectônica da USP para as atividades exploratórias da Petrobras. In: Bartorelli, A., Teixeira, W., Brito Neves, B.B. (Eds.), *Geocronologia e Evolução Tectônica do Continente Sul-Americano: a contribuição de Umberto Giuseppe Cordani*.
- Miranda, T.S., Neves, S.P., Celestino, M.A.L., Roberts, N.M.W., 2020. Structural evolution of the Cruzeiro do Nordeste shear zone (NE Brazil): Brasiliano-Pan-African ductile-to-brittle transition and Cretaceous brittle reactivation. *J. Struct. Geol.* 141, 104203. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2020.104203>.
- Mitchum Jr., R.M., Vail, P.R., Sangree, J.B., 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 6: seismic stratigraphy interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequence. In: Payton, C.E. (Ed.), *Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon*, vol. 26. American Association of Petroleum Geologists, Memoir, pp. 117–133. <https://doi.org/10.1306/M26490C8>.
- Mohammadi, S., Gregg, J.M., Shelton, K.L., Appold, M.S., Puckette, J.O., 2017. Influence of late diagenetic fluids on Mississippian carbonate rocks on the Cherokee-Ozark Platform, NE Oklahoma, NW Arkansas, SW Missouri, and SE Kansas. In: Grammer, G.M., Gregg, J.M., Puckette, J.O., Jaiswal, P., Mazzullo, S.J., Pranter, M.J., Goldstein, R.H. (Eds.), *Mississippian Reservoirs of the Midcontinent*. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa. Memoir 116.
- Modisi, M.P., Atekwana, E.A., Kampunzu, A.B., Ngwisanyi, T.H., 2000. Rift kinematics during the incipient stages of continental extension: evidence the nascent Okavango rift basin, Northwest Botswana. *Geology* 28, 939–942. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2000\)28](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2000)28).
- Morley, C.K., Haranya, C., Phoosongsee, W., Pongwapee, S., Kornsawan, A., Wonganan, N., 2004. Activation of rift oblique and rift parallel pre-existing fabrics during extension and their effect on deformation style: examples from the rifts of Thailand. *J. Struct. Geol.* 26 (10), 1803–1829. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2004.02.014>.
- Morley, C.K., 2017. The impact of multiple extension events, stress rotation and inherited fabrics on normal fault geometries and evolution in the Cenozoic rift basins of Thailand. In: Childs, C., Holdsworth, R.E., Jackson, C.A.-L., Manzocchi, T., Walsh, J. J., Yielding, G. (Eds.), *The Geometry and Growth of Normal Faults* 439. Geological Society, London, Special Publications, pp. 439–445. <https://doi.org/10.1144/SP439.3>.
- Naliboff, J., Buitler, S.J.H., 2015. Rift reactivation and migration during multiphase extension. *Earth Planet Sci. Lett.* 421, 58–67. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.03.050>.
- Nicchio, M.A., Nogueira, F.C.C., Balsamo, F., Souza, J.A.B., Carvalho, B.R.B.M., Bezerra, F.H.R., 2018. Development of cataclastic foliation in deformation bands in feldspar-rich conglomerates of the Rio do Peixe Basin, NE Brazil. *J. Struct. Geol.* 107, 132–141. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2017.12.013>.
- Nóbrega, M.A., Sá, J.M., Bezerra, F.H.R., Hadler Neto, J.C., Iunes, P.J., Oliveira, S.G., Saez, C.A.T., Lima Filho, F.P., 2005. The use of apatite fission track thermochronology to constrain fault movements and sedimentary basin evolution in northeastern Brazil. *Radiat. Meas.* 39, 627–633. <https://doi.org/10.1016/j.radmeas.2004.12.006>.
- Nogueira, F.C., Bezerra, F.H.R., Fuck, R.A., 2010. Quaternary fault kinematics and chronology in intraplate northeastern Brazil. *J. Geodyn.* 49, 79–91. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2009.11.002>.

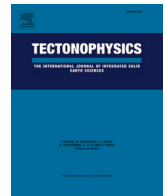
- Nogueira, F.C.C., Marques, F.O., Bezerra, F.H.R., de Castro, D.L., Fuck, R.A., 2015. Cretaceous intracontinental rifting and post-rift inversion in NE Brazil: insights from the Rio do Peixe Basin. *Tectonophysics* 644, 92–107. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.12.016>.
- Nogueira, F.C.C., Nicchio, M.A., Balsamo, F., Souza, J.A.B., Silva, I.V.L., Bezerra, F.H.R., Vasconcelos, D.L., Carvalho, B.R.B.M., 2021. The influence of the cataclastic matrix on the petrophysical properties of deformation bands in arkosic sandstones. *Mar. Petrol. Geol.* 124, 104825. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2020.104825>.
- Oliveira, R.G., Medeiros, W.E., 2018. Deep crustal framework of the Borborema Province, NE Brazil, derived from gravity and magnetic data. *Precambrian Res.* <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2018.07.004>.
- Peace, A.L., McCaffrey, K., Imber, J., van Hunen, J., Hobbs, R., Wilson, R., 2018. The role of preexisting structures during rifting, continental breakup and transform system development, offshore West Greenland. *Basin Res.* 30, 373–394. <https://doi.org/10.1111/bre.12257>.
- Peace, A.L., Phethean, J.J.J., Franke, D., Foulger, G.R., Schiffer, C., Welford, J.K., McHone, G., Rocchi, S., Schnabel, M., Doré, A.G., 2019. A review of Pangaea dispersal and Large Igneous Provinces – in search of a causative mechanism. *Earth Sci. Rev.* 206, 102902. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.102902>.
- Peacock, D.C.P., Nixon, C.W., Rotevatn, A., Sanderson, D.J., Zuluaga, L.F., 2016. Glossary of fault and other fracture networks. *J. Struct. Geol.* 92, 12–29. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2016.09.008>.
- Peacock, D.C.P., Sanderson, D.J., 1995. Strike-slip relay ramps. *J. Struct. Geol.* 17, 1351–1360. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(95\)97303-W](https://doi.org/10.1016/0191-8141(95)97303-W).
- Penteado, H.L., Behar, F., Lorant, F., Oliveira, D.C., 2007. Study of biodegradation processes along the Carnaubais trend, Potiguar basin (Brazil) - Part 2. *Org. Geochem.* 38, 1197–1211. <https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2007.03.007>.
- Phillips, J.D., 2001. Designing matched bandpass and azimuthal filters for the separation of potential-field anomalies by source region and source type. *ASEG Extended Abstracts* 1, 1–4. <https://doi.org/10.1071/ASEG2001ab110>.
- Phillips, T.B., Fazlikhani, H., Gawthorpe, R.L., Fossen, H., Jackson, C.A.L., Bell, R.E., Faleide, J.J., Rotevatn, A., 2019. The influence of structural inheritance and multiphase extension on rift development, the northern North Sea. *Tectonics* 38, 4099–4126. <https://doi.org/10.1029/2019TC005756>.
- Phillips, T.B., Jackson, C.A.L., Bell, R.E., Duffy, O.B., Fossen, H., 2016. Reactivation of intrabasement structures during rifting: a case study from offshore southern Norway. *J. Struct. Geol.* 91, 54–73. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2016.08.008>.
- Ponte, F.C., Arai, M., Dino, R., Silva-Telles Júnior, A.C., 1991. *Geologia das bacias sedimentares do Rio do Peixe, nos estados da Paraíba e Ceará*. In: Ponte, F.C., Hashimoto, A.T., Dino, R., Coords (Eds.), *Geologia das bacias sedimentares mesozóicas do interior do Nordeste do Brasil*. PETROBRAS/CENPES/DIVEX/SEBIPE, Rio de Janeiro, pp. 158–183.
- Pontes, C.C.C., Nogueira, F.C.C., Bezerra, F.H.R., Balsamo, F., Miranda, T.S., Nicchio, M. A., Souza, J.A.B., Carvalho, B.R.B.M., 2019. Petrophysical properties of deformation bands in high porous sandstones across fault zones in the Rio do Peixe Basin, Brazil. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.* 114, 153–163. <https://doi.org/10.1016/j.ijrmm.2018.12.009>.
- Ramos, G.V., de Castro, D.L., Bezerra, F.H.R., Ferreira, J.M., do Nascimento, A.F., de Oliveira, P.H.S., Nogueira, F.C.C., 2021. Seismicity in the equatorial margin of Brazil reactivates the Precambrian basement fabric. *J. S. Am. Earth Sci.* 106, 103084. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.103084>.
- Rapozo, B.F., Córdoba, V.C., Antunes, A.F., 2021. Tectono-stratigraphic evolution of a cretaceous intracontinental rift: example from Rio do Peixe basin, north-eastern Brazil. *Mar. Petrol. Geol.* 126, 104899. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2021.104899>.
- Ring, U., Schwartz, H.L., Bromage, T.G., Sanaane, C., 2005. Kinematic and sedimentological evolution of the manyara rift in northern Tanzania, East Africa. *Geol. Mag.* 142 (4), 355–368, 0.
- Rotevatn, A., Fossen, H., Hesthammer, J., Aas, T.E., Howell, J.A., 2007. Are relay ramps conduits for fluid flow? Structural analysis of a relay ramp in Arches National Park, Utah. *Geological Society, London, Special Publications* 270, 55–71. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2007.270.01.04>.
- Rotevatn, A., Tveranger, J., Howell, J.A., Fossen, H., 2009. Dynamic investigation of the effect of a relay ramp on simulated fluid flow: geocellular modelling of the Delicate Arch Ramp, Utah. *Petrol. Geosci.* 15, 45–58. <https://doi.org/10.1144/1354-079309-779>.
- Salomon, E., Koehn, D., Passchier, C., Hackspacher, P.C., Glasmacher, U.A., 2015. Contrasting stress fields on correlating margins of the South Atlantic. *Gondwana Res.* 28, 1152–1167. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2014.09.006>.
- Santos, E.J., 1999. Belém de São Francisco. Folha SC.24-X-A: Estados de Pernambuco, Alagoas e Bahia. Brasília: CPRM. 1 CD-ROM, Escala 1:250.000. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB. Available in: <http://www.cprm.gov.br/publique/Geologia/Geologia-Basica/Projeto-Belem-do-Sao-Francisco-380.html>.
- Schiffer, C., Peace, A., Phethean, J., Gernigon, L., McCaffrey, K.E.N., Petersen, K.D., Foulger, G., 2019. The Jan Mayen microplate complex and the Wilson cycle. *Geol. Soc. Spec. Publ.* 470, 393–414. <https://doi.org/10.1144/SP470.2>.
- Scholz, C.A., Shillington, D.J., Wright, L.J.M., Accardo, N.J., Gaherty, J.B., Chindandali, P.R.N., 2020. Intraplate fault fabric, segmentation, and basin evolution of the lake Malawi (nyasa) rift, East Africa. *Geosphere* 16, 1–19. <https://doi.org/10.1130/GES02228.1/5089875/ges02228.pdf>.
- Sénant, J., Popoff, M., 1991. Early Cretaceous extension in northeast Brazil related to the South Atlantic opening. *Tectonophysics* 198, 35–46. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(91\)90129-G](https://doi.org/10.1016/0040-1951(91)90129-G).
- Sibson, R.H., 1985. A note on fault reactivation. *J. Struct. Geol.* 7, 751–754.
- Sibson, R.H., 1990. Conditions for fault-valve behavior. *Geological Society, London, Special Publications* 54, 15–28. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1990.054.01.0>.
- Sibson, R.H., 2020. Preparation zones for large crustal earthquakes consequent on fault-valve action. *Earth Planets Space* 72, 1–20. <https://doi.org/10.1186/s40623-020-01153-x>.
- Silva, J.G.F., Córdoba, V.C., Caldas, L.H.O., 2014. Proposta de novas unidades litoestratigráficas para o Devoniano da Bacia do Rio do Peixe, Nordeste do Brasil. *Braz. J. Genet.* 44, 561–578. <https://doi.org/10.5327/Z23174889201400040004>.
- Smeraglia, L., Giuffrida, A., Grimaldi, S., Pullen, A., La Bruna, V., Billi, A., Agosta, F., 2021. Fault-controlled upwelling of low-T hydrothermal fluids tracked by travertines in a fold-and-thrust belt, Monte Alpi, southern apennines, Italy. *J. Struct. Geol.* 144, 104276. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2020.104276>.
- Smith, M., Mosley, P., 1993. Crustal heterogeneity and basement influence on the development of the Kenya Rift, East Africa. *Tectonics* 12, 591–606. <https://doi.org/10.1029/92TC01710>.
- Strugale, M., Schmitt, R.S., Cartwright, J., 2021. Basement geology and its controls on the nucleation and growth of rift faults in the northern Campos Basin, offshore Brazil. *Basin Res.* 33, 1906–1933. <https://doi.org/10.1111/bre.12540>.
- Sutherland, R., 1999. Basement geology and tectonic development of the greater New Zealand region: an interpretation from regional magnetic data. *Tectonophysics* 308, 341–362. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00108-0](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00108-0).
- Telford, W., Geldart, L., Sheriff, R., 1990. *Applied Geophysics*. Cambridge University, Cambridge.
- Torabi, A., Balsamo, F., Nogueira, F.C.C., Vasconcelos, D.L., Silva, A.C.E., Bezerra, F.H.R., Souza, J.A.B., 2021. Variation of thickness, internal structure and petrophysical properties in a deformation band fault zone in siliciclastic rocks. *Mar. Petrol. Geol.* 133, 105297. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2021.105297>.
- Vail, P.R., Mitchum Jr., R.M., 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level: Part 1: Overview. In: Payton, C. (Ed.), *Memoir* 26. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, pp. 51–52. <https://doi.org/10.1306/M26490C3>.
- Vasconcelos, D.L., Bezerra, F.H.R., Clausen, O.R., Medeiros, W.E., de Castro, D.L., Vital, H., Barbosa, J.A., 2019a. Influence of Precambrian shear zones on the formation of oceanic fracture zones along the continental margin of Brazil. *Mar. Petrol. Geol.* 101, 322–333. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2018.12.010>.
- Vasconcelos, D.L., Bezerra, F.H.R., Medeiros, W.E., de Castro, D.L., Clausen, O.R., Vital, H., Oliveira, R.G., 2019b. Basement fabric controls rift nucleation and postrift basin inversion in the continental margin of NE Brazil. *Tectonophysics* 751, 23–40. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.12.019>.
- Vasconcelos, D., Marques, F.O., Nogueira, F.C.C., Perez, Y.A.R., Bezerra, F.H.R., Stohler, R.C., Souza, J.A.B., 2021. Tectonic inversion assessed by integration of geological and geophysical data: the intracontinental Rio do Peixe Basin, NE Brazil. *Basin Res.* 33, 705–728. <https://doi.org/10.1111/bre.12491>.
- Ye, Q., Mei, L., Shi, H., Du, J., Deng, P., Shu, Y., Camanni, G., 2020. The influence of preexisting basement faults on the cenozoic structure and evolution of the proximal domain, northern south China sea rifted margin. *Tectonics* 39, e2019TC005845. <https://doi.org/10.1029/2019TC005845>.
- Younes, A.I., McClay, K., 2002. Development of accommodation zones in the gulf of suez-red Sea Rift, Egypt. *AAPG (Am. Assoc. Pet. Geol.) Bull.* 86, 1003–1026. <https://doi.org/10.1306/61eedc10-173e-11d7-8645000102c1865d>.

**Artigo publicado na Tectonophysics em 14 de
dezembro de 2023:**

<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2023.230173>

Capítulo 6

Architectural rift geometry of the Rio do Peixe Basin (Brazil): implications for its tectonic evolution and Precambrian heritage



Architectural rift geometry of the Rio do Peixe Basin (Brazil): Implications for its tectonic evolution and Precambrian heritage

G.V. Ramos^a, D.L. de Castro^{a,*}, D.L. Vasconcelos^b, F.C.C. Nogueira^b, F.H.R. Bezerra^a, M. A. Nicchio^c

^a Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, 59078-970 Natal, RN, Brazil

^b Departamento de Engenharia do Petróleo, Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, Brazil

^c Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Brazil

ARTICLE INFO

Keywords:

Structural inheritance
Rifting
Depocenter migration
Intracontinental rift basins
Gravity and magnetic data
2D and 3D seismic reflection data

ABSTRACT

Preexisting shear zones in the basement may influence the formation of normal faults in rift environments. However, the specific role and interaction between these preexisting shear zones and younger rift faults in controlling the growth of normal faults remain an area of limited understanding. The Rio do Peixe Basin (RPB), located in Brazil, was the subject of a comprehensive study using integrated airborne magnetic analysis, 2D and 3D seismic interpretation, and 3D gravity modeling. This study investigated tectonic evolution and Precambrian heritage by examining the role of basement structures in controlling the internal geometry of the RPB. The integration of geophysical data supported by field data showed that the underlying basement structures significantly influence the geometry of the basin sedimentary fill. E–W-striking structures controlled the opening of the RPB and the development of the depocenters of the basin. NE–SW-striking structures influenced the segmentation of the depocenters and, consequently, the internal geometry of the basin. Furthermore, the study revealed the migration of depocenters toward the NE associated with developing the NE–SW-striking segment of the Portalegre Fault attributed to the basin-opening process. By investigating the underlying crustal architecture, this comprehensive geophysical study sheds light on the architectural rift geometry of the RPB. The findings underscore the influence of basement structures on the internal basin architecture and provide valuable insights into its tectonic evolution and Precambrian heritage.

1. Introduction

Processes controlling the location, geometry, and growth of geological faults are important for understanding how strain is localized within the upper crust during the initial stages of continental rifting (Matos, 1992; Kolawole et al., 2020), and normally, they have been studied using geological field work, geophysical datasets, and modeling experiments (e.g., Coward et al., 2003; Phillips et al., 2019; Ye et al., 2020; Oliveira et al., 2023a, 2023b). The development and nucleation of several internal sedimentary basin structures do not occur randomly in an undeformed crust. Rather, their uplift and evolution are often found to be controlled by structural inheritance from the underlying crystalline basement (Turner and Williams, 2004; Peace et al., 2018; Ramos et al., 2022).

In this context, upper crustal inhomogeneities, such as variations in the rock strength, composition, and thickness, can control the

distribution and localization of strain within the crust (Holdsworth et al., 2001; Fichler et al., 2011; Phillips et al., 2023). Deformation may be distributed more evenly in areas with weaker or more ductile rocks. In contrast, in areas with stronger or more brittle rocks, deformation may be concentrated into discrete structures, such as faults and fractures (Nicolas et al., 1994). Previous structural features, such as preexisting faults, folds, and shear zones, can also influence the pattern and distribution of extensional strain during rifting (Salomon et al., 2015; Phillips et al., 2016; Osagiede et al., 2020; Vasconcelos et al., 2021; Ramos et al., 2022; Nicchio et al., 2022). These structures may act as zones of weakness that are more prone to reactivation or may be reactivated in response to new stresses associated with rifting. In fact, upper crustal inhomogeneities and previous structural features can strongly influence the geometry and evolution of rift basins (de Castro et al., 2007; Fichler et al., 2011; Phillips et al., 2016; Phillips et al., 2023). Understanding their roles in the reorganization of the uppermost lithosphere is,

* Corresponding author.

E-mail address: david.castro@ufm.br (D.L. de Castro).

<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2023.230173>

Received 18 June 2023; Received in revised form 5 December 2023; Accepted 10 December 2023

Available online 14 December 2023

0040-1951/© 2023 Elsevier B.V. All rights reserved.

therefore, essential for accurately predicting the distribution of strain and deformation associated with continental rifting and the formation of rift basins.

Despite the recent number of studies conducted on sedimentary

basin structural analysis (Lourenço et al., 2021; Rapozo et al., 2021; Strugale et al., 2021), since the 1990s, investigations have focused on the influence of the Precambrian basement on basin evolution (e.g., Daly et al., 1989; Matos, 1992; Françolin et al., 1994), and these studies on

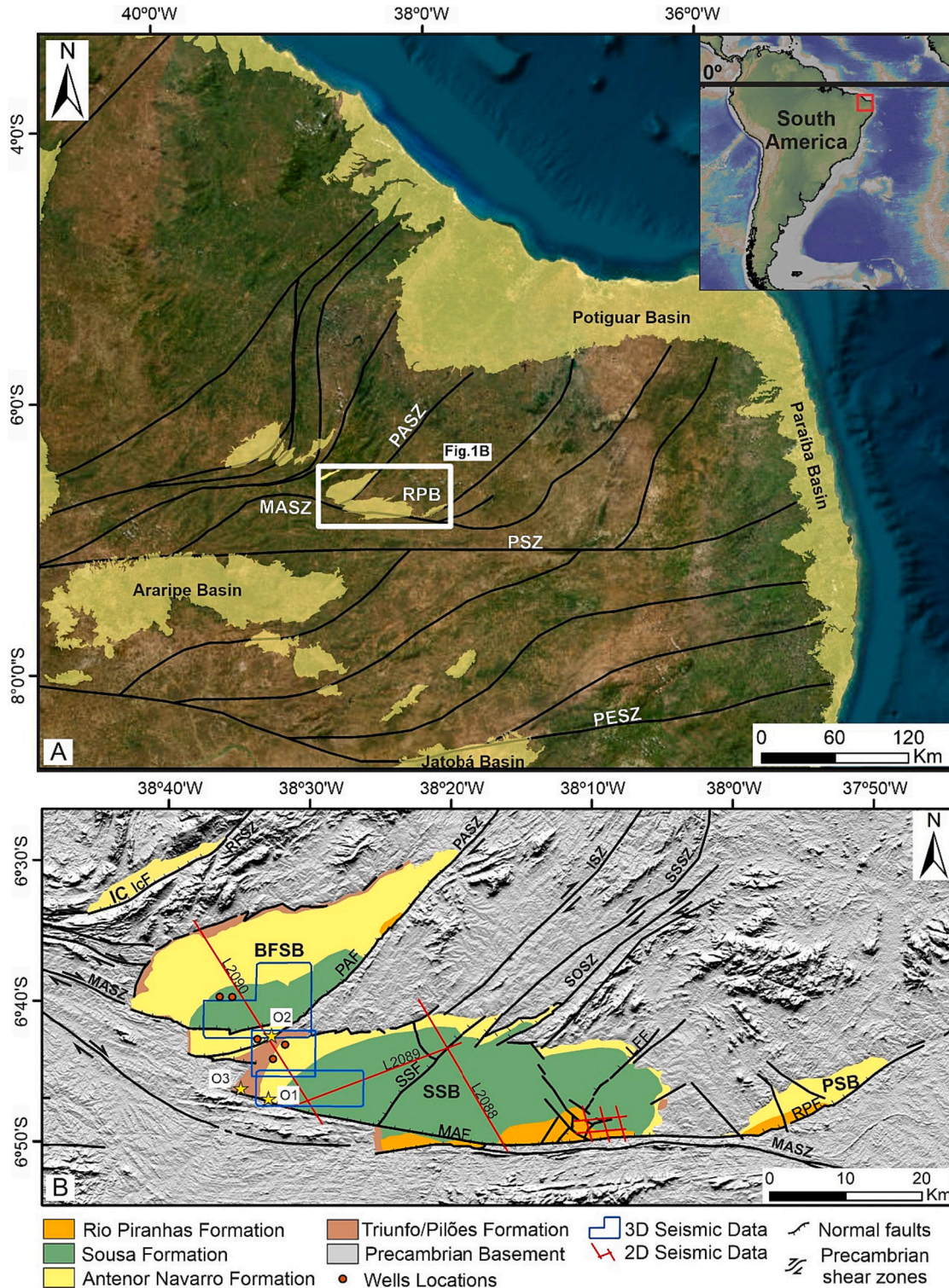


Fig. 1. (A) Rio do Peixe Basin (RPB) location in NE Brazil. Sedimentary basins (yellow areas) and main shear zones (black lines) (based on Matos, 1992 and Brito Neves et al., 2000). (B) Simplified geological–structural map of the Rio do Peixe Basin (based on Sénant and Popoff, 1991; Françolin et al., 1994; Medeiros et al., 2005; Silva et al., 2014). Shear zones: MASZ – Malta; PASZ – Portalegre; PSZ – Patos; PESZ – Pernambuco; ISZ – Itaporanga; SSSZ – Sítio Sagui; RFSZ – Rafael Fernandes; and SOSZ - Sousa. Subbasins: BFSB – Brejo das Freiras; SSB – Sousa; and PSB – Pombal. Faults: SSF – Sítio Sagui; LFF – Lagoa do Forno; MAF – Malta; PAF – Portalegre; ICf – Icozinho and RPF – Rio Piranhas; O1, O2 and O3: Outcrops. Solid red lines and blue polygons: 2D seismic lines and 3D seismic surveys, respectively. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

the early phase of rifting jointly with preexisting structures are important because they show how this phase can exert a significant influence on the distribution of fault activity, geometry and evolution of synrift depocenters during rifting (Younes and McClay, 2002; Phillips et al., 2019; Ramos et al., 2022). General basement fabrics can directly control the geometry of faults and the (rift) basins that they bind (e.g., Daly et al., 1989; Morley et al., 2004; Salomon et al., 2015; Phillips et al., 2016; Vasconcelos et al., 2019). In addition, depocenter migration can be controlled by structural inheritance during basin evolution (Noda, 2013; Wang et al., 2017; Ye et al., 2020).

The geometry of depocenters in sedimentary basins is another critical aspect of basin analysis and understanding basin evolution. According to Leeder and Gawthorpe (1987), depocenters are sites of maximum subsidence and sediment accumulation within a sedimentary basin. The shape and location of depocenters can provide valuable information about the tectonic history, sediment supply, and subsidence patterns of a basin. As noted by Allen and Allen (2013), the geometry of depocenters is controlled by the interplay of sediment input, tectonic subsidence, and sediment accommodation space.

The internal rifting deformation in the South American Platform is best recorded in the intracontinental aborted rift basins, which did not evolve to the point of crustal rupture and seafloor spreading (Matos, 1992; Marques et al., 2014). Consequently, we used one of the rift basins in NE Brazil, the Rio do Peixe Basin (RPB), for the present case study (Fig. 1). This Cretaceous cratonic basin, which is in a Precambrian orogenic terrain, outcrops near surface features that allow direct and indirect investigations of fault development in the early rift stage. The basin encompasses three main subbasins of the Neocomian age and can be investigated by the relationship between basement fabric and fault development. Some important studies at a regional scale have analyzed and characterized the geological and structural setting of the RPB and its relation to the more important extensional tectonic mechanism associated with the opening of the South Atlantic Ocean, which affected and deformed the continental lithosphere (Ziegler et al., 1995; de Castro et al., 2007; Nogueira et al., 2015; Vasconcelos et al., 2021).

The main aims of this study are to (1) highlight basement fabric derived from airborne magnetic data; (2) detail the internal rift geometry based on 3D gravity modeling constrained and improved by high-resolution seismic data; (3) describe the fault behavior in depth; and (4) propose a tectonic evolutionary model of the basin controlled by previous structural settings. This study can help better comprehend the early evolution of faults during crustal extension and rifting, as well as the tectonic evolution of the Cretaceous rifting system in northeastern Brazil.

We combine 2D and 3D seismic, airborne magnetic and gravity data to shed light on these open topics. We use geological field data on sedimentary units within the RPB and master faults bounding the basin. We use this comprehensive dataset to assess how basement fabrics control the fault development and rift architecture in the RPB. In particular, we describe the internal basin structures and their origin is discussed for the first time, integrating features mapped on the surface with their expressions at depth that are revealed in the 3D gravity model constrained by seismic data.

2. Geological and tectonic settings

The RPB is part of the Northeast Brazilian Rift System, a series of intracontinental basins that originated from the filling of accommodation space generated during an initial aborted rifting phase, which preceded the opening of the South Atlantic Ocean when the Pangea broke up in the Early Cretaceous (Françolin and Szatmari, 1987; Matos, 1992; de Castro et al., 2007, 2008). The regional geology and geometry of this basin were strongly influenced by Precambrian basement structures, such as extensive reactivations of the E–W and NE–SW Malta and Portalegre ductile shear zones (MASZ and PASZ), respectively, related to the Brasiliano Orogenic Cycle (Françolin and Szatmari, 1987; Sénant

and Popoff, 1991; Françolin et al., 1994; de Castro et al., 2007; Nogueira et al., 2015) (Fig. 1A). Different Precambrian geological domains amalgamated along these shear zones to compose the Borborema Province (Almeida et al., 2000). The RPB evolved at the intersection of three domains: Granjeiro, Orós-Jaguaripe, and Rio Piranhas.

According to Nogueira et al. (2015) and Vasconcelos et al. (2021), the tectonic evolution of the RPB is characterized by normal faulting during the synrift phase and transpression during the postrift phase. The basin was formed due to the reactivation of the MASZ and PASZ, which acted as zones of weakness controlling the initiation and growth of faults bounding the RPB (Portalegre, Malta, and Rio Piranhas faults, namely, PAF, MAF, and RPF, respectively, in Fig. 1B) (Françolin et al., 1994; Sénant and Popoff, 1991).

The RPB is composed of three subbasins, named from W to E (Fig. 1B), i.e., Brejo das Freiras (BFSB), Sousa (SSB) and Pombal (PSB), bounded by the Portalegre, Malta, and Rio Piranhas faults, respectively (Françolin et al., 1994; de Castro et al., 2007). This rift basin comprises NE–SW-trending half-grabens, flexural boundaries in the N and NW (major unconformity), and master bounding faults in the S and SE (de Castro et al., 2007).

The RPB encompasses Devonian prerift units (Silva et al., 2014; Rapozo et al., 2021; Vasconcelos et al., 2021) and Cretaceous rift units that range from Early (145 Ma) to Late Cretaceous (125 Ma) in age (Lima and Coelho, 1987; Arai, 2006; Sousa et al., 2018). This suggests that the Cretaceous rifting of the basin was related to intracontinental deformation during the initial opening of the South Atlantic Ocean (Matos, 1992). The sedimentary filling of the RPB can be separated into five stratigraphic units, which are, from the base to the top, the Devonian Pilões and Triunfo formations (Santa Helena Group) and the Early Cretaceous Antenor Navarro, Sousa, and Rio Piranhas formations (Rio do Peixe Group) (Albuquerque, 1970; Sénant and Popoff, 1991; Ponte et al., 1991; Françolin et al., 1994; Carvalho et al., 2013; Silva et al., 2014; Vasconcelos et al., 2021). The Pilões Formation is mostly composed of siltstones and shales related to deltaic to fluvial–deltaic depositional environments, and the Triunfo Formation mainly consists of fluvial–deltaic white to gray sandstones and conglomerates (Carvalho et al., 2013; Silva et al., 2014). The Antenor Navarro Formation is composed of basal conglomerates and sandstones, arkosic to coarse lithic sandstones at the base and fine arkosic sandstones deposited in a fluvial environment (Matos, 1992; Araujo et al., 2018; Nogueira et al., 2021). The Sousa Formation consists of mudstones, with rare sandstones and marls, deposited by meandering rivers on flood plains or within shallow lake lacustrine systems (Lima and Coelho, 1987; Sénant and Popoff, 1991). The Rio Piranhas Formation is composed mainly of conglomerates and coarse sandstones, which are widely visible only in the southeastern portion of the SSB next to the MAF (Lima and Coelho, 1987; Sénant and Popoff, 1991; Françolin et al., 1994).

Different interpretations have been proposed for the extensional tectonics of the basin. One interpretation by Szatmari et al. (1987) suggests that the N–S-striking extension caused basin formation. They propose that the initial opening of the Atlantic Ocean resulted in E–W-striking compression and N–S-striking extension due to the clockwise rotation of the South American continent, which pressed against the African continent. Similarly, Françolin et al. (1994) suggest that the initial opening of the RPB resulted from NW–SE-striking extension due to ENE–WSW-striking compression, generating left-lateral wrenching. Conversely, Sénant and Popoff (1991) proposed that N–S-striking extension with a vertical σ_1 might have been the initial stretching direction of the basin. Nicchio et al. (2022) proposed two distinct extensional stages during the rift phase of the basin. Synrift I is characterized by N–S-striking extension, resulting in normal displacement of E–W-striking structures, such as the Malta Fault, and right-lateral transpressive displacement of NE–SW-striking structures, such as the Portalegre, Sitio Sagui, and Lagoa do Forno Faults. Synrift II is characterized by NW–SE-striking extension resulting in normal displacement reactivation of NE–SW-striking faults. At the same time, E–W-striking faults were

reactivated on left-lateral transpressive displacement. The shift in the extensional direction is attributed to the clockwise rotation of the extensional stress field responsible for the opening of the Atlantic Ocean. In the postrift stage, the RPB experienced tectonic inversion, as

indicated by reverse reactivated border faults (Nogueira et al., 2015) and inverted deep normal faults within the basin (Vasconcelos et al., 2021).

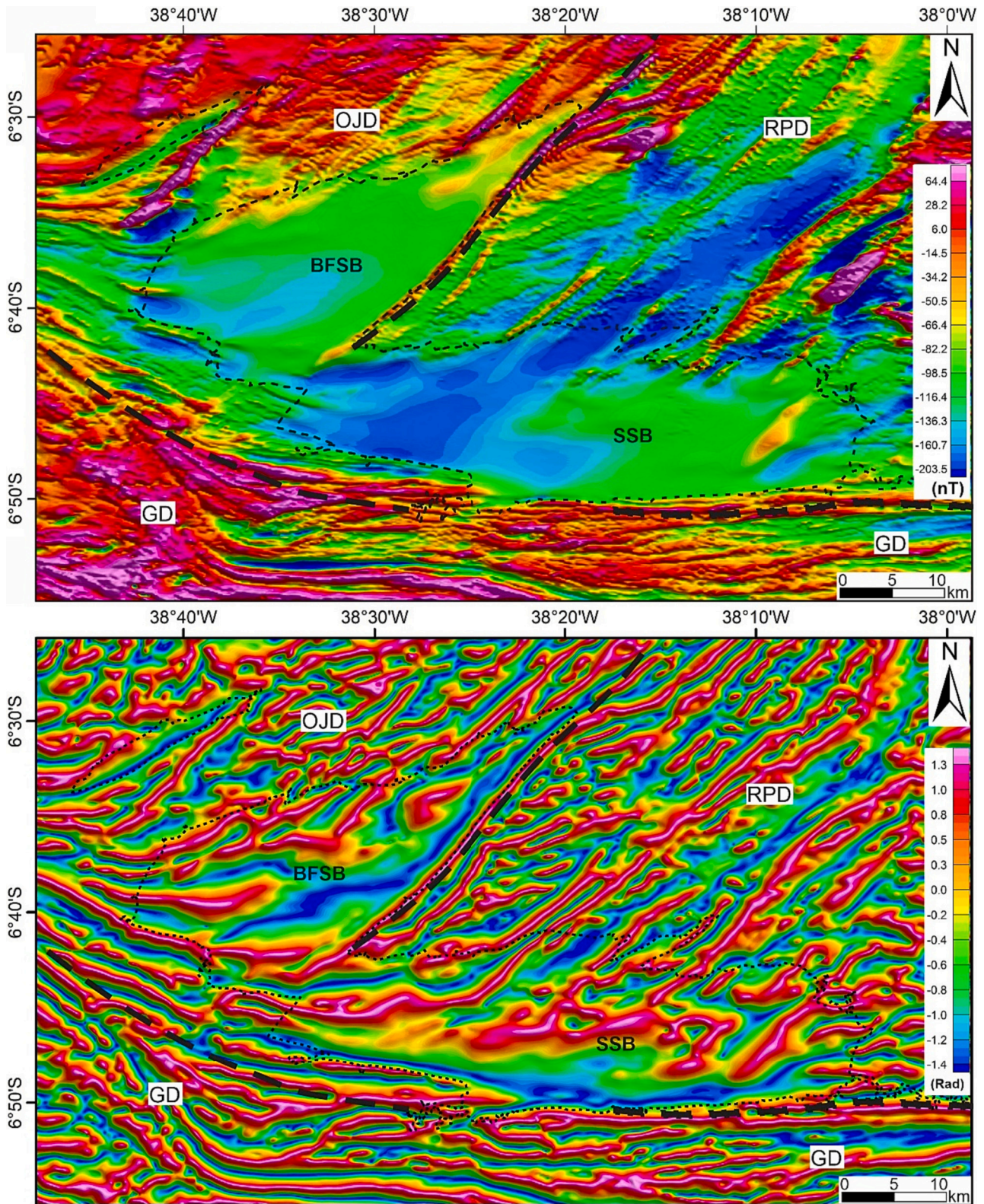


Fig. 2. Magnetic maps of the RPB. (A) Anomalous magnetic field reduction to the pole (RTP); (B) tilt derivative of the RTP anomalies (TDR). The thick black dashed line separates the tectonic domains, and the thinner black dashed line represents the subbasins. Tectonic domains: OJD – Orós-Jaguaribe, RPD – Rio Piranhas, and GD – Granjeiro. Subbasins: BFSB – Brejo das Freiras and SSB – Sousa.

3. Geophysical data

3.1. Airborne magnetic data

We utilized aeromagnetic data to examine the structure of the exposed crystalline basement and its continuation beneath the RPB. The Brazilian Geological Survey sponsored the airborne magnetic survey (Brasil, 2010) as part of the Paraíba-Rio Grande do Norte and Pernambuco-Paraíba geophysical projects. The surveys provided detailed magnetic records, with flight and control lines positioned 500 m and 10,000 m apart and striking in the N–S and E–W directions, respectively. The nominal survey height was 100 m. Furthermore, the magnetic data were corrected for transient geomagnetic variations and were subtracted from the main geomagnetic field (International Geomagnetic Reference Field - IGRF).

The data processing was realized using *Oasis Montaj 9.5* software (Geosoft Inc.). Airborne magnetic data were interpolated using the bidirectional gridding method with a 125 m cell size, thus obtaining the anomalous magnetic field map (AMF). Next, we applied the reduction to the pole (RTP) transformation (Fig. 2A) to center the magnetic anomalies with their respective magnetic sources (Blakely, 1995). The RTP filter requires the following local geomagnetic field parameters at the time of the survey: magnetic declination of -21.98° and inclination of -20.51° . Furthermore, we incorporated a magnetic pseudoinclination of -60° to eliminate spurious anomalies (artifacts) that arise from the RTP operator in and near the declination direction at low magnetic latitudes ($\pm 20^\circ$).

We applied several anomaly enhancement techniques (horizontal and vertical derivatives – DX, DY, and DV, total horizontal gradient – THG, signal analytical amplitude – ASA, tilt derivative – TDR, and matched filtering – MT) to highlight magnetic lineaments related to shear zones and faults. However, for the sake of simplicity, we show only the TDR map to display magnetic patterns of both basement fabric and basin fault systems. The TDR works by calculating the slope or gradient of the magnetic anomalies, revealing small variations in the magnetic field that other techniques might miss (e.g., Verduzco et al., 2004; Salem et al., 2008). These variations can indicate underlying geologic structures, such as faults or mineral deposits, associated with changes in magnetic properties (Miller and Singh, 1994; Yandjmain et al., 2017). Here, we applied TDR to RTP anomalies (Fig. 2B) and interpreted the resulting magnetic lineaments, emphasizing the regional Precambrian basement fabric. Then, we plotted the magnetic lineaments in rose diagrams to reveal the main structural trends that may control the basin architecture (see Item 4). In addition, we also applied the Euler deconvolution method (Reid et al., 1990), a semiautomatic source detection technique for depth estimation of magnetic and gravity anomaly sources. Different values for the method parameters (structural index, window size, and maximum depth error tolerance) were extensively tested, without, however, providing more accurate depth source solutions than the internal basin geometry derived from the 3D gravity model and seismic data.

3.2. Gravity data, processing and 3D modeling

de Castro et al. (2007) gathered 728 gravity measurements from previous surveys along the entire RPB and surrounding areas (Fig. 1B). Each gravity station was established using Lacoste-Romberg Model G gravity meters with a precision of ± 0.01 mGal. The geographic coordinates and elevation were determined using differential GPS or barometer arrays. Drift, latitude, free-air, and Bouguer reductions were applied to the data, referencing them to the International Gravity Standardization Net 1971 (IGSN-71), thereby obtaining the Bouguer anomaly value at each gravity station. The gravity data were interpolated at 5400 equal-spaced points with a 1.5 km cell interval. A regional-residual Gaussian filter was applied to calculate the residual Bouguer anomaly, attenuating the gravity effect of the regional causative sources

and enhancing the gravity anomaly due to internal basin geometry and sedimentary infill. de Castro et al. (2007) applied a 3D gravity inversion to the residual anomalies to estimate the internal basin geometry. The inversion procedure was carried out using a method similar to the one developed by Jachens and Moring (1990). This particular method differs from others because it considers the fact that the density of underlying basement rocks may vary. It aims to distinguish the gravity measurements into two components, one caused by the basin itself (g_a) and the other due to density variations in the underlying basement (g_b).

In this study, we corrected the depth of the basement top derived from 3D gravity modeling using 2D and 3D seismic data acquired along the RPB (Fig. 1B). In this way, we were able to verify the accuracy of the gravity model and increase its precision in the areas covered by the seismic data. In addition, we applied the TDR filter to directly to the final 3D gravity-seismic model to highlight the faulted contacts of the grabens and thus enhance the internal geometry of the basin. (Fig. 3).

3.3. Seismic data

The Brazilian Agency of Petroleum, Natural Gas, and Biofuels (ANP) provided the seismic reflection data for this study. The dataset consists of eight 2D seismic lines and three 3D seismic surveys (solid red lines and blue polygons in Fig. 1B), which have already been stacked and time migrated. The 2D seismic profiles cover only certain parts of the Brejo das Freiras and Sousa subbasins, while the 3D seismic surveys cover an area that spans the boundary between these two subbasins (Fig. 1B). The 2D seismic data are time-migrated and exhibit a predominant frequency of approximately 17 Hz, along with an interval velocity of roughly 3200 m/s, which indicates a vertical resolution of approximately 47 m.

For the 3D data, the seismic data are time-migrated and exhibit a predominant frequency of approximately 30 Hz and an interval velocity of approximately 3200 m/s, indicating a vertical resolution of approximately 26.5 m and a lateral resolution of approximately 160 m. In the seismic sections of the southern block, the horizons exhibit continuity from 150 to 930 ms, aiding in fault identification, while in the central block, they exhibit continuity from 150 to 1500 ms. Reflectivity shows relatively consistent patterns within the 150 to 930 ms and 150 to 1500 ms ranges for the southern and central blocks, respectively. These seismic data are described in more detail by previous studies, which outline the procedures conducted with them (e.g., Vasconcelos et al., 2021; Oliveira et al., 2023a, 2023b).

We used *Petrel*TM software to interpret the seismic data. The inline and crossline spacing for the 3D polygons varies within $15 \text{ m} \times 15 \text{ m}$ for the central survey and $20 \text{ m} \times 50 \text{ m}$ for the southern and northern surveys. The 3D seismic surveys have vertical spans of 2000 ms TWT in the southern survey, 4000 ms TWT in the central survey, and 2800 ms TWT in the northern survey. On the other hand, the vertical extent of the 2D seismic surveys ranges from 3000 to 4000 ms TWT.

To aid the interpretation of the seismic sections and establish the horizons related to the tops of the basement and main formations, geological information from five boreholes (orange circles in Fig. 1B) was obtained from the ANP. These horizons were mapped by previous studies (Silva et al., 2014; Lourenço et al., 2021; Rapozo et al., 2021; Vasconcelos et al., 2021; Ramos et al., 2022) and compared with our results.

Despite the high quality of the seismic data, it was challenging to follow the reflectors across the entire surveyed area. Hence, we utilized various seismic attributes, such as structural smoothing, RMS amplitude, and outcrop attributes, to improve the interpretation of the seismic stratigraphic and structural features. We employed velocity data from the seismic surveys to convert time into depth.

For this work, we interpreted the Devonian surface to apply the necessary seismic attributes to identify the structures that influence the internal compartmentalization of the RPB. Furthermore, we applied a seismic attribute workflow to support our structural interpretation. First, we applied the seismic attribute variance (Fig. 4), which was used

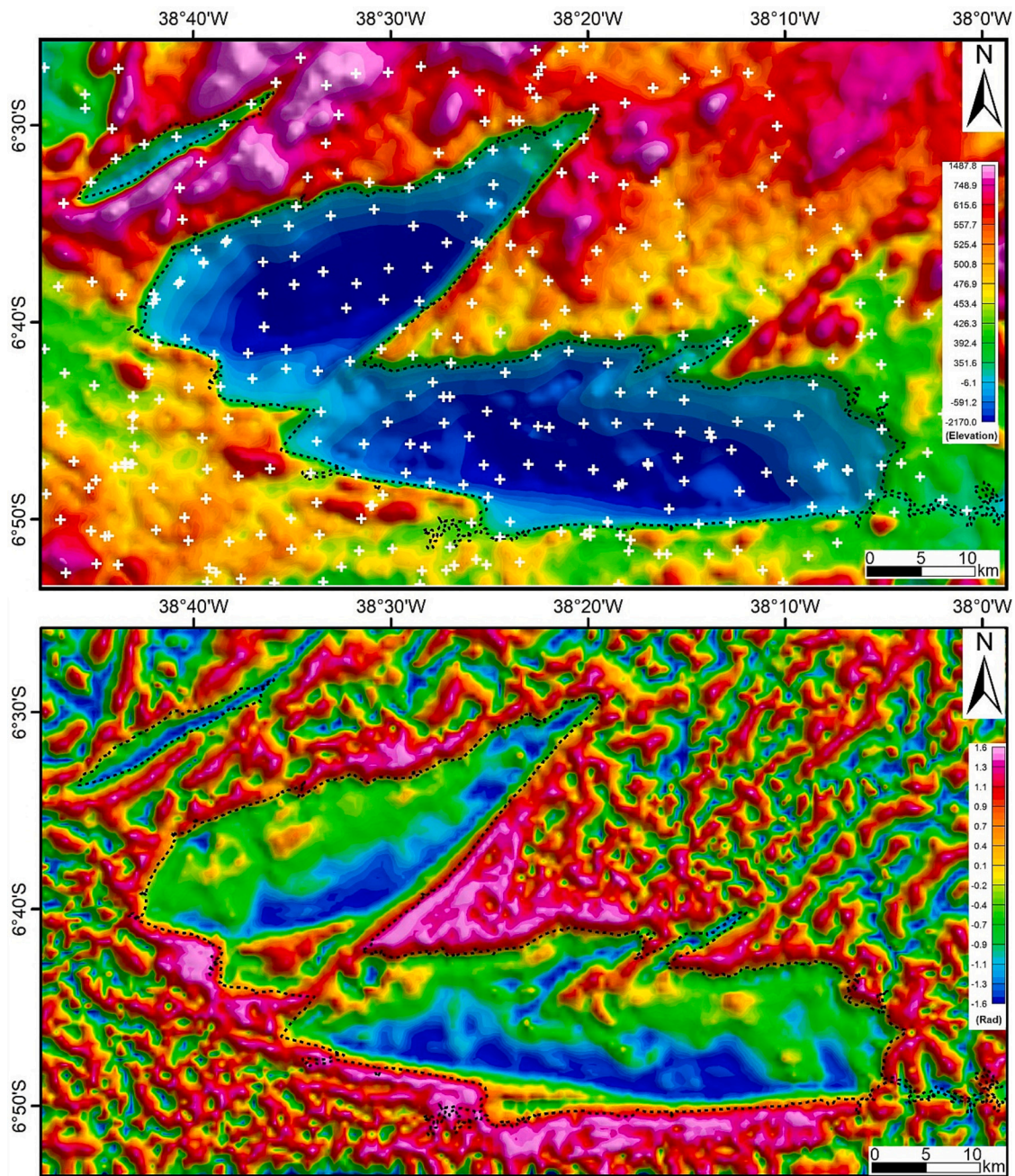


Fig. 3. 3D gravity model of the RPB. (A) The final 3D gravity model of the RPB in depth, showing the internal basin geometry with the location of the gravity stations (white crosses) considered for the present study; (B) the final gravity model's tilt derivative (TDR) map, enhancing the main existing depocenters and bounding faults. Negative elevations inside the basin indicate the basement top depth, and positive elevations outside the basin indicate the terrain topography. The black dashed line represents the limits of the basin according to the literature (Françolin et al., 1994), integrated with the interpreted limits.

to estimate the local variance in the signal and provide better fault enhancement. Next, it was selected as the input for the ant-tracking algorithm (Fig. 4), which is available commercially in *Petrel*TM software developed by Schlumberger Stavanger Research. This algorithm is part of a workflow that introduces a novel approach to fault interpretation (Randen et al., 2001; Liao et al., 2020b). It imitates the behavior of ant colonies in nature and how they use pheromones to mark their paths to optimize their food search.

Similarly, the algorithm employs virtual ants as seeds in a seismic discontinuity volume to locate fault zones (Basir et al., 2013; Liao et al., 2020a, 2020b; Hama Rashid et al., 2021; Oliveira et al., 2023a, 2023b). The virtual pheromones deposited by the ants capture information related to the fault zones in the volume. The output of the ant-tracking

algorithm is an attribute volume that displays sharply defined and detailed fault zones by enhancing horizon discontinuities better than other traditional edge-enhancing attributes, such as chaos and variance (Ramakrishnan and Mukerji, 2016).

3.4. Field data

Structural data from three outcrops were added to constrain our tectonic model. These data comprise the description of the strike from secondary structures (deformation bands) related to the boundary faults from the RPB. Since there is no cutting relationship (relationship between two structures where one has physically displaced or intersected the other through processes, such as faulting or folding) between the

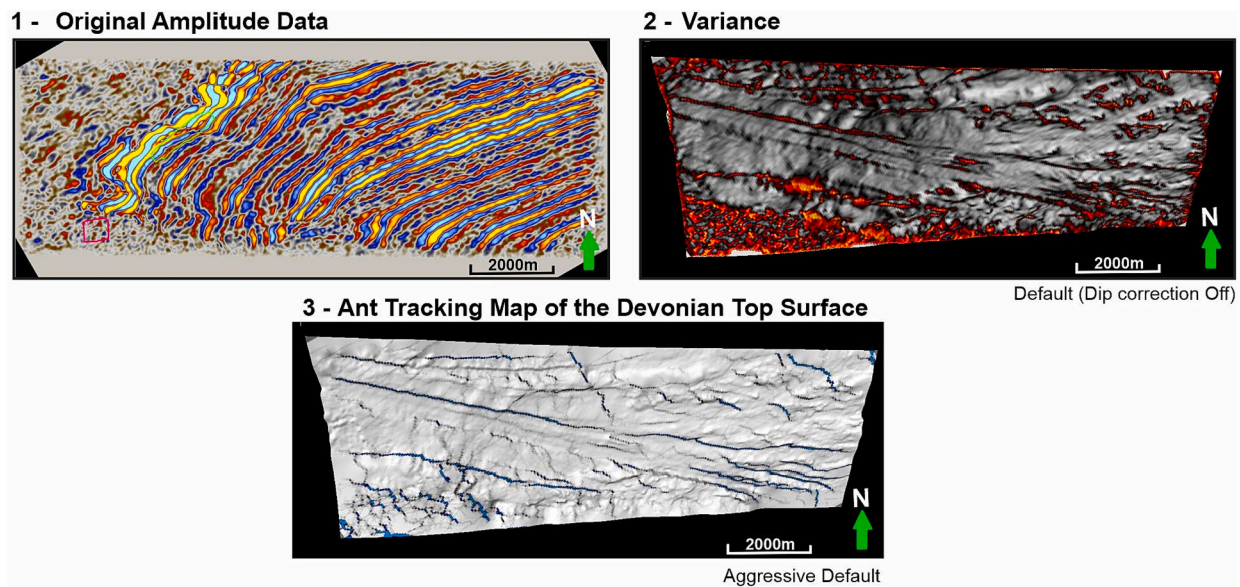


Fig. 4. Results of seismic attribute analysis using variance and the semiautomatic fault mapping technique, ant-tracking, in the south 3D seismic block.

main structures of the RPB, we focus on the crosscutting relationship between different deformation band systems to constrain the structural evolution of the RPB.

4. Results

4.1. Magnetic signatures and gravity depth model interpretation

The tilt derivative magnetic anomaly map (TDR - Fig. 5A) shows magnetic signatures associated with a complex structural framework of the RPB area. The anomalies and lineaments in the TDR magnetic field indicate variations in the lithologic composition of the underlying and surrounding basement rocks. Inside the basin, the changes in the magnetic pattern appear to be primarily related to the intrabasement causative sources rather than the sedimentary pile thickness. Additionally, along the northern portion of both subbasins, the magnetic anomalies observed within the basin correspond closely to the structural trends observed in the outcropping basement rock (Fig. 5A). The NE–SW-trending magnetic lineaments in these basement domains, Orós-Jaguaribe and Rio Piranhas domains (OJD and RPD in Fig. 5A, respectively), extend into the basin, where they bend in an E–W direction southward close to the MASZ.

In the Orós-Jaguaribe and Rio Piranhas domains (OJD and RPD in Fig. 5A, respectively), magnetic lineaments form NE–SW-trending zones where angles are positive or negative depending on the orientation of the gradient. The angles vary from -1.4 to 1.3 rad. This magnetic pattern results from the NE–SW preexisting structures within the RPB, which are factors that influenced the compartmentalization of the basin. E–W-striking magnetic lineaments occur south of the RPB, where the Granjeiro Domain (GD in Fig. 5A) occurs. These lineaments bend to the NW–SE to the west of the southern projection of the Portalegre SZ (PASZ in Fig. 5A), which marks the contact between the Orós-Jaguaribe and Rio Piranhas domains and the faulted boundary of the Brejo das Freiras subbasin (BFSB).

The final 3D gravity/seismic model displays a detailed internal basin architecture of the RPB, which consists of two asymmetric half-grabens (BFSB and SSB) (Figs. 3 and 5B). The Pombal Subbasin was excluded from the gravity study due to its little relevant extension compared to the other subbasins. In both subbasins (BFSB and SSB), the depocenters are aligned along the respective master faults (PAF and MAF in Figs. 3 and 5B), where the basement top reaches depths of up to 2100 m (BFSB) and 1900 m (SSB). The depocenters extend SW and N for up to 5–8 km

toward the flexural half-graben borders of the BFSB and SSB, respectively. They are segmented by release faults anchored at high angles on the master faults. From the shape, location and some described structures of these depocenters, we can provide the evolutionary history of the RPB because the geometry and location of depocenters involve the formation of the basin, the deposition of sediments over time, and the development of various internal features, such as sedimentary layers, faults, folds, and unconformities.

The BFSB is characterized by a larger and deeper depocenter to the south and smaller depocenter to the north, controlled by the PAF, secondary faults related to the PAF, and release faults (RF in Fig. 5B) perpendicular to the PAF. These faults create marginal strike ramps and a central horst structure in the BFSB, which were portions of Cretaceous sedimentary rocks confined by basement highs. The main depocenter in the BFSB is limited by a basement horst, the Santa Helena High, at the southernmost edge. The Santa Helena High is bounded to the south by stepwise WSW–ENE-striking faults. However, it is limited by the NE–SW-trending PAF to the east. Generally, the basement top becomes shallower to the N and NW as it approaches the RPB flexural boundary.

In turn, the depocenters are aligned along the MAF in an E–W direction in the SSB. They practically become one after the entire basin evolution process, except for a smaller depocenter located in the easternmost portion of the subbasin, probably influenced by NW–SE faults. As they approach the opposite flexural boundary, the basement top also decreases in depth northward, except for a minor graben-like structure that follows the NE–SW-trending SSF, a brittle reactivation of the Sítio Sagui Shear Zone (SSSZ in Fig. 5B). In addition, other NE–SW-trending lineaments in the SSB follow the main trend of NE–SW-striking preexisting shear zones, influencing the internal compartmentalization of the main depocenters. However, there is also the influence of some NW–SE-trending faults on the smaller depocenters in the easternmost portion (Fig. 5B).

The structural control in the internal basin geometry, which is well evidenced by the magnetic and gravity lineaments (Fig. 5), is also observed in the seismic data and in field work. Structural data obtained from outcrops of subbasin border faults and crystalline basement rocks demonstrate that the RPB features align with preexisting faults on the surface, suggesting a rift formation controlled or influenced by the presence of inherited structures. Indeed, stereonet around the subbasin boundaries (Fig. 5B) indicate the dip of the Precambrian foliation around the RPB (Fig. 5B).

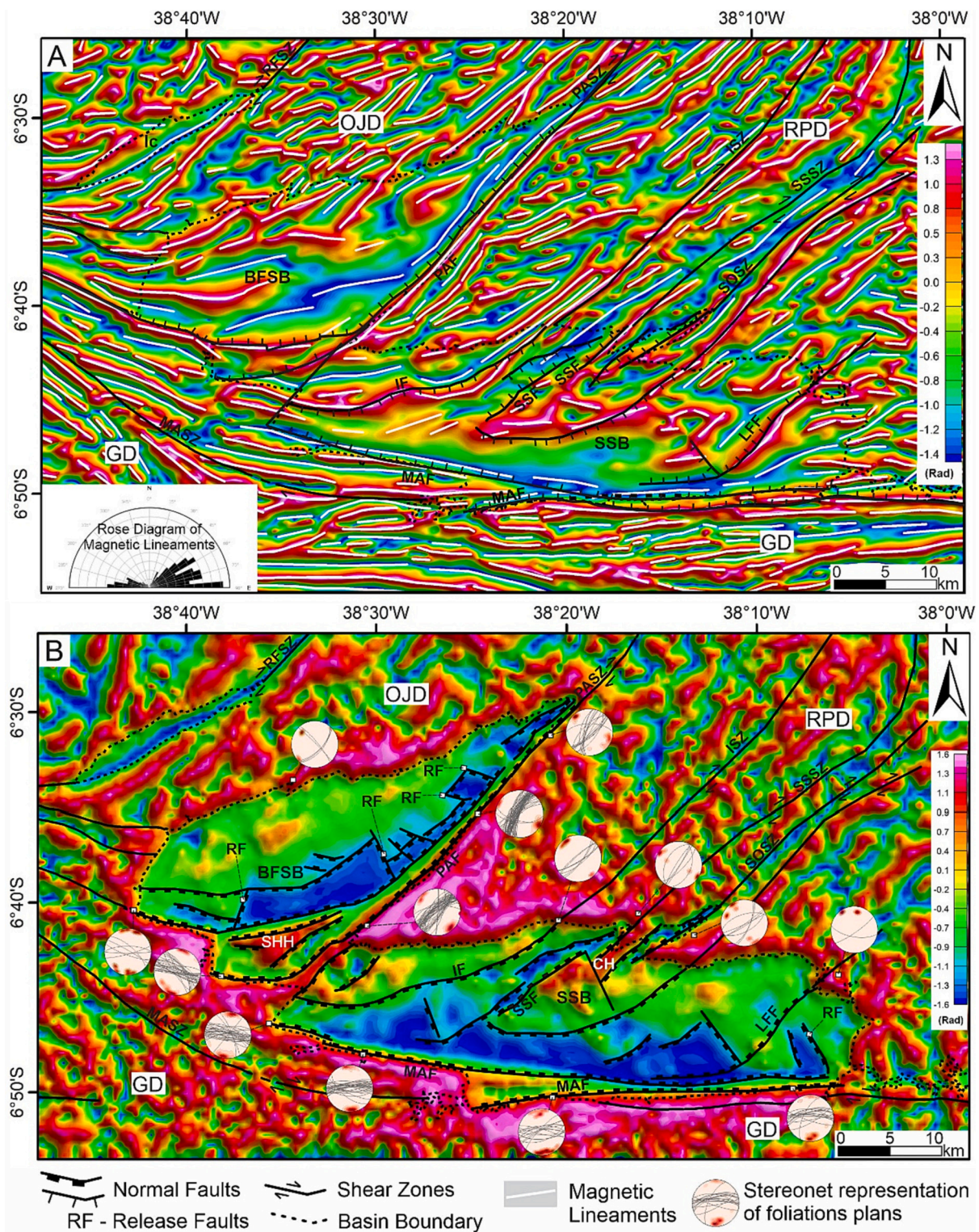


Fig. 5. RPB magnetic and gravity data interpretation. (A) Interpreted magnetic lineaments on the tilt derivative (TDR) map, showing the basement structural setting that influences the RPB evolution. (B) Tilt derivative (TDR) map of the gravity/seismic depth model enhancing the depocenter geometries and normal rift faults within the Brejo das Freiras (BFSB) and Sousa (SSB) subbasins. Basement horsts: SHH - Santa Helena; CH - Caiçara. Tectonic domains: OJD – Orós-Jaguaribe, RPD – Rio Piranhas, and GD – Granjeiro domain. Shear zones from Ramos et al. (2022): MASZ – Malta; PASZ – Portalegre; PSZ – Patos; PESZ – Pernambuco; ISZ – Itaporanga; SSSZ – Sítio Sagui; RFSZ – Rafael Fernandes; and SOSZ - Sousa. Faults are interpreted in the maps: SSF – Sítio Sagui; LFF – Lagoa do Forno; MAF – Malta; PAF – Portalegre; ICF – Icozinho and RPF – Rio Piranhas.

4.2. Internal structural analysis of the RPB – fault mapping

The gravity-derived structural map and 2D/3D seismic profiles provide valuable information about the internal subbasin geometries (Figs. 6 and 7). For instance, the deepest depocenter of the RPB, which is approximately 2170 m deep, is primarily located in the BFSB (Fig. 6E).

This area is mainly influenced by the NE–SW-striking PAF, which is a brittle reactivation of the PASZ. This fault acts as the master fault and forms the southeastern boundary of the basin (as shown in Figs. 6 and 7).

In the BFSB, normal faults (F1 and F2) control both the main deeper depocenters (DP1 and DP2) and other smaller depocenters (DP3 to DP6) (Figs. 3A and 6A), as shown on seismic X-line 255 (Fig. 6C). The entire

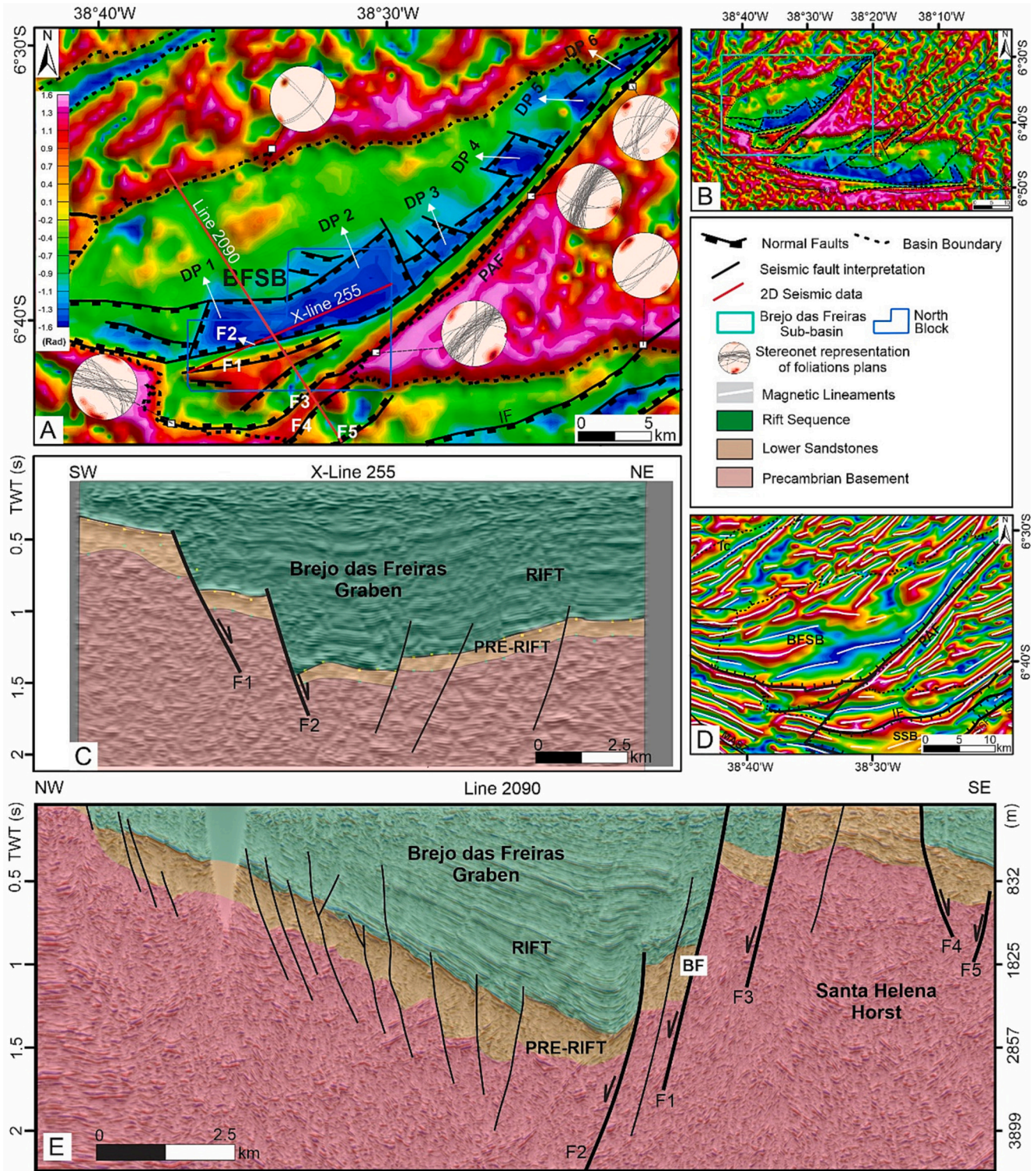


Fig. 6. The internal architecture of the Brejo das Freiras subbasin (BFSB). (A) Tilt derivative of the final gravity/seismic model with interpreted faults enhancing internal basin geometry; (B) full gravity/seismic model map showing the location of the magnified area in A; (C) interpreted 3D seismic crossline 255; (D) TDR magnetic map with interpreted lineaments of the magnified area shown in A; (E) interpreted 2D seismic section 2090. Vertical exaggeration = 4x. TWT - Two-way travel time. BF: Border fault. DP: Depocenter.

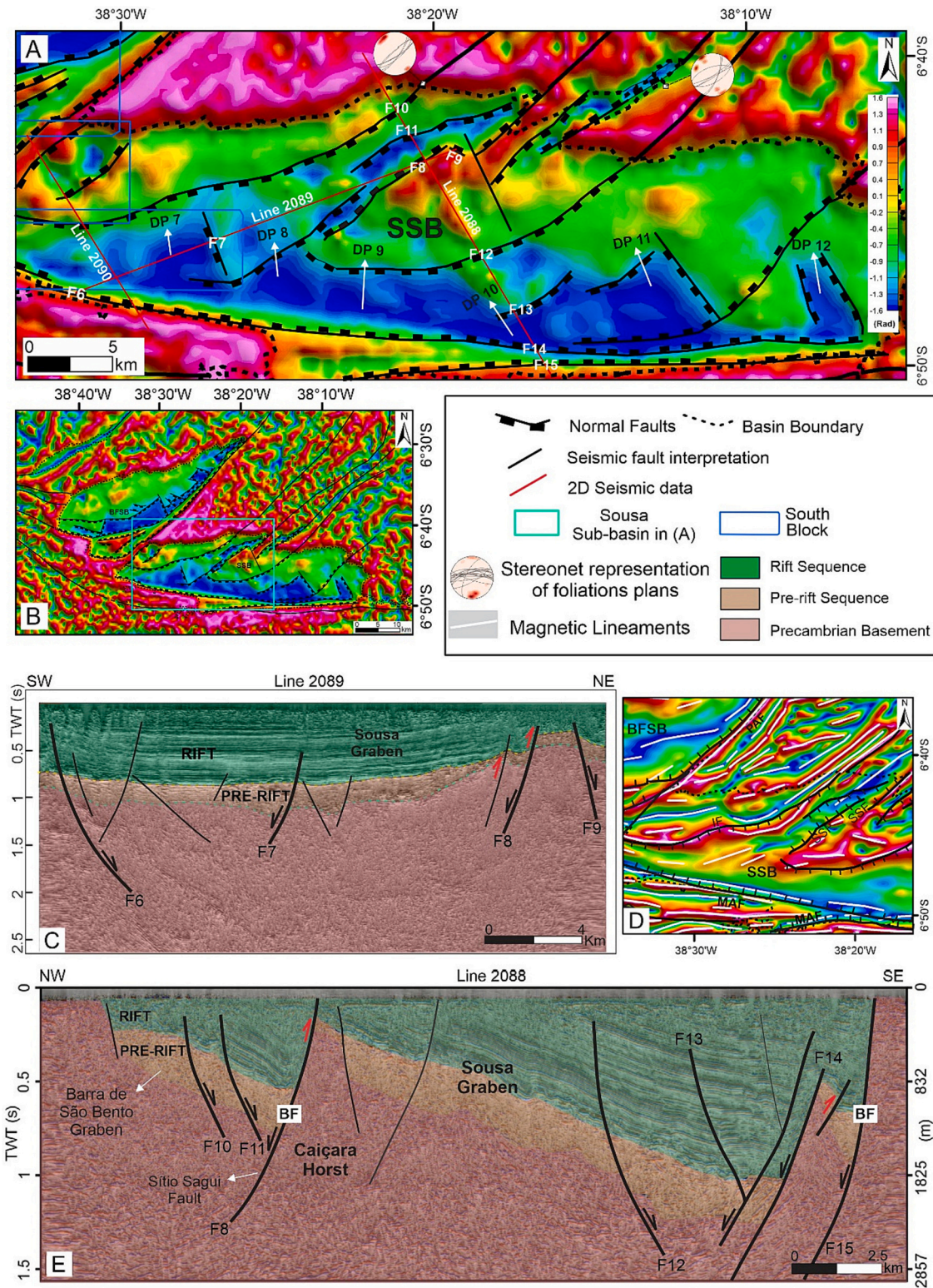


Fig. 7. Internal architecture of the Sousa subbasin (SSB). (A) Tilt derivative of the final gravity/seismic model with interpreted faults enhancing the SSB; (B) full gravity/seismic model map showing the location of the magnified area in A; (C) interpreted 2D seismic section 2089; (D) TDR magnetic map with interpreted lineaments of the Sousa subbasin in A; (E) interpreted 2D seismic section 2088. Vertical exaggeration = 4×. TWT - Two-way travel time. BF = Border fault. DP: Depocenter.

extension of these faults is well marked by magnetic lineaments (Fig. 6D), elongating parallel to the master fault (F3). 2D seismic section 2090 shows these faults (F1 and F2) and other secondary faults at the faulted border of the BFSB, as in the Santa Helena Horst area (F3, F4, and

F5 – Fig. 6E). Likewise, normal faults bound depocenters within the SSB (DP7 to DP12 - Fig. 7A). 2D seismic section 2089 highlights some faults that control the onset of the depocenter within the SSB (F6, F7, F8, and F9). As a result, these faults do not exhibit a steep dip in the seismic

section, but they can be observed in the gravity/seismic model (Fig. 7A and C). Similarly, in 2D seismic section 2088, fault F8 appears, representing the Sítio Sagui Fault, which separates two depocenters within the northern border of the Sousa subbasin (Fig. 7E). In addition, other faults control other depocenters (F10 to F14), which in turn are compartmentalized by the Caiçara Horst. Most of the structures that influence the internal architecture of the RPB are NE–SW-trending structures that transition to E–W southward (Figs. 6D and 7D). This phenomenon

becomes clear when observing basement structures whose brittle reactivation penetrates the sedimentary pile, such as the PAF and IF, among other faults (Figs. 6A, D, 7A, and D).

4.3. Structural geometry extracted from magnetic lineaments and 3D seismic time slices

The magnetic lineament map (Fig. 8A) reveals WS–ENE-trending

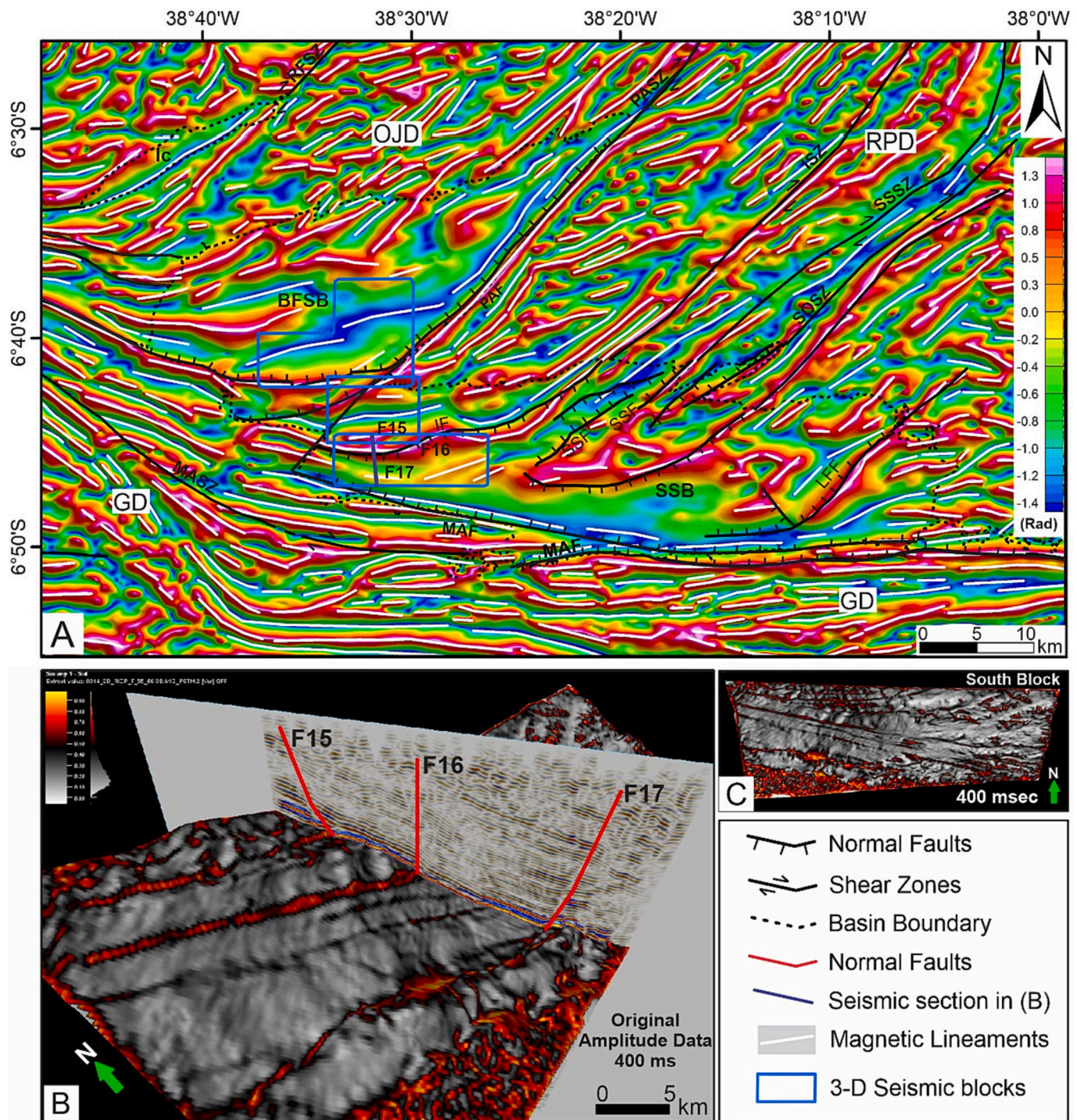


Fig. 8. Comparison between magnetic lineaments and a variance seismic attribute time slice. (A) Tilt derivative (TDR) map of the reduction to the pole (RTP) magnetic anomalies, showing the 3D seismic blocks (blue rectangles); (B) seismic profile and variance attribute applied to a time slice at 400 ms highlighting three faults in the southernmost border of the Rio do Peixe Basin; (C) visualization of the entire time slice. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

structures that were not mapped in previous studies. These structures are mapped in the 3D seismic volume, especially when we apply seismic attributes to time slices (Fig. 8B and C).

In the Rio Piranhas domain (RPD), three faults emerge in the seismic profiles and time slices between the two 3D seismic blocks (central and southern) (F15 to F17 in Fig. 8A and B). They are probably associated with the IF that is highlighted in the gravity/seismic model (Figs. 5B and 7A). Their horizontal expression is highlighted in a time slice at 400 ms with the application of the variance attribute, showing a main trend in the E–W direction. Nevertheless, in the magnetic data, it is evident that they bend in the NE–SW direction to the NE following the Precambrian basement fabric and their reactivation within the basin (Fig. 8A).

The ant-tracking technique was used to extract faults from the variance attribute volume (Fig. 9). Initially, structural smoothing was

applied to enhance the continuity of the structural features (faults and fractures) using a Gaussian smoothing algorithm, and then the variance attribute (Fig. 8B) was used as an input on the structural smoothing attribute to obtain the ant-tracking solution. With the comparison between magnetic data (Fig. 9A) and the applied ant-tracking algorithm (Fig. 9B), it is possible to observe faults and fractures in the imaged area.

The coverage area of 3D seismic data is not as extensive as the coverage area of magnetic data. However, we can briefly correlate them in an area where both datasets coincide. In doing so, we observe that faults F15 and F16 coincide in terms of magnetic and seismic data (Figs. 8 and 9). E–W structures exhibit continuity in the NE–SW direction. This suggests that these structures are possibly inherited from the crystalline basement, which has a NE–SW orientation, and as they enter the basin region, they transition to an E–W direction. On the other hand,

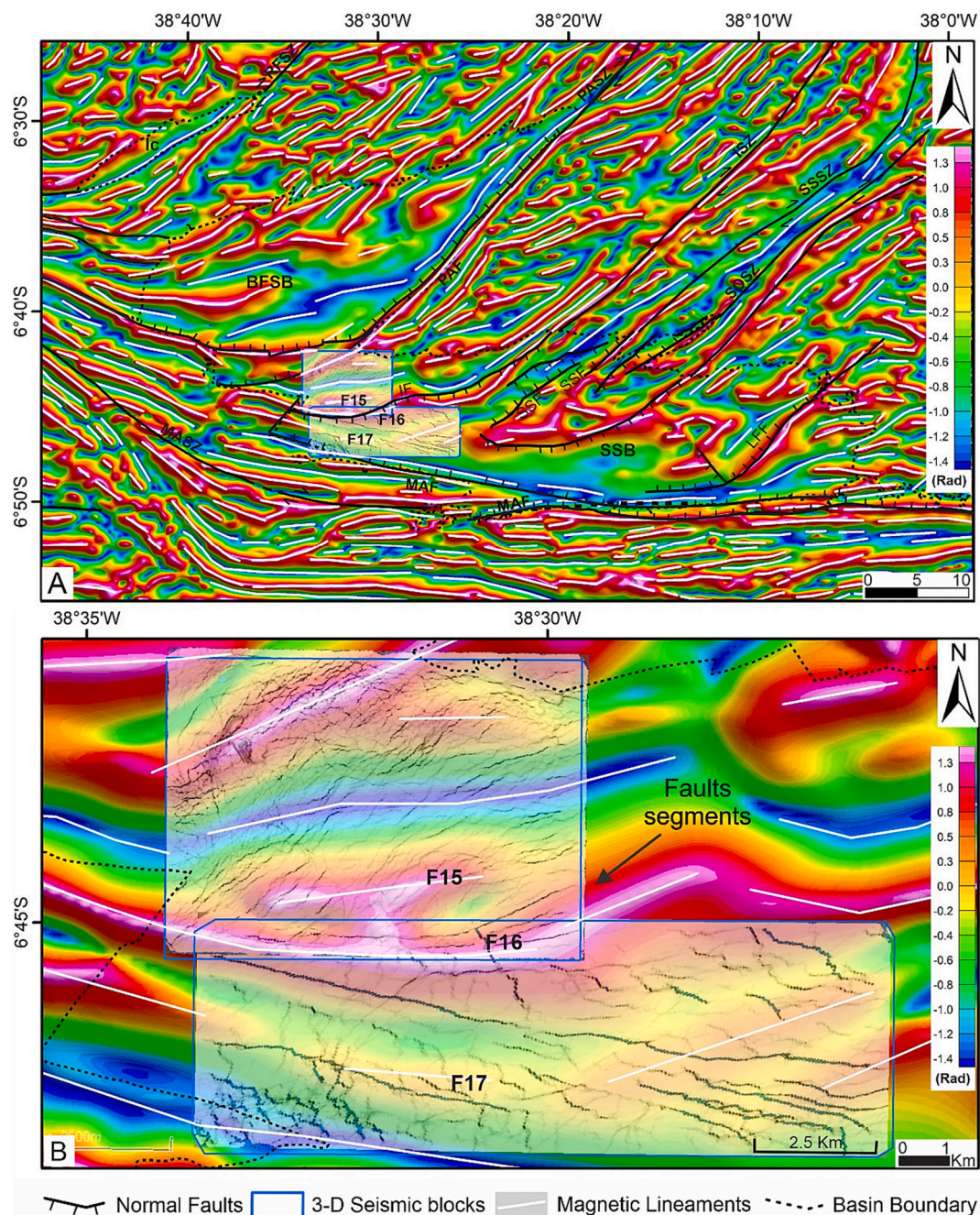


Fig. 9. Comparison between magnetic lineaments and 3D seismic data. (A) Tilt derivative (TDR) map of reduction to the pole (RTP) magnetic anomalies, showing the 3D seismic blocks (shaded rectangles); (B) ant-tracking solutions (black lines) obtained on the seismic time slice at 400 ms.

magnetic lineament F17 (E–W-trending) intersects with NW–SE seismic traces. In parts of the southern block, faults trend NW–SE, possibly already associated with the MASZ.

4.4. Crosscutting relationship based on secondary structures

At the surface, three deformation band systems exhibit a clear

crosscutting relationship between them (Fig. 10). The deformation bands affect the coarse sandstones of the Anterior Navarro Formation that outcrop close to the western area of the MAF, the southern region of the PAF, and the Santa Helena Horst (Fig. 10). The first system strikes WNW–ESE to E–W, while the second system strikes NE–SW, and the last system strikes NW–SE. Close to the western region of the MAF (O1 in Fig. 1B), two orthogonal deformation band systems occur, WNW–ESE

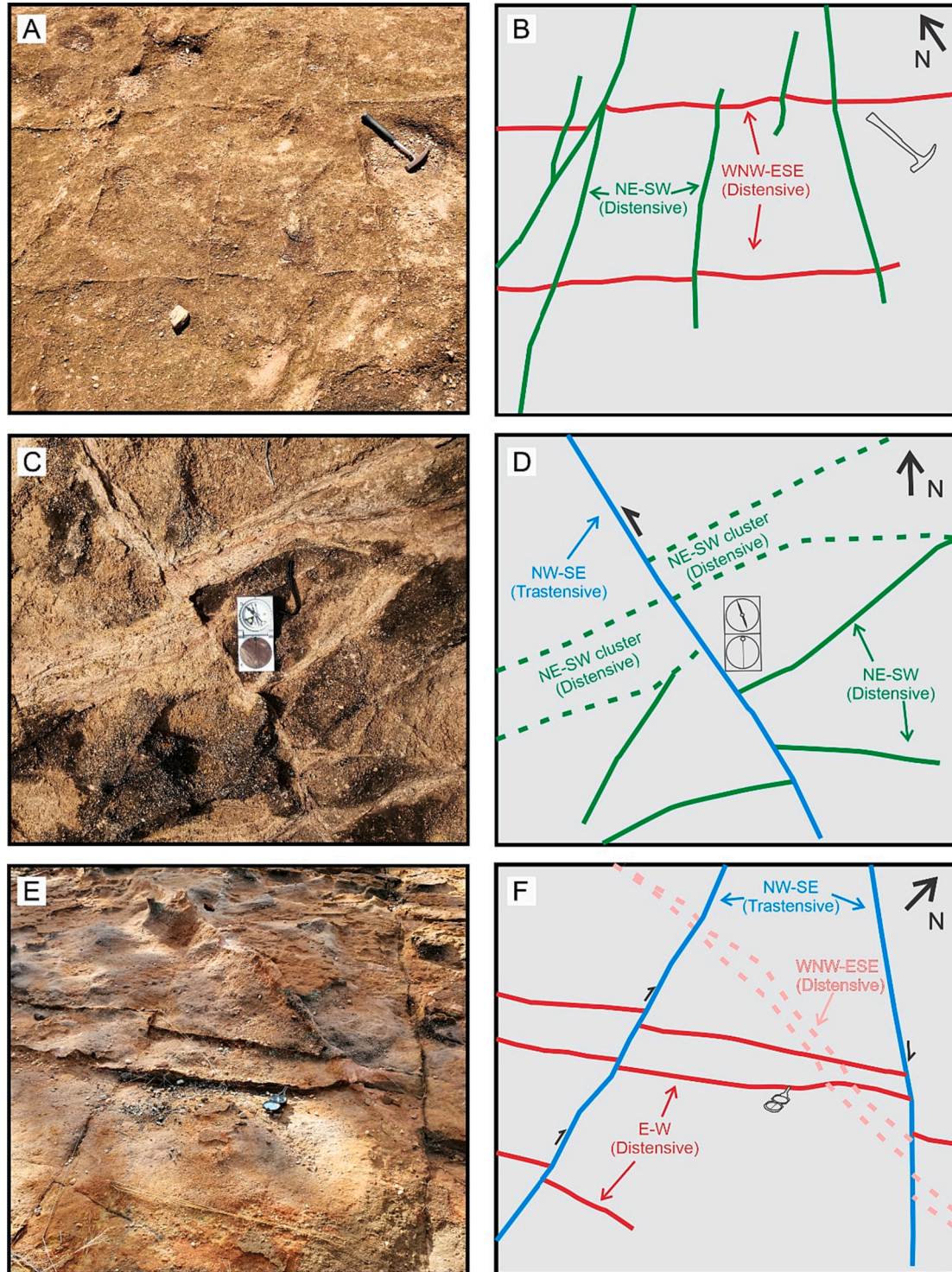


Fig. 10. Crosscutting relationship of three deformation band systems. (A and B – O1) Crosscutting relationship of the WNW–ESE and NE–SW deformation band systems associated with the Malta Fault. (C and D – O2) Crosscutting relationship of the NE–SW and NW–SE deformation band systems associated with the Portalegre Fault. (E and F – O3) Crosscutting relationship of the NW–SE and WNW–ESE to E–W deformation band systems associated with the Malta Fault. The locations of these outcrops (O1, O2, and O3) are exhibited in Fig. 1.

and NE–SW-striking (Fig. 10A and B). The WNW–ESE-striking bands, parallel to the MAF border, occur as meter-spaced single deformation bands. These bands are mm thick and do not cluster, with lengths of a few meters. This deformation band system is crosscut by single and/or clustered NE–SW-striking deformation bands with centimetric offsets (Fig. 10B). In the southern PAF region (O2 in Fig. 1B), NE–SW-striking deformation bands and clusters occur as the main deformation band system and are parallel to the PAF (Fig. 10C and D). This system is frequently crosscut by NW–SE-striking strike-slip deformation bands (Fig. 10C and D), whose offsets reaching up to 15 cm. In the Santa Helena Horst (O3 in Fig. 1B), the WNW–ESE to E–W deformation bands occur as single and meter-spaced structures, being crosscut by NW–SE-striking strike-slip deformation bands (Fig. 10E and F).

5. Discussion

5.1. Basement structures controlling the rift architecture based on the correlation between surface and subsurface data

Rifts are geological structures that result from the extensional deformation of the crust. The formation and evolution of rifts are complex processes controlled by various factors, including the prerift basement structure. Previous studies have shown that basement structures play a significant role in the formation and growth of faults in rifted areas (Gawthorpe and Sharp, 1989; Bell et al., 2013; Bladon et al., 2015; Roberts et al., 2017; Ramos et al., 2021, 2022). Additionally, basement fabrics, such as lineaments and shear zones, can affect the style and geometry of deformation in rifts (Ross et al., 2020).

In this study, we show the structural control of the internal geometry of the RPB, which was revealed by the superposition of the basin model derived from gravity anomalies constrained by seismic data and integrated with magnetic data (Figs. 5A, B, and 9B). The internal basin architecture imposed on the map of magnetic lineaments confirms that the RPB subbasins are bordered to the southeast (BFSB) and south (SSB) by steep master faults, PAF and MAF, respectively (shown in Fig. 5). In addition, minor NW–SE- and NE–SW-trending release faults affect the depth of the underlying basement surface within both subbasins, accommodating variable displacements along the strike of the master normal faults. Despite the SSB having a longer E–W axis, the analysis of magnetic lineaments (Fig. 5A), gravity modeling, and seismic data (Fig. 5B) indicates that the internal geometry of the basin is predominantly influenced by NE–SW-trending tectonic structures (in the central and northern sectors) and secondarily by E–W-trending tectonic structures (Figs. 6 to 9).

Based on gravity modeling and seismic interpretation, we detail the rift geometry of the two main RPB subbasins (BFSB and SSB). In correlation with recent studies (e.g., Marques et al., 2014; Robson et al., 2016; Shillington et al., 2018; Celestino et al., 2020; Vasconcelos et al., 2021), we observed the fault behavior at depth accommodated mainly by the largest rift displacements in the RPB (Nogueira et al., 2015; Vasconcelos et al., 2021). These displacements were reported as controlled by the preexisting lithospheric-scale zones of weakness inherited from the Precambrian shear zones trending NE–SW and E–W (Fig. 5).

Additionally, we observed that in the BFSB, along the PAF, which presents NE–SW and E–W directions, the segmentation of the depocenters is controlled by NW–SE-striking release faults. On the other hand, NE–SW-striking faults influence the segment of the depocenters of the SSB along the E–W-striking faults. For instance, the IF, SSF, and LFF control the segmentation of various depocenters along the MAF. We suggest that the MAF was probably the first to be activated during the first rift phase under the N–S-striking paleostress regime described by Nicchio et al. (2022), but the architecture of this rift was developed to its currently observed form only in the second rift phase over the NW–SE-striking paleostress regime described by Nicchio et al. (2022). This observation is unprecedented in the RPB and may help to understand why, despite having an opening traditionally described by a NW–SE

paleorift stress field (e.g., Françolin et al., 1994; Nogueira et al., 2015), the SSB is elongated in the E–W direction. A similar situation was reported in the Araripe Basin, located approximately 115 km southwest of the RPB. The Araripe Basin presents an elongated geometry in the E–W direction and several horsts and grabens striking NE–SW (Marques et al., 2014; Rosa et al., 2023).

In sedimentary basin settings, outcropping structures can be mapped and analyzed using different geological field work and remote sensing techniques, such as unmanned aerial vehicles (UAVs), light detection and ranging (LIDAR) or satellite imaging (e.g., Sénant and Popoff, 1991; Françolin et al., 1994). Buried structures, on the other hand, can only be indirectly inferred from geophysical data, such as seismic reflection and gravity/magnetic surveys (e.g., Torabi et al., 2016; Liao et al., 2020a, 2020b; Vasconcelos et al., 2021). The correlation between surface and subsurface structures is achieved by integrating different data types and constructing 3D sedimentary basin models. According to Fossen (2016), the correlation between surface and subsurface structures is critical for understanding the geometry and kinematics of sedimentary basins.

One example of the correlation between surface and subsurface structures is the study of the Niger Delta Basin in West Africa. According to Okiwelu and Ude (2012), the surface structures of the Niger Delta Basin include a series of NE–SW-trending normal faults, which have controlled the sedimentation and deposition of the deltaic sequence. These faults are also visible in seismic reflection data, which show a complex system of fault blocks and rollover anticlines. They constructed a 3D model of the Niger Delta Basin, revealing the complex interplay between faulting, sedimentation, and hydrocarbon accumulation. Another example is the study of the Permo-Triassic Sydney Basin in Australia. According to Danis et al. (2020), the surface structures of the Sydney Basin include a series of NW–SE-trending faults and folds, which have controlled the deposition and distribution of sedimentary rocks. These structures are also visible in seismic reflection data, showing fault-bound basins and horsts. By integrating surface and subsurface data, they constructed a 3D model of the Sydney Basin, revealing the complex interplay between faulting, sedimentation, and coal seam gas resources.

Likewise, we also mapped faults in the seismic data (Figs. 6C, E, 7C, E) correlated with other geophysical information, such as magnetic and gravity data (Figs. 6A, 7A, and 9B). We observed that the RPB sedimentation and structural framework are controlled by these faults. This control occurs where the segments of the PAF (F1 and F2) (Fig. 6A and C) assist in the structural control and sedimentary deposition of the largest depocenter in the BFSB. Other faults, such as F3, F4, and F5 (Fig. 6A and E), control the Santa Helena Horst, which delimits the two subbasins. Within the SSB, the F6 and F7 (Fig. 7A and C) control one of the westernmost depocenters within this subbasin. Regarding this, F8 and F9 are segments that assist in the structural control of the Caiçara Horst. F10 and F11 (Fig. 7A and E) control the beginning of the depocenter, which is delimited to the east by the SSF. F14 and F15 (Fig. 7A and E) control the easternmost depocenter within the subbasin, which delimits the set of depocenters in the SSB. These faults are associated with the MAF. However, no seismic data are available to assist with this comparison within DP12.

5.2. Evolutionary model of the RPB

The rifting in the RPB, an intracontinental rift basin in northeastern Brazil, is associated with the breakup of Pangea in the Early Cretaceous (Françolin and Szatmari, 1987; Frizon de Lamotte et al., 2015; Peace et al., 2019). Its evolutionary model is based on a series of stages (four) that were identified by combining geological mapping, geophysical surveys, and sedimentological analysis (Françolin and Szatmari, 1987; Matos, 1992; Françolin et al., 1994; Nogueira et al., 2015; Nicchio et al., 2022; Ramos et al., 2022; this study).

According to previous studies (e.g., Silva et al., 2014; Lourenço et al., 2021; Vasconcelos et al., 2021), the prerift stage of the RPB is characterized by the deposition of Early Devonian sequences composed

primarily of siltstones, conglomerates, sandstones, and shales. According to Cesero and Ponte (1997), at the beginning of the Mesozoic, the Afro-Brazilian platform emerged (Fig. 11A), with large areas dominated by continental sedimentation. At that time, Precambrian basement structures, mainly extensive E–W- to NE–SW-trending shear zones, had been capped by Devonian deposits (Fig. 11A). These structures were inactive and did not influence deposition in the Devonian since there are no records of tectonic events in this period in the Borborema Province.

Matos (1992), Françolin et al. (1994) and Nogueira et al. (2015) emphasize a complex tectonic evolution of the RPB, where the initiation of the rifting stage that occurred during the Early Cretaceous was marked by the development of a series of normal faults oriented in a NE–SW direction. These faults were responsible for forming a series of half-grabens filled with continental sediments (Lourenço et al., 2021; Vasconcelos et al., 2021; Ramos et al., 2022; Nicchio et al., 2022).

In the sedimentary basin stages, the Precambrian fabric has an important influence on RPB compartmentalization (Fig. 11), and it is

common to find reports of the reactivation of preexisting structures in the basement of extensional basins elsewhere (e.g., Holdsworth et al., 2001; Kirkpatrick et al., 2013; Phillips et al., 2019; Matos et al., 2021). Our study shows evidence of basement structures influencing the formation of the internal architecture of the RPB (Figs. 5 to 9). In fact, release faults cause multiple internal depocenters in both subbasins, controlling the basin filling process. In the SSB, magnetic lineaments showed a NE-bending trend in the southern seismic 3D block, while the seismic time slices presented fault segments that agreed with this trend and others that followed a NW–SE direction (Fig. 9B).

During the tectonic quiescence that lasted from some point in the Devonian to the middle of the Mesozoic, erosional processes reduced the sedimentary cover, partially exposing Precambrian rocks and structures. Only in the Early Cretaceous (~145 Ma) did N–S to NNE extensional movements initiate the earlier rift phase of the RPB (synrift phase I), which included brittle reactivation of E–W-trending shear zones (Nicchio et al., 2022). Continental sedimentary units of the Antenor Navarro

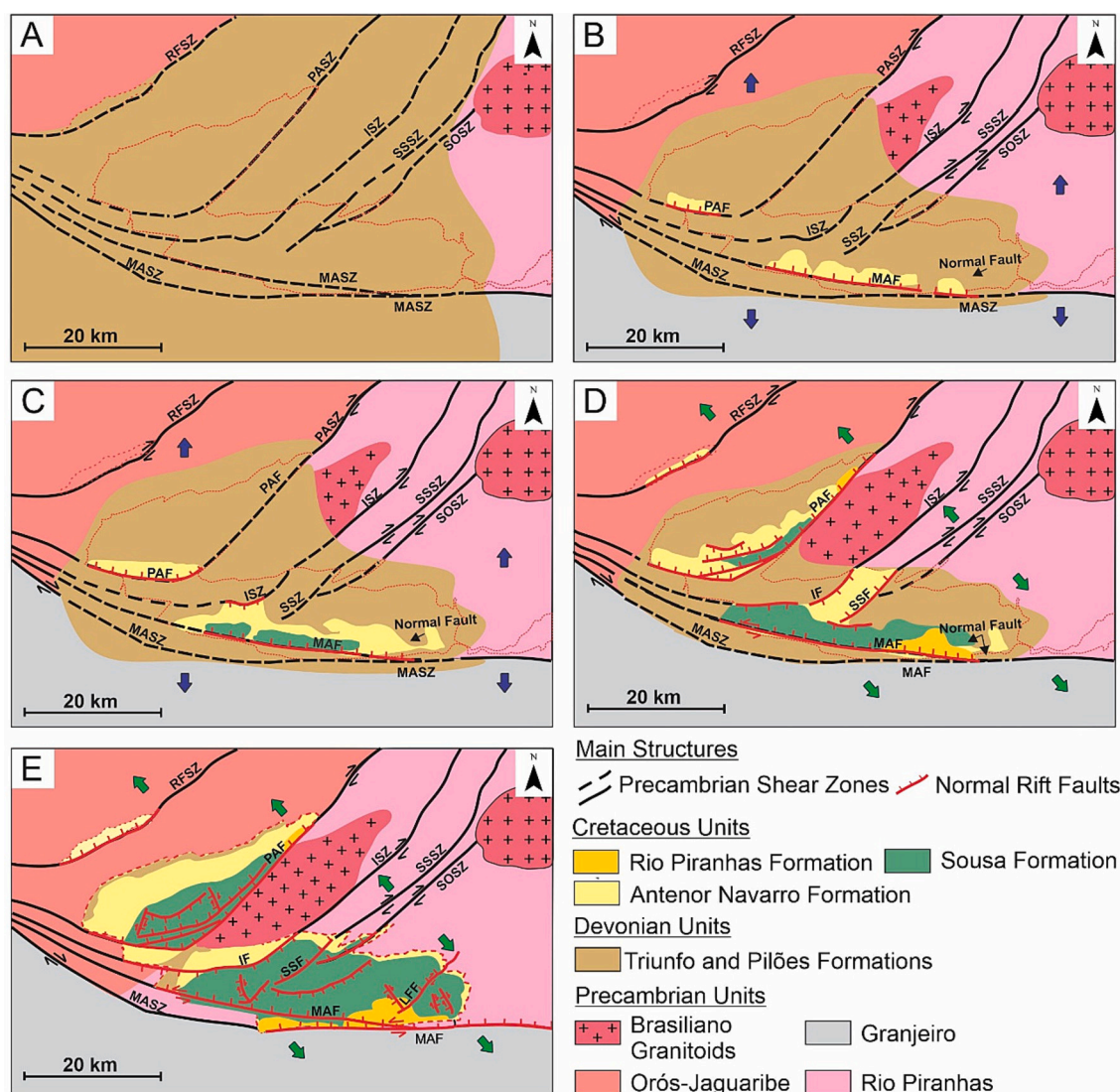


Fig. 11. Schematic tectonic evolutionary model of the RPB from the Devonian to the present based on magnetic and seismic data and 3D gravity/seismic modeling. (A) Prerift scenario showing preexisting shear zones that influenced the internal architecture of the RPB that was partially buried by Devonian sag deposition; (B) and (C) synrift phase I - the N–S— to NNE-striking extensional (blue arrows) brittle reactivated shear zones nucleating first E–W-striking fault segments (Malta – MAF and Portalegre – PAF). Continental deposition initiated to infill the growing depocenters overlapping the Devonian prerift unit, which was progressively eroded outside the basin. (D) Synrift phase II – a NW-striking extensional event (green arrows) triggered the brittle reactivation of NE-striking faults, such as the Portalegre (PAF), Itaporanga (IF) and Sítio Sagui (SSF) faults. (E) The current RPB internal architecture, where the kinematics in this area exhibited a normal shear sense, dipping to the NW, and resulting in the left-lateral transpressive reactivation of the E–W-striking Malta fault. This extension also gave rise to NE-striking faults within the basin. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

Formation started filling the grabens that nucleated in the E–W-striking segments of the two main master faults (PAF and MAF in Fig. 11B). The rift filling overlapped the Devonian prerift sequences, which are preserved at the base of the stratigraphic column of the RPB. On the other hand, the Devonian cover exposed beyond the limits of the Cretaceous deposits was eroded over time, leaving a few outcrops in the Santa Helena Horst region and at the flexural boundary of the BFSB (Fig. 11). The gravity/seismic model shows a striking segmentation of the main depocenters of both subbasins along the PAF and MAF by high-angle release faults (Fig. 5B). This suggests that the initially isolated fault segments propagated laterally along the PASZ and MASZ until they connected during further tectonic extension. The PAF and MAF expand laterally and probably vertically, which must have increased the size of the depocenters (Fig. 11C). Indeed, Araujo et al. (2018) show fault displacement profiles (displacement/length curves) from main boundary faults (PAF and MAF), which indicate that each comprises at least three hard-linked fault segments, overlapping ~18,000 m and exhibiting ~1000 m of normal displacement. As the depocenters deepened and expanded, lacustrine sediments of the Sousa Formation began to be deposited over the Antenor Navarro Formation. In addition, shear zones started to reactivate in response to a later extensional event (synrift phase II), which lasted from ~135 to 120 Ma (Nicchio et al., 2022). The stretching direction changed from NNE to NW, promoting the onset of NE–SW-striking faults, such as the IF and SSF in the northern sector of the SSB and the NE–SW fault segments of the PAF in the BFSB (Fig. 11D). Among them, the PAF opens to the NE, resulting in a migration of the depocenters to the NE direction in the BFSB (Fig. 11E). When rifting became inactive, the master faults of the two subbasins formed extensive and continuous fault systems, with the E–W- to NW–SE-trending MAF acting as a buffer for the NE–SW faults that bend southward until they were parallel to it. This continued fault activity after the cessation of rifting can be attributed to residual stresses from the prior tectonic activity and the complex interplay of various geological factors. The MAF, in particular, emerged as a significant structural element, influencing the behavior of the faults in the region.

Although we have no evidence of a crosscutting relationship between the main structures (boundary faults) in the RPB, we constrain our proposed model based on the crosscutting relationship between secondary structures (e.g., deformation bands) associated with the damage zone of the boundary faults. For instance, following the crosscutting relationship between the three deformation band systems observed in coarse sandstones of the Antenor Navarro Formation, we suggest that the E–W deformation band system is older than the NE–SW deformation band system. At the same time, both are older than the NW–SE deformation band system (Fig. 10).

According to Araujo et al. (2018), the deformation band fault zones developed in the RPB are controlled by tectonic inheritance from basement structures. Thus, we suggest that the structural relationship between different deformation band systems can be used to support our basin evolution model. In other words, tectonic models of the RPB rift phase (Françolin et al., 1994; de Castro et al., 2007; Nogueira et al., 2015; Nicchio et al., 2022; and our study) are compatible with the development of deformation band systems (Araujo et al., 2018; Nicchio et al., 2023).

Moreover, based on the gravity/seismic-derived internal basin geometry and evolutionary model, we suggest a depocenter migration within the BFSB and a probable rotation in the axis of maximum elongation of the RPB. Concerning the depocenter migration, the initial depocenter uplifted in the southernmost boundary of the BFSB with a main axis with a WNW–ESE direction associated with the reactivation of the NW–SE-striking segment of the PASZ (PAF in Fig. 11B). Subsequently, this depocenter spread out, following the E–W widening of the PAF (Fig. 11C). During synrift phase II, the NE-trending PASZ started to undergo brittle reactivation, nucleating the segment of the PAF and expanding the BFSB depocenter toward NE (Fig. 11D). In summary, there was a rotation in the axis of maximum elongation of the BFSB

depocenter, initially in the WNW–ESE direction (Fig. 11B), rotating counterclockwise to ENE–WSW (Fig. 11D) and finally in the NE–SW direction, giving rise to the complete depocenter of the BFSB (Fig. 11E).

In this context of depocenter migration, Phillips et al. (2019) investigated the development of the northern North Sea rift during two separate rift phases: the late Permian–Early Triassic (RP1) and the Late Jurassic–Early Cretaceous (RP2). As the rift entered its later stages and following RP2, tectonic activity shifted toward the NE–SW-trending Marulk and Magnus basins and the Sogn Graben, with limited fault activity observed elsewhere. Additionally, faults across the Northern Horda Platform that were inactive during RP2 became active during the late-syn-to-post-RP2 period. These faults were reactivated diachronously from west to east, with those in the west, toward the Oseberg Fault Block, potentially active in the Late Jurassic. As a result, rift activity in the northern North Sea decreased during this time. Extension in the proto-North Atlantic to the north increased, causing rift activity to migrate northward and increasing fault activity in the northern North Sea rift (Kristoffersen, 1978; Françolin et al., 1994; Roberts et al., 1999). In structural heterogeneities and prior rift phases influence regional rift physiography and kinematics, controlling the segmentation of depocenters, as well as the locations, styles, and magnitude of fault activity and reactivation during subsequent events (i.e., Roberts et al., 1999; Coward et al., 2003; Naliboff and Buitier, 2015). This is the case for the RPB, in which Precambrian inheritance controlled different rift phases in the development of the internal basin geometry and sedimentary filling.

6. Conclusions

We constrain the internal architecture of the RPB using airborne magnetic, gravity, seismic reflection and field data. The resulting 3D geometric model provides a novel and detailed image of the half-grabens and depocenters, which are strongly controlled by faults inherited from the Precambrian structural fabric. First, preexisting crustal weaknesses in the Precambrian basement influenced the internal geometry of the RPB. This basin was formed at the intersection of three Precambrian geological domains that were highly deformed by shear zones and intruded by Neoproterozoic granitic rocks.

The initial opening stage of the RPB during the Berriasian was marked by synrift phase I, which was controlled by NNE–SSW-striking extension. In the SSB, this phase resulted in the initial brittle deformation on the normal MAF, striking E–W and dipping to the north. In the BFSB, this phase developed under brittle deformation on the normal PAF dipping to the north and started in the E–W-striking segment of this fault. Then, the paleostresses of the rifting process changed to NW–SE and started the development of NE–SW-striking faults. In this phase, the IF, SSF, and LFF controlled the segmentation of several depocenters associated with the MAF in SSB. Concomitantly, in the BFSB, the main depocenter migrated to the NE in response to developing the NE–SW-striking segment of the PAF.

Comparing the internal basin architecture derived from geophysical data and previous structural fieldwork, it can be deduced that there was a migration of the depocenter within the BFSB, possibly accompanied by a rotation in the axis of maximum elongation of the basin. This rotation caused a shift in the direction of the maximum elongation of the depocenter, which initially had a WNW–ESE orientation rotated counterclockwise to ENE–WSW and eventually settled in the NE–SW direction, thus completing the formation of the BFSB depocenter.

This multidisciplinary approach, derived from the results, opens up new avenues of research to enhance our understanding of the tectonic evolution of intraplate basins in northeastern Brazil. It also extends to marginal basins located in the Brazilian Equatorial Margin. The study, which explores how tectonic processes influence the geological evolution of these basins, can provide insights into the evolution of other intraplate and marginal basins in northeastern Brazil that were also influenced by the breakup of plate tectonics. For future studies, it would

be interesting to use numerical modeling to simulate the geodynamic processes that control depocenter migration and the axis of rotation. This can provide a better understanding of the physical processes that govern these phenomena and can be used to test different hypotheses and scenarios.

CRediT authorship contribution statement

G.V. Ramos: Writing – review & editing, Writing – original draft, Visualization, Validation, Software, Methodology, Investigation, Data curation, Conceptualization. **D.L. de Castro:** Writing – review & editing, Writing – original draft, Visualization, Validation, Supervision, Software, Methodology, Investigation, Formal analysis, Data curation, Conceptualization. **D.L. Vasconcelos:** Writing – review & editing, Writing – original draft, Visualization, Validation, Methodology, Investigation, Formal analysis, Data curation, Conceptualization. **F.C.C. Nogueira:** Writing – review & editing, Writing – original draft, Validation, Supervision, Resources, Project administration, Funding acquisition, Formal analysis, Conceptualization. **F.H.R. Bezerra:** Writing – review & editing, Validation, Supervision, Resources, Methodology, Investigation, Formal analysis, Conceptualization. **M.A. Nicchio:** Writing – review & editing, Writing – original draft, Validation, Investigation, Data curation.

Declaration of Competing Interest

The authors declare that they have no known competing financial interests or personal relationships that could have appeared to influence the work reported in this paper.

Data availability

Data will be made available on request.

Acknowledgments

We are grateful to both anonymous reviewers and the Associate Editor Dr. Haziq Behzad Yasin for their thorough and constructive comments, which greatly helped in improving this paper. We thank the Brazilian Geological Survey (SGB) for providing the aeromagnetic data. GVR thanks the Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) for her PhD scholarship. We are grateful to Schlumberger for providing Petrel software licenses to the Federal University of Campina Grande (UFCG). We thank the DEBRIP Project (Process 2017/00767-0 SAP 4600579230), funded by Petrobras in cooperation with the Federal University of Campina Grande (UFCG) and coordinated by Francisco CC Nogueira (UFCG). We acknowledge the Brazilian Agency of Petroleum, Natural Gas and Biofuels (ANP) for providing seismic reflection and well-log data through protocol number 9934 (Shipping Bulletin 11446) of October 02, 2019. DLC and FHRB thank Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) for their PQ grants.

References

Albuquerque, J.P.T., 1970. Inventário hidrogeológico básico do Nordeste, Folha 15 Jaguaribe CE. Divisão de Documentação – SUDENE, Recife. Série Hidrogeológica, 32 pp.

Allen, P.A., Allen, J.R., 2013. *Basin Analysis: Principles and Application to Petroleum Play Assessment*. John Wiley and Sons. ISBN: 978-0-470-67377-5.

Almeida, F.F.M., Brito Neves, B.B., Carneiro, C.D.R., 2000. The origin and evolution of the South American Platform. *Earth-Sci. Rev.* 50 (1–2), 77–111.

Arai, M., 2006. Revisão estratigráfica do Cretáceo inferior das bacias interiores do Nordeste do Brasil. *Geociências* 25 (1), 7–15.

Araujo, R.E.B., Bezerra, F.H.R., Nogueira, F.C.C., Balsamo, F., Carvalho, B.R.B.M., Souza, J.A.B., 2018. Basement control on fault formation and deformation band damage zone evolution in the Rio do Peixe Basin, Brazil. *Tectonophysics* 745, 117–131. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.08.011>.

Basir, H.M., Javaherian, A., Yarak, M.T., 2013. Multiattribute ant-tracking and neural network for fault detection: a case study of an Iranian oilfield. *J. Geophys. Eng.* 10, 015009. <https://doi.org/10.1088/1742-2132/10/1/015009>.

Bell, R.E., Jackson, C.A.L., Whipp, P.S., 2013. Basement controls on rift linkage: examples from the East African Rift System. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 369 (1), 31–49. <https://doi.org/10.1144/SP369.3>.

Bladon, A.J., Clarke, S.M., Burley, S.D., 2015. Complex rift geometries resulting from inheritance of preexisting structures: insights and regional implications from the Barmer Basin rift. *J. Struct. Geol.* 71, 136–154. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2014.09.017>.

Blakely, R.J., 1995. *Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications*. Cambridge University Press, Cambridge, p. 441. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511549816>.

Brasil, 2010. Relatório final do levantamento e processamento dos dados magnetométricos e gamaespectrométricos. Paraíba – Rio Grande do Norte - Pernambuco – Paraíba. Available on. <https://rigeo.cprm.gov.br/xmliui/handle/doc/10832>.

Brito Neves, B.B., Santos, E.J., Van Schmus, W.R., 2000. Tectonic history of the Borborema Province, Northeast Brazil. U. G. In: Cordani, A. Thomaz Filho, Campos, D.A. (Eds.), *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, 31STIGC, pp. 151–182.

Carvalho, I.S., Mendes, J.C., Costa, T., 2013. The role of fracturing and mineralogical alteration of basement gneiss in the oil exudation in the Sousa Basin (Lower Cretaceous), Northeastern Brazil. *J. S. Am. Earth Sci.* 47, 47–54. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2013.06.001>.

Celestino, M.A.L., Miranda, T.S.D., Mariano, G., Alencar, M.D.L., Carvalho, B.R.B.M.D., Falcão, T.D.C., 2020. Fault damage zones width: Implications for the tectonic evolution of the northern border of the Araripe Basin, Brazil, NE Brazil. *J. Struct. Geol.* 138 (June) <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2020.104116>.

Cesero, P., Ponte, F.C., 1997. Análise comparativa da paleogeologia dos litorais atlânticos brasileiro e africano. *Boletim de Geociências, Petrobras* 11 (1/2), 118.

Coward, M.P., Dewey, J.F., Hempton, M., Holroyd, J., 2003. Tectonic evolution. In: Evans, D., Graham, C., Armour, A., Bathurst, P. (Eds.), *The Millennium Atlas: Petroleum Geology of the Central and Northern North Sea*. Geological Society of London, London, pp. 17–33. <https://doi.org/10.1017/S0016756803218124>.

Daly, M.C., Chorowicz, J., Fairhead, J.D., 1989. Rift basin evolution in Africa: The influence of reactivated steep basement shear zones. In: Cooper, M.A., Williams, C.D. (Eds.), *Inversion Tectonics* 44. Geological Society, London, Special Publications, pp. 309–334. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.044.01.17>.

Danis, C., Armit, R., O'Neill, C., Hillis, R., 2020. Constraining the geometry of Permo-Triassic extension in the Sydney Basin, eastern Australia: insights from a 3D geological model. *Basin Res.* 32 (4), 757–777.

de Castro, D.L., De Oliveira, D.C., Branco, Gomes Castelo, R. M., 2007. On the tectonics of the Neocomian Rio do Peixe Rift Basin, NE Brazil: lessons from gravity, magnetics, and radiometric data. *J. S. Am. Earth Sci.* 24 (2–4), 184–202. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2007.04.001>.

de Castro, D.L., Bezerra, F.H.R., Castelo Branco, R.M.G., 2008. Geophysical evidence of crustal-heterogeneity control of fault growth in the Neocomian Iguatu basin, NE Brazil. *J. S. Am. Earth Sci.* 26, 271–285. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2008.07.002>.

Fichler, C., Odinsen, T., Rueslåtten, H., Olesen, O., Vindstad, J.E., Wienecke, S., 2011. Crustal inhomogeneities in the Northern North Sea from potential field modeling: inherited structure and serpentinites? *Tectonophysics* 510, 172–185. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.06.026>.

Fossen, H., 2016. *Structural Geology, Second edition*. Cambridge University Press, Cambridge.

Françolin, J.B.L., Szatmari, P., 1987. Mecanismo de rifteamento da porção oriental da margem norte brasileira. *Revista Brasileira de Geociências* 17, 196–207.

Françolin, J.B.L., Cobbold, P.R., Szatmari, P., 1994. Faulting in the early Cretaceous Rio do Peixe basin (NE Brazil) and its significance for the opening of the Atlantic. *J. Struct. Geol.* 16, 647–661. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(94\)90116-3](https://doi.org/10.1016/0191-8141(94)90116-3).

Frizon de Lamotte, D., Fourdan, B., Leleu, S., Leparmentier, F., De Clarens, P., 2015. Style of rifting and the stages of Pangea breakup. *Tectonics* 34, 1009–1029. <https://doi.org/10.1002/2014TC003760>.

Gawthorpe, R.L., Sharp, I.R., 1989. The role of basement reactivation in the structural evolution of the Mesozoic rift basins of England and Scotland. *J. Struct. Geol.* 11 (3), 331–341. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(89\)90053-4](https://doi.org/10.1016/0191-8141(89)90053-4).

Hama Rashid, D.N., Rashid, T.A., Mirjalili, S., 2021. ANA: ant nesting algorithm for optimizing real-world problems. *Mathematics* 9, 3111. <https://doi.org/10.3390/math9233111>.

Holdsworth, R.E., Hand, M., Miller, J.A., Buick, I.S., 2001. Continental reactivation and reworking: an introduction. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 184, 1–12. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2001.184.01.01>.

Jachens, R.C., Moring, B.C., 1990. Maps of thickness of Cenozoic deposits and the isostatic residual gravity over basement for Nevada. In: US Geological Survey Open-File Report 90-404, scale 1:1,000,000. <https://doi.org/10.3133/ofr90404>.

Kirkpatrick, J.D., Bezerra, F.H.R., Shipton, Z.K., do Nascimento, A.F., Pytharouli, S.I., Lunn, R.J., Soden, A.M., 2013. Scale-dependent influence of preexisting basement shear zones on rift faulting: a case study from NE Brazil. *J. Geol. Soc. Lond.* 170, 237–247. <https://doi.org/10.1144/jgs2012-043>.

Kolawole, F., Carpenter, B.M., Simpson-Turko, M., 2020. Basement-controlled deformation of sedimentary sequences, Anadarko Shelf, Oklahoma. *Basin Res.* 32, 1365–1387. <https://doi.org/10.1111/bre.12433>.

Kristoffersen, Y., 1978. Sea-floor spreading and the early opening of the North Atlantic. *Earth Planet. Sci. Lett.* 38 (2), 273–290. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(78\)90101-2](https://doi.org/10.1016/0012-821X(78)90101-2).

- Leeder, M.R., Gawthorpe, R.L., 1987. Sedimentary models for extensional tilt-block/halfgraben basins. In: Coward, M.P., Dewey, J.F., Hancock, P.L. (Eds.), *Continental Extensional Tectonics*. Geological Society of London Special Publication No. 28, pp. 139–152. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1987.028.01.11>.
- Liao, Z., Chen, W., Chen, X., Zhou, Y., Hao, F., 2020a. Multiscale fracture and damage zone characterization in a tight sandstone reservoir, Sichuan Basin, China. *Interpretation* 8, 1–11. <https://doi.org/10.1190/INT-2019-0107.1>.
- Liao, Z., Hu, L., Huang, X., Carpenter, B.M., Marfurt, K.J., Vasileva, S., Zhou, Y., 2020b. Characterizing damage zones of normal faults using seismic variance in the Wangxuzhuang oilfield, China. *Interpretation* 8, 1–8. <https://doi.org/10.1190/INT-2020-0004.1>.
- Lima, M.R., Coelho, M.P.C.A., 1987. Estudo paleontológico da sondagem estatística de Lagoa do Forno, bacia do Rio do Peixe, cretáceo do nordeste do Brasil. *Boletim IG-USP. Série Científica* 18, 67–83. <https://doi.org/10.11606/issn.2316-8986>.
- Lourenço, M.C.M., Jardim de Sá, E.F., Córdoba, V.C., Pichel, L.M., 2021. Multi-scale tectono-stratigraphic analysis of pre- and syn-rift sequences in the Rio do Peixe Basin, NE Brazil. *Mar. Pet. Geol.* 130, 105–127. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2021.105127>.
- Marques, F.O., Nogueira, F.C.C., Bezerra, F.H.R., de Castro, D.L., 2014. The Araripe Basin in NE Brazil: an intracontinental graben inverted to a high-standing horst. *Tectonophysics* 630, 251–264. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.05.029>.
- Matos, R.M.D., 1992. The northeastern Brazilian rift system. *Tectonics* 11, 766–791. <https://doi.org/10.1029/91TC03092>.
- Matos, R.M., Krueger, A., Norton, I., Casey, K., 2021. The fundamental role of the Borborema and Benin-Nigeria provinces of NE Brazil and NW Africa during the development of the South Atlantic Cretaceous Rift System. *Mar. Petrol. Geol.* 127, 104872.
- Medeiros, V.C., Amaral, C.A., Rocha, D.E.G.A., Santos, R.B., 2005. Programa Geologia do Brasil - PGB. Sousa. Folha SB.24-Z-A. Estados da Paraíba, Rio Grande do Norte e Ceará. Mapa Geológico. Recife: CPRM, 2005, 1 mapa, color., 66cm x108cm. Escala 1:250.000. Geologia e Recursos Minerais da Folha Sousa - SB.24-Z-A Escala 1:250.000: Nota explicativa. Sistema de Informações Geográficas - SIG. Brasília: CPRM - Serviço Geológico do Brasil. 1 CD ROM 1 mapa geológico. Programa de Geologia do Brasil - PGB. Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, p. 325.
- Miller, H.G., Singh, V., 1994. Potential field tilt—a new concept for location of potential field sources. *J. Appl. Geophys.* 32, 213–217. [https://doi.org/10.1016/0926-9851\(94\)90022-1](https://doi.org/10.1016/0926-9851(94)90022-1).
- Morley, C.K., Haranya, C., Phoosongsee, W., Pongwapee, S., Kornasawan, A., Wonganan, N., 2004. Activation of rift oblique and rift parallel preexisting fabrics during extension and their effect on deformation style: examples from the rifts of Thailand. *J. Struct. Geol.* 26 (10), 1803–1829. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2004.07.001>.
- Naliboff, J., Buitert, S.J., 2015. Rift reactivation and migration during multiphase extension. *Earth Planet. Sci. Lett.* 421, 58–67. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.03.050>.
- Nicchio, M.A., Balsamo, F., Cifelli, F., Nogueira, F.C.C., Aldega, L., Bezerra, F.H.R., 2022. An integrated structural and magnetic fabric study to constrain the progressive extensional tectonics of the Rio do Peixe Basin, Brazil. *Tectonics* 41. <https://doi.org/10.1029/2022TC007244>.
- Nicchio, M.A., Balsamo, F., Nogueira, F.C.C., Aldega, L., Pontes, C.C.C., Bezerra, F.H., Souza, J.A.B., 2023. The effect of fault-induced compaction on petrophysical properties of deformation bands in poorly lithified sandstones. *J. Struct. Geol.* 166, 104758. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2022.104758>.
- Nicolas, A., Achauer, U., Daignieres, M., 1994. Rift initiation by lithospheric rupture. *Earth Planet. Sci. Lett.* 123 (1–4), 281–298. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(94\)90274-7](https://doi.org/10.1016/0012-821X(94)90274-7).
- Noda, A., 2013. Strike-Slip Basin – Its Configuration and Sedimentary Facies. InTech. <https://doi.org/10.5772/56593>.
- Nogueira, F.C.C., Marques, F.O., Bezerra, F.H.R., de Castro, D.L., Ando Fuck, R.A., 2015. Cretaceous intracontinental rifting and post-rift inversion in NE Brazil: insights from the Rio do Peixe Basin. *Tectonophysics* 644–645, 92–107. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.12.016>.
- Nogueira, F.C.C., Nicchio, M.A., Balsamo, F., Souza, J.A.B., Silva, I.V.L., Bezerra, F.H.R., Vasconcelos, D.L., Carvalho, B.R.B.M., 2021. The influence of the cataclastic matrix on the petrophysical properties of deformation bands in arkosic sandstones. *Mar. Petrol. Geol.* 124, 104825.
- Okiwelu, A.A., Ude, I.A., 2012. 3D Modelling and Basement Tectonics of the Niger Delta Basin from Aeromagnetic Data. <https://doi.org/10.5772/48158>.
- Oliveira, L.S., Alaei, B., Torabi, A., Oliveira, K.N., Vasconcelos, D.L., Bezerra, F.H.R., Nogueira, F.C.C., 2023a. Automatic 3D fault detection and characterization — a comparison between seismic attribute methods and deep learning. *Interpretation* 11 (4), 1–16. <https://doi.org/10.1190/INT-2023-0016.1>.
- Oliveira, R.G., Medeiros, W.E., Domingos, N.R.R., Rodrigues, M.A.C., 2023b. A review of the geophysical knowledge of the Borborema Province, NE-Brazil, and tectonic implications. *J. S. Am. Earth Sci.* 126, 104360. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2023.104360>.
- Osagiede, E.E., Rotevatn, A., Gawthorpe, R., Kristensen, T.B., Jackson, C.A.L., Marsh, N., 2020. Pre-existing intra-basement shear zones influence growth and geometry of non-colinear normal faults, western Utsira High–Heimdal Terrace, North Sea. *J. Struct. Geol.* 130, 103908.
- Peace, A.L., McCaffrey, K., Imber, J., van Hunen, J., Hobbs, R., Wilson, R., 2018. The role of preexisting structures during rifting, continental breakup and transform system development, offshore West Greenland. *Basin Res.* 30, 373–394. <https://doi.org/10.1111/bre.12257>.
- Peace, A.L., Phethean, J.J.J., Franke, D., Foulger, G.R., Schiffer, C., Welford, J.K., McHone, G., Rocchi, S., Schnabel, M., Doré, A.G., 2019. A review of Pangaea dispersal and Large Igneous Provinces – in search of a causative mechanism. *Earth Sci. Rev.* 206, 102902. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.102902>.
- Phillips, T.B., Jackson, C.A.L., Bell, R.E., Duffy, O.B., Fossen, H., 2016. Reactivation of intrabasement structures during rifting: a case study from offshore southern Norway. *J. Struct. Geol.* 91, 54–73. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2016.08.008>.
- Phillips, T.B., Fazlikhani, H., Gawthorpe, R.L., Fossen, H., Jackson, C.A.L., Bell, R.E., Faleide, J.I., Rotevatn, A., 2019. The influence of structural inheritance and multiphase extension on rift development, the northern North Sea. *Tectonics* 38, 4099–4126. <https://doi.org/10.1029/2019TC005756>.
- Phillips, T.B., Naliboff, J.B., McCaffrey, K.J.W., Pan, S., van Hunen, J., Frommchen, M., 2023. The influence of crustal strength on rift geometry and development – insights from 3D numerical modelling. *Solid Earth* 14, 369–388. <https://doi.org/10.5194/se-14-369-2023>.
- Ponte, F.C., Arai, M., Dino, R., Silva-Telles Júnior, A.C., 1991. Geologia das bacias sedimentares do Rio do Peixe, nos estados da Paraíba e Ceará. Coords. In: Ponte, F.C., Hashimoto, A.T., Dino, R. (Eds.), *Geologia das bacias sedimentares mesozóicas do interior do Nordeste do Brasil*. PETROBRAS/CENPES/DIVEX/SEBIPE, Rio de Janeiro, pp. 158–183.
- Ramakrishnan, T.S., Mukerji, T., 2016. Automated detection and analysis of faults using ant tracking on 3D seismic data. *Interpretation* 4 (4), T599–T611.
- Ramos, G.V., de Castro, D.L., Bezerra, F.H.R., Ferreira, J.M., do Nascimento, A.F., de Oliveira, P.H.S., Nogueira, F.C.C., 2021. Seismicity in the equatorial margin of Brazil reactivates the Precambrian basement fabric. *J. S. Am. Earth Sci.* 106, 103084. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.103084>.
- Ramos, G.V., Vasconcelos, D.L., Marques, F.O., de Castro, D.L., Nogueira, F.C.C., Bezerra, F.H., Medeiros, V.C., 2022. Relations between inherited basement fabric and fault nucleation in a continental setting: the Rio do Peixe basin, NE Brazil. *Mar. Pet. Geol.* 139, 105635. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2022.105635>.
- Randen, T.S., Pedersen, I., Sonneland, L., 2001. Automatic Extraction of Fault Surfaces from Three-Dimensional Seismic Data: 71st Annual International Meeting, SEG, Expanded Abstracts, pp. 511–554. <https://doi.org/10.1190/1.1816675>.
- Rapozo, B.F., Córdoba, V.C., Antunes, A.F., 2021. Tectono-stratigraphic evolution of a cretaceous intracontinental rift: example from Rio do Peixe basin, North-Eastern Brazil. *Mar. Pet. Geol.* 126, 104899. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2021.104899>.
- Reid, A.B., Allsop, J.M., Granser, H., Millite, A.J., Somerton, I.W., 1990. Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution. *Geophysics* 55, 80–91.
- Roberts, D.G., Thompson, M., Mitchener, B., Hossack, J., Carmichael, S., Björnseth, H. M., 1999. Paleozoic to Tertiary rift and basin dynamics: mid-Norway to the Bay of Biscay – a new context for hydrocarbon prospectivity in the deep water frontier. *Geol. Soc. Lond. Petrol. Geol. Conf. Ser.* 5 (1), 7–40. <https://doi.org/10.1144/0050007>.
- Roberts, G.P., Jordan, C.J., Knipe, R.J., Orme, D.A., Whitham, A.G., 2017. Structural controls on the development of rift-related accommodation in the East African Rift System. *Basin Res.* 29 (1), 2–19. <https://doi.org/10.1111/bre.12149>.
- Robson, A.G., King, R.C., Holford, S.P., 2016. 3D seismic analysis of gravity-driven and basement influenced normal fault growth in the deepwater Otway Basin, Australia. *J. Struct. Geol.* 100, 132–148. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2017.05.006>.
- Rosa, M.C., Morales, N., Assine, M.L., 2023. Transtensional tectonics during the Gondwana breakup in northeastern Brazil: Early Cretaceous paleostress inversion in the Araripe Basin. *Tectonophysics* 846, 229666. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2022.229666>.
- Ross, K., Jackson, C.A.L., Duffy, O.B., Gawthorpe, R.L., 2020. Structural controls on rift faulting and basin segmentation: a case study from the East African Rift System. *Basin Res.* 32 (2), 252–272. <https://doi.org/10.1111/bre.12426>.
- Salem, A., Williams, S., Fairhead, D., Smith, R., Ravat, D., 2008. Interpretation of magnetic data using tilt-angle derivatives. *Geophysics* 73 (1), L1–L10.
- Salomon, E., Koehn, D., Passchier, C., Hackspacher, P.C., Glasmacher, U.A., 2015. Contrasting stress fields on correlating margins of the South Atlantic. *Gondwana Res.* 28, 1152–1167. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2014.09.006>.
- Sénant, J., Popoff, M., 1991. Early Cretaceous extension in Northeast Brazil related to the South Atlantic opening. *Tectonophysics* 198 (1), 35–46. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(91\)90129-G](https://doi.org/10.1016/0040-1951(91)90129-G).
- Shillington, D.J., Scholz, C.A., Chindandali, P.R.N., Gaherty, J.B., Accardo, N.J., Onyango, E., Ebinger, C.J., Nyblade, A.A., 2018. Controls on Rift Faulting in the North Basin of the Malawi (Nyasa) Rift, East Africa. *Tectonics* 37 (6), 1818–1835. <https://doi.org/10.1029/2018TC004967>.
- Silva, J.G.F., Córdoba, V.C., Caldas, L.H.O., 2014. Proposta de novas unidades litoestratigráficas para o Devoniano da Bacia do Rio do Peixe, Nordeste do Brasil. *Braz. J. Genet.* 44, 561–578. <https://doi.org/10.5327/Z23174889201400040004>.
- Sousa, A.D.J.E., Carvalho, I.D.S., Ferreira, E.P., 2018. Western Gondwana non-marine ostracods from Early Cretaceous low-latitude ephemeral lake, Northeastern Brazil. *J. S. Am. Earth Sci.* 86 (June), 23–37. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.06.001>.
- Strugale, M., Schmitt, R.S., Cartwright, J., 2021. Basement geology and its controls on the nucleation and growth of rift faults in the northern Campos Basin, offshore Brazil. *Basin Res.* 33, 1906–1933. <https://doi.org/10.1111/bre.12540>.
- Szatmari, P., Françolin, J.B.L., Zanotto, O., Wolff, S., 1987. Evolução Tectônica Da Margem equatorial Brasileira. *Revista Brasileira de Geociências* 17 (2), 180–188. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.1987180188>.
- Torabi, A., Alaei, B., Kolyukhin, D., 2016. Analysis of fault scaling relations using fault seismic attributes. *Geophys. Prospect.* 65, 581–595. <https://doi.org/10.1111/1365-2478.12440>.
- Turner, J.P., Williams, G.A., 2004. Sedimentary basin inversion and intra-plate shortening. *Earth Sci. Rev.* 65, 277–304. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2003.10.002>.

- Vasconcelos, D.L., Bezerra, F.H.R., Medeiros, W.E., de Castro, D.L., Clausen, O.R., Vital, H., Oliveira, R.G., 2019. Basement fabric controls rift nucleation and postrift basin inversion in the continental margin of NE Brazil. *Tectonophysics* 751, 23–40. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.12.019>.
- Vasconcelos, D., Marques, F.O., Nogueira, F.C.C., Perez, Y.A.R., Bezerra, F.H.R., Stohler, R.C., Souza, J.A.B., 2021. Tectonic inversion assessed by integration of geological and geophysical data: the intracontinental Rio do Peixe Basin, NE Brazil. *Basin Res.* 33, 705–728. <https://doi.org/10.1111/bre.12491>.
- Verduzco, B., Fairhead, J.D., Green, M.C., 2004. New insights into magnetic derivatives for structural mapping. *The Leading Edge*, p. 116–119.
- Wang, J., Li, X., Liu, H., Deng, X., Wanyan, R., 2017. Depocenter migration of the Ordos Basin in the late Triassic and its controls on shale distribution. *Interpretation* 5, SF81-SF98. <https://doi.org/10.1190/INT-2016-0101.1>.
- Yandjimain, J., Ndougsa-Mbarga, T., Meying, A., Bikoro Bi-Alou, M., Ngoumou, P., Assembe, S., Ngoh, J., Owono-Amougou, O., 2017. Combination of tilt-angle and euler deconvolution approaches to determine structural features from aeromagnetic data modeling over Akonolinga-Loum Area (Centre-East, Cameroon). *Int. J. Geosci.* 8, 925–947. <https://doi.org/10.4236/ijg.2017.87053>.
- Ye, Q., Mei, L., Shi, H., Du, J., Deng, P., Shu, Y., Camanni, G., 2020. The influence of preexisting basement faults on the cenozoic structure and evolution of the proximal domain, northern South China Sea rifted margin. *Tectonics* 39. <https://doi.org/10.1029/2019TC005845> e2019TC005845.
- Younes, A.I., McClay, K., 2002. Development of accommodation zones in the gulf of Suez-Red Sea Rift, Egypt. *AAPG (Am. Assoc. Pet. Geol.) Bull.* 86, 1003–1026. <https://doi.org/10.1306/61eedc10-173e-11d7-8645000102c1865d>.
- Ziegler, P.A., Cloetingh, S., van Wess, J.D., 1995. Dynamics of Intra-Plate Compressional Deformation: The Alpine Foreland and Other.

Capítulo 7

Síntese Geológica dos artigos submetidos

7. SÍNTESE GEOLÓGICA DOS ARTIGOS SUBMETIDOS

Os estudos desenvolvidos ao longo do doutorado revelaram que, na Bacia Rio do Peixe (BRP), os limites entre unidades geológicas heterogêneas marcadas por zonas de cisalhamento podem ser considerados como locais prováveis para a iniciação ou reativação de falhas. Por exemplo, as principais falhas, Portalegre (FPA) e Malta (FMA), revelaram-se reativações frágeis das zonas de cisalhamento de Portalegre (ZCPA) e Malta (ZCMA), que delimitam as principais unidades tectonometamórficas no embasamento (Domínios Rio Piranhas, Grajeiro e Orós-Jaguaribe).

As novas zonas de cisalhamento dúcteis menores identificadas dentro dos domínios do embasamento também parecem ter desempenhado um papel como zonas de fraqueza, sendo reativadas durante a fase de rifte. Um exemplo é a Zona de Cisalhamento Sítio Sagui (ZCSS), onde a Falha Sítio Sagui (FSS) se originou, exercendo controle sobre o desenvolvimento de um pequeno gráben dentro da BRP, mais precisamente na Sub-bacia Sousa (SBS).

A possível influência da alta pressão de fluidos como mecanismo secundário de reativação de falhas na BRP é discutida. Por exemplo, Maciel (2020) propôs dois estágios para a reativação de falhas de rifte, incluindo a reativação frágil de zonas miloníticas dúcteis e a reativação associada à circulação de fluidos ricos em sílica.

A análise dos dados geofísicos indicou que a anomalia magnética e as falhas de rifte são paralelas, próximas à superfície, inclinando-se cerca de 60°, de forma oblíqua em relação à foliação milonítica medida. A relação oblíqua entre a foliação milonítica e a falha frágil sugere que a foliação milonítica não atuou como a fraqueza responsável pela reativação frágil, mas sim como um contraste mecânico representado pelos limites das zonas de cisalhamento dúcteis que separam diferentes unidades tectonometamórficas.

Com base nas anomalias filtradas e nos dados sísmicos 2-D e 3-D, concluiu-se que, abaixo de uma certa profundidade (> 2,5 km), as falhas normais e as zonas de cisalhamento dúcteis se afastam, sendo as falhas curvas (geometria lítrica, menos inclinadas) e as zonas de cisalhamento dúcteis com deslocamento lateral sendo planas. Isso sugere que as zonas de cisalhamento nos limites entre terrenos com contrastes mecânicos ofereceram a fraqueza necessária para controlar a localização das falhas nas bordas da bacia e, em parte, contribuíram para a evolução da arquitetura do rifte.

No contexto da evolução da arquitetura do rifte, observaram-se pequenas falhas de alívio orientadas de NW-SE e NE-SW, afetando a profundidade da superfície do embasamento subjacente em ambas as sub-bacias. Isso resultou na acomodação de

deslocamentos variáveis ao longo da direção das falhas normais mestras. Apesar da SBS ter um eixo E-W mais longo, análises de lineamentos magnéticos, modelagem gravimétrica e dados sísmicos indicam que a geometria interna da bacia é predominantemente influenciada por estruturas tectônicas orientadas NE-SW (nos setores central e norte), seguidas por aquelas orientadas E-W.

A interpretação estrutural interna da BRP, conforme o modelo sísmico-gravimétrico 3D e o modelo de evolução, sugere uma migração do depocentro dentro da Sub-bacia Brejo das Freiras (SBBF), acompanhada por uma provável rotação no eixo de máxima alongação da BRP. Durante a fase sin-rifte II, a ZCPA orientada NE iniciou uma reativação frágil, nucleando o segmento da FPA e expandindo o depocentro da SBBF em direção ao NE. Em resumo, houve uma rotação no eixo de máxima alongação do depocentro da SBBF, inicialmente com direção WNW–ESSE, girando no sentido anti-horário para ENE–WSW e, finalmente, para a direção NE–SW, originando o depocentro completo da SBBF.

Para preencher as lacunas identificadas, recomenda-se uma abordagem abrangente para descrever as zonas de dano associadas às novas zonas de cisalhamento identificadas em futuros estudos. Além disso, incentiva-se a aplicação de modelagem numérica avançada para simular os processos geodinâmicos subjacentes, visando compreender em detalhes a migração dos depocentros e o eixo de rotação. A utilização de simulações numéricas permitirá uma análise mais aprofundada dos fatores que influenciam a nucleação de falhas e proporcionará informações valiosas sobre a evolução tectônica da BRP. Em particular, destaca-se a necessidade de um estudo mais detalhado sobre a interação entre os segmentos da FPA, que compreendem reativações frágeis herdadas da ZCPA. Sugerimos que investigações futuras se concentrem em detalhar essa interação, elucidando os mecanismos específicos que governam esses processos, contribuindo assim para um entendimento mais abrangente da evolução geodinâmica da região.

Capítulo 8

Considerações Finais

8. CONSIDERAÇÕES FINAIS

A integração dos dados geofísicos (aeromagnéticos, gravimétricos e sísmicos 2D e 3D) e geológicos possibilitou as análises estrutural e estratigráfica da bacia sedimentar e permitiu a compreensão da história evolutiva das estruturas que compartimentalizaram a arquitetura interna das sub-bacias da BRP. Na etapa de processamento dos dados geofísicos, a aplicação de filtros espectrais, técnicas de realce de anomalias e atributos sísmicos, que proporcionassem a visualização otimizada de feições estruturais e estratigráficas, gerou resultados satisfatórios para a interpretação.

Várias evidências indicam que a herança tectônica do embasamento pré-cambriano desempenhou um papel fundamental durante a formação e evolução geológica-estrutural da BRP:

1. O arcabouço estrutural da BRP demonstra de forma notável como a fragmentação do supercontinente Gondwana Ocidental desempenhou um papel determinante em sua evolução geológica (Holdsworth et al., 2001; Salomon et al., 2015). As reativações rúpteis das zonas de cisalhamento preexistentes, causadas pelos esforços tectônicos gerados durante o processo de separação dos continentes, foram cruciais na evolução cinemática do rifte, no desenvolvimento das falhas e dobras associadas e na arquitetura bacinal resultante;
2. Através da combinação de técnicas de processamento, modelagem e interpretação de dados magnéticos, gravimétricos e sísmicos, e sua correlação com dados geológicos de poços exploratórios e de afloramentos, foi possível discernir como a herança estrutural preexistente controlou a evolução da BRP. Essa compreensão não apenas lança luz sobre a dinâmica da bacia, mas também oferece subsídios valiosos sobre a evolução de outras bacias rifte na Província Borborema, no Brasil e em todo o mundo que foram moldadas pela separação do Supercontinente Pangeia;
3. A trama estrutural pré-cambriana, composta principalmente por foliação milonítica e zonas de cisalhamento dúcteis que separam unidades tectonometamórficas do embasamento cristalino (Butler et al., 2008; Kirkpatrick et al., 2013), foi reativada em um regime rúptil, contribuindo assim para a nucleação de falhas que controlaram a arquitetura da BRP;
4. Novas zonas de cisalhamento dúcteis menores (ZCI, ZCSS, ZCSO) identificadas dentro dos domínios do embasamento parecem ter desempenhado um papel como zonas de fraqueza, sendo reativadas durante a fase de rifte;

5. Ao comparar a arquitetura interna da bacia derivada de dados geofísicos e estudos estruturais anteriores, pode-se deduzir que houve uma migração de depocentro dentro da sub-bacia Brejo das Freiras (SBBF), possivelmente acompanhada por uma rotação no eixo de máxima alongação da bacia. Essa rotação provocou uma alteração na direção de máxima alongação do centro de deposição, que inicialmente possuía uma orientação WNW-ESSE, girando no sentido anti-horário para ENE-WSW e, eventualmente, se estabilizou na direção NE-SW, concluindo assim a formação do depocentro da SBBF.

Por fim, a autora dessa Tese espera que essa abordagem multidisciplinar, obtida a partir dos resultados publicados, abra novas possibilidades de pesquisa para aprimorar a compreensão da evolução tectônica das bacias intraplaca no nordeste do Brasil, bem como das bacias marginais localizadas na Margem Equatorial Brasileira. Dado que o estudo dos processos tectônicos influencia em sua evolução geológica, e pode ajudar a compreender a evolução de outras bacias intraplaca e marginais no nordeste do Brasil, que também foram influenciadas pela fragmentação das placas tectônicas. Como sugestões para pesquisas futuras, encoraja-se utilizar modelagem numérica para simular os processos geodinâmicos que controlam a migração dos depocentros e o eixo de rotação, como também os que puderam influenciar na nucleação de falhas. Isso pode proporcionar uma compreensão mais precisa dos processos físicos que regem esses fenômenos e pode ser usado para testar diferentes hipóteses e cenários.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Allen, J.L., 2004. Timing, style, and significance of Cambrian through Laramide brittle reactivation along the Proterozoic Homestake shear zone, Colorado mineral belt. *Rocky Mt. Geol.* 39, 65–84. <https://doi.org/10.2113/39.2.65>
- Almeida, F.M.M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B., Fuck, R.A., 1981. Brazilian Structural Provinces: An Introduction. *Earth- Science Reviews* 17, 1–29. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(81\)90003-9](https://doi.org/10.1016/0012-8252(81)90003-9)
- Almeida, F.F.M., Brito Neves, B.B., Carneiro, C.D.R., 2000. The origin and evolution of the South American Platform. *Earth-Science Reviews* 50 (1-2), 77–111. [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(81\)00072-0](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(81)00072-0)
- Araujo, R. E. B., Bezerra, F. H. R., Nogueira, F. C. C., Balsamo, F., Carvalho, B. R. B. M., Souza, J. A. B., 2018. Basement control on fault formation and deformation band damage zone evolution in the Rio do Peixe Basin, Brazil. *Tectonophysics*, 745, 117–131. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.08.011>
- Artur P.C. and Soares P.C. 2002. Paleoestruturas e Petróleo na Bacia do Paraná, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*: 32(4): 433-448.
- Assumpção, M., 1992. The regional intraplate stress field in South America. *J. Geophys. Res.* 97, 11889. <https://doi.org/10.1029/91JB01590>
- Assumpção, M., Fábio, L., Zevallos, I., Naliboff, J.B., 2016. Intraplate stress field in South America from earthquake focal mechanisms. *Journal of South American Earth Sciences* 71, 278-295.
- Audet P. e Bürgmann R., 2011. Dominant role of tectonic inheritance in supercontinent cycles. *Nature Geoscience*, 4: 184-187.
- Barbosa, J.A., Maia, M.F.B., Lima Filho, M.F., Magalhães, J.R., Correia Filho, O.J., 2014. Seismic Stratigraphy of onshore portion of Pernambuco Basin, Evidence of Break up During Albian for the South Atlantic Rift in Northeast Brazil. In: AAPG Annual Meeting and Exhibition, Houston. Abstracts.
- Basile, C., Maillard, A., Patriat, M., Gaullier, V., Loncke, L., Roest, W., Mercier de Lépinay, M., Pattier, F., 2013. Structure and evolution of the Demerara Plateau, offshore French Guiana: Rifting, tectonic inversion and post-rift tilting at transform–divergent margins intersection. *Tectonophysics* 591, 16-29
- Beacom, L.E., Holdsworth, R.E., McCaffrey, K.J.W., Anderson, T.B., 2001. A quantitative study of the influence of pre-existing compositional and fabric heterogeneities upon fracture-zone development during basement reactivation.

- Geol. Soc. London, Spec. Publ. 186, 195–211.
doi:10.1144/GSL.SP.2001.186.01.12
- Bezerra, F.H.R., Vita-Finzi, C., 2000. How active is a passive margin? Paleoseismicity in northeastern Brazil. *Geology* 28, 591–594. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2000\)28<591:HAIAPM>2.0.CO](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2000)28<591:HAIAPM>2.0.CO)
- Bezerra, F.H.R., Takeya, M.K., Sousa, M.O.L., do Nascimento, A.F., 2007. Coseismic reactivation of the Samambaia fault, Brazil. *Tectonophysics* 430 (1–2), 27–39. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2006.10.007>
- Bezerra, F.H.R., Rossetti, D.F., Oliveira, R.G., Medeiros, W.E., Brito Neves, B.B., Balsamo, F., Nogueira, F.C.C., Dantas, E.L., Andrades Filho, C., Góes, A.M., 2014. Neotectonic reactivation of shear zones and implications for faulting style and geometry in the continental margin of NE Brazil. *Tectonophysics* 614, 78–90. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.12.021>
- Brito Neves, B.B., Santos, E.J., Van Schmus, W.R., 2000. Tectonic History of the Borborema Province, Northeast Brazil. In: Cordani, U.G., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (Eds.) *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, 31STIGC, 151-182.
- Brito Neves, B.B., Fuck, R.A., Pimentel, M.M., 2014. The Brasiliano collage in South America: a review. *Brazilian Journal of Geology* 44, 493-518.
- Bonini, M., Souriot, T., Boccaletti, M., and Brun, J.-P., 1997. Successive orthogonal and oblique extension periods in a rift zone: Laboratory experiments with application to the Ethiopian Rift, *Tectonics*, 16, 347–362, <https://doi.org/10.1029/96TC03935>.
- Bedregal, R.P., 1991. Estudo gravimétrico e estrutural da Bacia de Iguatu – CE. Dissertação de Mestrado, UFOP, Ouro Preto, 183 pp.
- Blakely, R.J., 1995. *Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications*. Cambridge University Press, London, 441 pp.
- Blakely, R.J., Jachens, R.C., Calzia, J.P., Langenheim, V.E., 1999. Cenozoic basins of the Death Valley extended terrane as reflected in regional-scale gravity anomalies. *Geological Society of America—Special Paper*, 333, 16 pp.
- Brasil, 2010. Relatório final do levantamento e processamento dos dados magnetométricos e gamaespectrométricos. Paraíba – Rio Grande do Norte - Pernambuco – Paraíba. Available on: <https://rigeo.cprm.gov.br/xmlui/handle/doc/10832>.

- Buiter, S.J.H., Torsvik, T.H., 2014. A review of Wilson Cycle plate margins: A role for mantle plumes in continental break-up along sutures? *Gondwana Research* 26(2), 627-653.
- Bureau, D., Mourgues, R., Cartwright, J., Foschi, M., Abdelmalak, M.M., 2013. Characterisation of interactions between a pre-existing polygonal fault system and sandstone intrusions and the determination of paleo-stresses in the Faroe-Shetland basin. *J. Struct. Geol.*, 46, 186–199.
- Butler R. W. H., Bond C. E., Shipton Z. K., Jones R. R., Casey M., 2008. Fabric anisotropy controls faulting in the continental crust. *Journal of Geological Society, London* 165, 449–452. <https://doi.org/10.1144/0016-76492007-129>
- Carneiro, C.C.; Crósta, A.P.; Juliani, C.; Monteiro, L.V.S., 2013. Estruturação Profunda na Província Mineral do Tapajós Evidenciada por Magnetometria: Implicações para a Evolução Tectônica do Cráton Amazonas. Artigo Técnico, *Boletim SBGf*, 86. DOI: 10.1190/sbgf2013-139
- Cao, J., Yao, S., Jin, Z., Hu, W., Zhang, Y., Wang, X., Zhang, Y., e Tang, Y., 2006. Petroleum migration and mixing in the northwestern Junggar Basin (NW China): constraints from oil-bearing fluid inclusion analyses. *Organic Geochemistry*, 37, 827-846. <https://doi.org/10.1016/J.ORGGEOCHEM.2006.02.003>.
- Cawood, P.A., McCausland Phil, J.A, Dunning, G.R., 2001. Opening Iapetus: constraints from the Laurentian margin in Newfoundland. *Geol Soc Am Bull* 113:443–453
- Chang, H.K., Kowsmann, R.O., Figueiredo, A.M.F., 1988. New Concepts on the Development of East Brazilian Marginal Basins. *Episodes*.
- Chang, H.K., Kowsmann, R.O., Figueiredo, A.M.F., Blender, A.A., 1992. Tectonics and stratigraphy of the east Brazil Rift system: an overview. *Tectonophysics* 213, 97-138.
- Cobbold, P.R., Rossello, E.A., Roperch, P., Arriagada, C., Gómez, L.A., Lima, C., 2007. Distribution, timing, and causes of Andean deformation across South America. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 272, 321–343. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2007.272.01.17>
- Cogné, N., Cobbold, P.R., Riccomini, C., Gallagher, K., 2013. Tectonic setting of the Taubaté Basin (Southeastern Brazil): Insights from regional seismic profiles and outcrop data. *J. South Am. Earth Sci.* 42, 194–204. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2012.09.011>

- Córdoba, V.C., Antunes, A.F., Jardim De Sá, E.F., Da Silva, A.N., Do Carmo Sousa, D., Pessoa Lira Lins, F.A., 2008. Análise estratigráfica e estrutural da Bacia do Rio do Peixe, Nordeste do Brasil: integração a partir do levantamento sísmico pioneiro 0295-RIO-DO-PEIXE-2D. *Bol. Geociências da Petrobras* 16, 53–68.
- Corsini, M., Figueiredo, L.L., Caby, R., Féraud, G., Ruffet, G. and Vauchez, A., 1998. Thermal history of the Pan- African/Brasiliano Borborema Province of northeast Brazil deduced from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analysis. *Tectonophysics*, 285, 103–117.
- Corti, G., Ranalli, G., Mulugeta, G., Agostini, A., Sani, F., e Zugu, A., 2010. Control of the rheological structure of the lithosphere on the inward migration of tectonic activity during continental rifting. *Tectonophysics*, 490, 165-172. <https://doi.org/10.1016/J.TECTO.2010.05.004>.
- Corti, G., 2012. Evolution and characteristics of continental rifting: Analog modeling-inspired view and comparison with examples from the East African Rift System, *Tectonophysics*, 522–523, 1–33, <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.06.010>.
- Daly, M.C., Chorowicz, J., Fairhead, J.D., 1989. Rift basin evolution in Africa: the influence of reactivated steep basement shear zones. In: Cooper, M.A., Williams, C.D. (Eds.), *Inversion tectonics*. Geological Society, London, Special Publications 44, 309-334.
- de Castro, D.L., Medeiros, W.E., Jardim de Sá, E.F., Moreira, J.A.M., 1998. Mapa gravimétrico do Nordeste Setentrional do Brasil e margem continental adjacente: interpretação com base na hipótese de isostasia. *Braz. J. Geophys.* 16 (2/3), 115–131.
- de Castro, D.L., Castelo Branco, R.M.G., 1999. Caracterização da arquitetura interna das bacias rifte do Vale do Cariri (NE do Brasil), com base em modelagem gravimétrica 3-D. *Braz. J. Geophys.* 17 (2–3), 129–144.
- de Castro, D.L., Oliveira, D.C., e Castelo Branco, R.M.G., 2007. On the tectonics of the Neocomian Rio do Peixe Rift Basin, NE Brazil: Lessons from gravity, magnetic and radiometric data. *Journal of South American Earth Sciences*, 24, 184–202. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2007.04.001>
- de Castro, D. L., Bezerra, F. H. R., Castelo Branco, R.M.G., 2008. Geophysical evidence of crustal-heterogeneity control of fault growth in the Neocomian Iguatu basin, NE Brazil. *J. S. Am. Earth Sci.* 26, 271–285. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2008.07.002>.

- de Castro, D.L., Bezerra, F.H.R., Sousa, M.O.L., Fuck, R.A., 2012. Influence of Neoproterozoic tectonic fabric on the origin of the Potiguar, northeastern Brazil and its links with West Africa based on Gravity and Magnetic Data. *Journal of Geodynamics* 54, 29–42. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2011.09.002>
- Di Vincenzo, G., Rossetti, F., Viti, C., Balsamo, F., 2013. Constraining the timing of fault reactivation: Eocene coseismic slip along a Late Ordovician ductile shear zone (northern Victoria Land, Antarctica). *Geological Society of America Bulletin*, 125 (3-4), p. 609-624.
- Fetter, A.H., Santos, T.J.S., Van Schmus, W.R., Hackspacher, P.C., Brito Neves, B.B., Arthaud, M.H., Nogueira Neto, J.A., Wernick, E., 2003. Evidence for Neoproterozoic continental arc magmatism in the Santa Quitéria Batholith of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: implications for the assembly of West Gondwana. *Gondwana Research* 6, 265-273.
- Fossen, H., 2010. *Structural Geology*. Cambridge University Press, Cambridge, 463. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511777806>
- Franke, D., 2013. Rifting, lithosphere breakup and volcanism: Comparison of magma-poor and volcanic rifted margins. *Marine and Petroleum Geology* 43, 63-87.
- Françolin, J.B.L., Cobbold, P.R., Szatmari, P., 1994. Faulting in the Early Cretaceous Rio do Peixe basin (NE Brazil) and its significance for the opening of the Atlantic. *J. Struct. Geol.* 16, 647–661. [http://dx.doi.org/10.1016/0191-8141\(94\)90116-3](http://dx.doi.org/10.1016/0191-8141(94)90116-3)
- Fromm, T., Planert, L., Jokat, W., Ryberg, T., Behrmann, J.H., Weber, M.H., Haberland, C., 2015. South Atlantic opening: A plume-induced breakup? *Geology* 43(10), 931-934.
- Ganade de Araujo, C.E., Weinberg, R.F., Cordani, U.G., 2014. Extruding the Bor-borema Province (NE Brazil): a two-stage Neoproterozoic collision process. *Terra Nova* 26, 157-168.
- Gontijo-Pascutti, A., Bezerra, F.H.R., Terra, E., Almeida, J.C.H., 2010. Brittle reactivation of mylonitic fabric and the origin of the Cenozoic Rio Santana Graben, southeastern Brazil. *J. South Am. Earth Sci.* 29, 522–536. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2009.06.007>
- Granot, R., Dymant, J., 2015. The Cretaceous opening of the South Atlantic Ocean. *Earth and Planetary Science Letters* 414, 156-163.
- Gibson, G.M., Totterdell, J.M., White, L.T., Mitchell, C.H., Stacey, A.R., Morse, M.P., Whitaker, A., 2013. Pre-existing basement structure and its influence on continental

- rifting and fracture zone development along Australia's southern rifted margin. *Journal of the Geological Society, London* 170, 365-377.
- Hama Rashid, D. N.; Rashid, T. A.; Mirjalili, S., 2021. ANA: Ant Nesting Algorithm for Optimizing Real-World Problems. *Mathematics* 9, 3111. <https://doi.org/10.3390/math9233111>.
- Handy, M.R., 1989. Deformation regimes and the rheological evolution of fault zones in the lithosphere: the effects of pressure, temperature, grainsize and time. *Tectonophysics* 163, 119–152. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(89\)90122-4](https://doi.org/10.1016/0040-1951(89)90122-4)
- Heffner, D.M., 2013. Tectonics of South Georgia Rift. Ph.D. thesis, University of South Carolina, pp 1–165
- Holdsworth, R.E., Butler, C.A., Roberts, A.M., 1997. The recognition of reactivation during continental deformation. *J. Geol. Soc. London.* 154, 73–78. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.154.1.0073>
- Holdsworth, R.E., Stewart, M., Imber, J., Strachan, R.A., 2001. The structure and rheological evolution of reactivated continental fault zones: a review and case study. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 184, 115–137. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2001.184.01.07>
- Jackson, C.A.–L., Chua, S.–Tgee, C., Bell, R.E., Magee, C., 2013. Structural style and early stage growth of inversion structures: 3D seismic insights from the Egersund Basin, offshore Norway. *Journal of Structural Geology* 45, 167–185. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2012.09.005>
- Jachens, R.C., Moring, B.C., 1990. Maps of thickness of Cenozoic deposits and the isostatic residual gravity over basement for Nevada. US Geological Survey Open-File Report 90-404, scale 1:1,000,000.
- Keen, C., Dafoe, L., e Dickie, K., 2014. A volcanic province near the western termination of the Charlie-Gibbs Fracture Zone at the rifted margin, offshore northeast Newfoundland. *Tectonics*, 33, 1133 - 1153. <https://doi.org/10.1002/2014TC003547>.
- Kerrick, R., 1986. Fluid Transport in Lineaments. *Philos. Trans. R. Soc. A Math. Phys. Eng. Sci.* 317, 219–251. <https://doi.org/10.1098/rsta.1986.0033>
- Kirkpatrick, J.D., Bezerra, F.H.R., Shipton, Z.K., Nascimento, A.F., Pytharouli, S.I., Lunn, R.J., Soden, A.M., 2013. Scale-dependent influence of pre-existing basement shear zones on rift faulting: a case study from NE Brazil. *J. Geol. Soc. London.* 170, 237–247. <https://doi.org/10.1144/jgs2012-043>

- Kröner, A., Cordani, U., 2003. African, southern Indian and South American cratons were not part of the Rodinia supercontinent: evidence from field relationships and geochronology. *Tectonophysics* 375, 325-352.
- Kolawole, F., Atekwana, E.A., Laó-Dávila, D.A., Abdelsalam, M.G., Chindandali, P.R., Salima, J., Kalindekafe, L., 2018. Active Deformation of Malawi Rift's North Basin Hinge Zone Modulated by Reactivation of Preexisting Precambrian Shear Zone Fabric. *Tectonics* 37, 683–704. <https://doi.org/10.1002/2017TC004628>
- Lee, M.J., Hwang, Y.J., 1993. Tectonic evolution and structural styles of the East Shetland Basin, in: *Petroleum Geology of Northwest Europe: Proceedings of the 4th Conference*. Geological Society of London, pp. 1137–1149. doi:10.1144/0041137
- Lima, C.C.U., Bezerra, F.H.R., Nogueira, F.C.C., Maia, R.P., Sousa, M.O.L., 2014. Quaternary fault control on the coastal sedimentation and morphology of the São Francisco coastal plain, Brazil. *Tectonophysics* 633, 98–114. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.06.026>
- Lima, M.V.A.G., Berrocal, J., Soares, J.E.P., Fuck, R.A., 2015. Deep seismic refraction experiment in northeast Brazil: New constraints for Borborema province evolution. *Journal of South American Earth Sciences* 58, 335–349. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2014.10.007>
- Lima, J.C.F. de, 2016. *Evolução morfotectônica da porção centro-sul da Bacia Paraíba*. (Tese de Doutorado) – Universidade Federal do Rio Grande do Norte, 124p.
- Lima, J.C.F., Bezerra F.H.R., Rossetti, D.F., Barbosa, J.A., Medeiros, W.E., de Castro, D.L., Vasconcelos, D.L., 2017. Neogene-Quaternary fault reactivation influences coastal basin sedimentation and landform in the continental margin of NE Brazil. *Quaternary International* 438, 92–107.
- Lourenço, M.C.M., Jardim de Sá, E. F., Córdoba, V. C., Pichel, L. M., 2021. Multi-scale tectono-stratigraphic analysis of pre- and syn-rift sequences in the Rio do Peixe Basin, NE Brazil. *Mar. Petrol. Geol.* 130, 105–127. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2021.105127>.
- Marques, F.O., Moulin, M., 2011. Arm wrestling between two mountains: Andes and Mid-Atlantic Ridge. *Geophys. Res. Abstr. EGU Gen. Assem.* 13, 2011–2406.
- Marques, F.O., Nogueira, F.C.C., Bezerra, F.H.R., de Castro, D.L., 2014. The Araripe Basin in NE Brazil: An intracontinental graben inverted to a high-standing horst. *Tectonophysics* 630, 251-264.

- Matos, R.M.D., 1992. The northeastern Brazilian Rift System. *Tectonics* 11, 766-791.
- Matos, R.M.D., 1999. History of the northeast Brazilian rift system: kinematic implications for the break-up between Brazil and West Africa. In: Cameron, N.R., Bate, R.H., Clure, V.S. (Eds.), *The Oil and Gas Habitats of the South Atlantic*. Geological Society, London, Special Publications 153, 55-73.
- McCaig, A.M., 1997. The geochemistry of volatile fluid flow in shear zones, in: *Deformation-Enhanced Fluid Transport in the Earth's Crust and Mantle*. Chapman e Hall, London, pp. 227–266.
- Miró, J., Ferrer, O., Muñoz, J. A., and Manastchal, G., 2022. Role of inheritance during tectonic inversion of a rift system in a thick- to thin-skin transition: Analogue modelling and application to the Pyrenean – Biscay System, *EGUsphere* [preprint], <https://doi.org/10.5194/egusphere-2022-1175>
- Misra, A.A. e Mukherjee, S., 2015. *Tectonic inheritance in continental rifts and passive margins*: London, Springer Springer International Publishing, 88p.
- Modisi, M.P., Atekwana, E.A., Kampunzu, A.B., Ngwisanyi, T.H., 2000. Rift kinematics during the incipient stages of continental extension: Evidence from the nascent Okavango rift basin, northwest Botswana. *Geology* 28 (10), 939-942.
- Morley, C.K., Nelson, R.A., Patton, T.L., and Munn, S.G., 1990. Transfer Zones in the East African Rift System and Their Relevance to Hydrocarbon Exploration in Rifts (1), *AAPG Bull.*, 74, 1234–1253, <https://doi.org/10.1306/0C9B2475-1710-11D7-8645000102C1865D>
- Morley, C.K., Haranya, C., Phoosongsee, W., Pongwapee, S., Kornawan, A., Wonganan, N., 2004. Activation of rift oblique and rift parallel pre-existing fabrics during extension and their effect on deformation style: examples from the rifts of Thailand. *J. Struct. Geol.*, 26(10), 1803–1829.
- Medeiros, V.C., Amaral, C.A., Rocha, D.E.G.A., Santos, R.B., 2005. Programa Geologia do Brasil - PGB. Sousa. Folha SB.24-Z-A. Estados da Paraíba. Rio Grande do Norte e Ceará. Mapa Geológico. Recife: CPRM, 2005, 1 mapa, color., 66cm x 108cm. Escala 1:250.000.
- MacLeod, I. N., K. Jones, and T. F. Dai., 1993a. 3-D analytic signal in the interpretation of total magnetic field data at low magnetic latitudes: *Exploration Geophysics*, 24, 679–687.
- MacLeod, I.N., Vieira, S. and Chaves, A.C., 1993b. Analytic signal and reduction to-the-pole in the interpretation of total magnetic field data at low magnetic latitudes.

- Proceedings of the third international congress of the Brazilian Society of Geophysicists. DOI: <https://doi.org/10.3997/2214-4609-pdb.324.830>
- Mello, U.T., 1989. Controles tectônicos na estratigrafia da Bacia Potiguar: uma integração de modelos geodinâmicos. *Boletim de Geociências da Petrobrás* 3 (4), 347–364.
- Miller, H.G e Singh, V., 1994. Potential field tilt – a new concept for location of potential field sources. *Journal of Applied Geophysics*, 32(2-3): 213-217.
- Milani, E., Latgé, M.A., 1987. Modelagem gravimétrica da porção terrestre da Bacia Potiguar e suas implicações geotectônicas. *Bol. Geoc. Petrobras* 1 (1), 75–85.
- Nabighian, M.N., Grauch, V.J.S., Hansen, R.O., LaFehr, T. R., Li Y., Peirce, J. W., Phillips, J. D., & Ruder M. E. 2005. The historical development of the magnetic method in exploration. *Geophysics*, 70(6), 33-61.
- Nelson, R.A., Patton, T.L., and Morley, C.K., 1992. Rift Segment Interaction and Its Relation to Hydrocarbon Exploration in Continental Rift Systems (1), *AAPG Bull.*, 76,1153–1169.
- Oliveira, R.G., 2008. Arcabouço geofísico, isostasia e causas do magmatismo cenozoico da Província Borborema e de sua margem continental (Nordeste do Brasil). (Tese de Doutorado) – Universidade Federal do Rio Grande do Norte, 415p.
- Oliveira, K.M.L., 2020. Characterization of Deepwater Reservoirs in a frontier basin in the Brazilian Equatorial Margin: from seismic processing to machine learning approach. (Tese de Doutorado) – Universidade Federal do Ceará, 138p.
- Osagiede, E. E., Rotevatn, A., Gawthorpe, R., Kristensen, T. B., Jackson, C. A. L., & Marsh, N., (2020). Pre-existing intra-basement shear zones influence growth and geometry of non-colinear normal faults, western Utsira High–Heimdal Terrace, North Sea. *Journal of Structural Geology*, 130, 103908.
- Paul, D., e Mitra, S., 2012. Controls of basement faults on the geometry and evolution of compressional basement-involved structures. *AAPG Bulletin*, 96, 1899-1930. <https://doi.org/10.1306/02271211140>.
- Peace, A., McCaffrey, K., Imber, J., van Hunen, J., Hobbs, R., Wilson, R., 2018. The role of pre-existing structures during rifting, continental breakup and transform system development, offshore West Greenland. *Basin Research* (2018) 30, 373– 394, doi: 10.1111/bre.12257
- Pérez-Díaz, L., and Eagles, G., 2014, Constraining South Atlantic growth with seafloor spreading data: *Tectonics* 33, 1848-1873.

- Peulvast, J.P., Claudino Sales, V., 2003. Carta morfoestrutural do Ceará e áreas adjacentes do Rio Grande do Norte e da Paraíba. In: CPRM, Fortaleza, Atlas digital de geologia e recursos minerais do Ceará. Mapas na escala 1:500,000. Serviço Geológico do Brasil, CD Rom.
- Piqué, A., Laville, E., 1996. The central Atlantic rifting: Reactivation of Palaeozoic structures? *J. Geodyn.* 21, 235–255. [https://doi.org/10.1016/0264-3707\(95\)00022-4](https://doi.org/10.1016/0264-3707(95)00022-4)
- Phillips, T.B., Jackson, C.A.-L, Bell, R.E., Duffy, O.B., Fossen H., 2016. Reactivation of intrabasement structures during rifting: A case study from offshore southern Norway. *Journal of Structural Geology* 91, 54–73. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2016.08.008>
- Phillips, T. B., Fazlikhani, H., Gawthorpe, R. L., Fossen, H., Jackson, C. A. L., Bell, R. E., Faleide, J. I., Rotevatn, A., 2019. The influence of structural inheritance and multiphase extension on rift development, the northern North Sea. *Tectonics* 38, 4099–4126. <https://doi.org/10.1029/2019TC005756>.
- Phillips, J.D., 2001. Designing matched band-pass and azimuthal filters for separation of potential-field anomalies by source region and source type, 15th Geophysical Conference and Exhibition, Australian Society of Exploration Geophysicists, extended abstract, p. 1-4.
- Ramakrishnan, T. S., e Mukerji, T., 2016. Automated detection and analysis of faults using Ant Tracking on 3D seismic data, *Interpretation*, vol. 4, no. 4, pp. T599-T611.
- Rabinowitz, P.D., La Brecque, J., 1979. The Mesozoic South Atlantic Ocean and evolution of its continental margins. *Journal of Geophysical Research* 84 (B11), 5973-6002.
- Rand, H.M., Mabesoone, J.M., 1982. Northeastern Brazil and the final separation of south America and Africa. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 38, 163–183. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(82\)90002-5](https://doi.org/10.1016/0031-0182(82)90002-5)
- Reis, H.L.S., Alkmim, F.F., Fonseca, R.C.S., Nascimento, T.C., Suss, J.F., Prevatti, L.D., 2017. São Francisco craton, eastern Brazil, springer I. In: *Regional Geology Reviews*. Springer International Publishing.
- Riccomini, C., 1995. Tectonismo gerador e deformador dos depósitos sedimentares pós-Gondwânicos da porção centro-oriental do Estado de São Paulo e áreas vizinhas. Tese de Livre-Docência, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 100 p. (Unpublished).

- Ring, U., 1994. The influence of preexisting structure on the evolution of the Cenozoic Malawi Rift (East African rift system). *Tectonics* 13 (2), 3130326. <https://doi.org/10.1029/93TC03188>
- Roberts, A.M., Holdsworth, R.E., 1999. Linking onshore and offshore structures: Mesozoic extension in the Scottish Highlands. *J. Geol. Soc. London.* 156, 1061–1064. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.156.6.1061>
- Rostirolla, S.P, Assine, M.L, Fernandes, L.A e Artur, P.C., 2000. Reativação de paleolineamentos durante a evolução da Bacia do Paraná - o exemplo do alto estrutural de Quatiguá. *Rev Bras Geoc* 30(4): 639-648.
- Salomon, E., Koehn, D., Passchier, C., Hackspacher, P.C., Glasmacher, U.A., 2015. Contrasting stress fields on correlating margins of the South Atlantic. *Gondwana Res.* 28, 1152–1167. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2014.09.006>.
- Silva, J.G.F. da, Córdoba, V.C., Caldas, L.H. de O., 2014. Proposta de novas unidades litoestratigráficas para o Devoniano da Bacia do Rio do Peixe, Nordeste do Brasil. *Brazilian J. Geol.* 44, 561–578. <https://doi.org/10.5327/Z23174889201400040004>.
- Scheck-Wenderoth, M., Lamarche, J., 2005. Crustal memory and basin evolution in the Central European Basin System—new insights from a 3D structural model. *Tectonophysics* 397, 143–165. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.10.007>
- Schobbenhaus, C., e Brito Neves, B. B. de., 2003. A geologia do Brasil no contexto da Plataforma Sul-Americana. In *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil = Geology, tectonics and mineral resources of Brazil: texto, mapas e SIG*. Brasília: CPRM.
- Sénant, J., Popoff, M., 1991. Early Cretaceous extension in northeast Brazil related to the South Atlantic opening. *Tectonophysics* 198, 35–46. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(91\)90129-G](https://doi.org/10.1016/0040-1951(91)90129-G)
- Silva, J.G.F. da, Córdoba, V.C., Caldas, L.H. de O., 2014. Proposta de novas unidades litoestratigráficas para o Devoniano da Bacia do Rio do Peixe, Nordeste do Brasil. *Brazilian J. Geol.* 44, 561–578. <https://doi.org/10.5327/Z23174889201400040004>
- Smith, M., Mosley, P., 1993. Crustal heterogeneity and basement influence on the development of the Kenya Rift, East Africa. *Tectonics* 12, 591–606. <https://doi.org/10.1029/92TC01710>
- Strugale, M., Schmitt, R.S., Cartwright, J., 2021. Basement geology and its controls on the nucleation and growth of rift faults in the northern Campos Basin, offshore Brazil. *Basin Res.* 33, 1906–1933. <https://doi.org/10.1111/bre.12540>.

- Strugale, M., e Cartwright, J. (2022). Tectono-stratigraphic evolution of the rift and post-rift systems in the Northern Campos Basin, offshore Brazil. *Basin Research*, 2022, 1–33. <https://doi.org/10.1111/BRE.12674>
- Soares, P.C., 1991. Tectônica sin-sedimentar cíclica na Bacia do Paraná – controles. Curitiba. Tese (Concurso para cargo de professor titular) – Departamento de Geologia – Universidade Federal do Paraná.
- Souza, M.E.S., Martins, M.S., Madeira, M.R., Queiroga, G., Barbosa, M.S.C., 2017. Interação tectônica entre bacias sucessoras no domínio externo do Orogênio Araçuaí: estudo de caso da região de Planalto de Minas, Minas Gerais. *Série Científica USP* 17, 143–156. <https://doi.org/10.11606/issn.2316-9095.v17-397>
- Storti, F., Salvini, F., Rossetti, F., Phipps Morgan, J., 2007. Intraplate termination of transform faulting within the Antarctic continent. *Earth and Planetary Science Letters* 260, 115-126.
- Szatmari, P., Françolin, J.B.L., Zanotto, O., Wolff, S., 1987. Evolução tectônica da margem equatorial brasileira. *Rev. Bras. Geociências* 17, 180–188.
- Thiede, D.S., Vasconcelos, P.M., 2010. Paraná flood basalts: Rapid extrusion hypothesis confirmed by new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ results. *Geology* 38 (8), 747-750.
- Trompette, R., 1994. *Geology of Western Gondwana, Pan-African-Brasiliano Aggregation of South America and Africa*. A.A. Balkema, Brookfield, 350p. Rotterdam
- Torsvik, T.R., Rouse, S., Labails, C., Smethurst, M.A., 2009. A new scheme for the opening of the South Atlantic Ocean and the dissection of an Aptian salt basin. *Geophysical Journal International* 177, 1315-1333.
- Van Schmus, W.R., Brito Neves, B.B., Hackspacher, P., Babinski, M., 1995. U/Pb and Sm/Nd geochronologic studies of eastern Borborema Province, northeastern Brazil: initial conclusions. *Journal of South American Earth Sciences* 8, 267-288.
- Van Schmus, W.R., Oliveira, E.P., da Silva Filho, A.F., Toteu, S.F., Penaye, J., Guimarães, I.P., 2008. Proterozoic links between the Borborema Province, NE Brazil, and the Central African Fold Belt. In: Pankhurst, R.J., Trouw, R.A J., Brito Neves, B.B., De Wit, M.J. (Eds.), *West Gondwana: Pre-Cenozoic correlations Across the South Atlantic region*. Geological Society, London, Special Publications 294, 69-99.

- Vasconcelos, D.L., 2018. Reativações rúpteis de zonas de cisalhamento pré-cambrianas na Margem Continental Atlântica: Bacias Sergipe-Alagoas e Pernambuco. (Tese de Doutorado) – Universidade Federal do Rio Grande do Norte, 159p.
- Vasconcelos, D.L., Bezerra, F.H.R., Medeiros, W.E., de Castro, D.L., Clausen, O.R., Vital, H., Oliveira, R.G., 2019. Basement fabric controls rift nucleation and postrift basin inversion in the continental margin of NE Brazil. *Tectonophysics* 751, 23–40. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.12.019>.
- Vasconcelos, D., Marques, F.O., Nogueira, F.C.C., Perez, Y.A.R., Bezerra, F.H.R., Stohler, R.C., Souza, J.A.B., 2021. Tectonic inversion assessed by integration of geological and geophysical data: the intracontinental Rio do Peixe Basin, NE Brazil. *Basin Res.* 33, 705–728. <https://doi.org/10.1111/bre.12491>.
- Vauchez, A., Neves, S., Caby, R., Corsini, M., Egydio-Silva, M., Arthaud, M., Amaro, V., 1995. The Borborema shear zone system, NE Brazil. *J. South Am. Earth Sci.* 8, 247–266. doi:10.1016/0895-9811(95)00012-5
- Will, T.M., Frimmel, H.E., 2013. The Influence of Inherited Structures on Dike Emplacement during Gondwana Breakup in Southwestern Africa. *The Journal of Geology* 121 (5), 455–474. <https://doi.org/10.1086/671398>
- Williams, G.D., Powell, C.M., Cooper, M.A., 1989. Geometry and kinematics of inversion tectonics. In: Cooper, M.A., Williams, G.A. (eds.), *Inversion Tectonics*. Geological Society, London, Special Publication 44, 201–222. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.044.01.02>
- Wilson, J.T.: Did the Atlantic Close and then Re-Open? *Nature*, 211, 676–681, <https://doi.org/10.1038/211676a0>, 1966.
- Wilson, R.W., McCaffrey, K.J.W., Holdsworth, R.E., Imber, J., Jones, R.R., Welbon, A.I.F., Roberts, D., 2006. Complex fault patterns, transtension and structural segmentation of the Lofoten Ridge, Norwegian margin: Using digital mapping to link onshore and offshore geology. *Tectonics* 25, n/a-n/a. doi:10.1029/2005TC001895
- Younes, A.I., Ken McClay, 2002. Development of accommodation zones in the Gulf of Suez-Red Sea rift, Egypt. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.* 86, 1003–1026.