



UNIVERSIDADE FEDERAL DA BAHIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PESQUISA E PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA
ÁREA DE CONCENTRAÇÃO:
GEOLOGIA MARINHA, COSTEIRA E SEDIMENTAR

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**QUÃO CEDO-RIFTE É UMA SEÇÃO CONSIDERADA PRÉ-
RIFTE? BORDA OESTE DA BACIA DO RECÔNCAVO,
BAHIA, BRASIL.**

CAROLINE BOMFIM SANTANA SIMÕES

SALVADOR

2018

**QUÃO CEDO-RIFTE É UMA SEÇÃO CONSIDERADA PRÉ-
RIFTE? BORDA OESTE DA BACIA DO RECÔNCAVO,
BAHIA, BRASIL.**

CAROLINE BOMFIM SANTANA SIMÕES

Orientador: Prof. Dr. Luiz César Corrêa Gomes

Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal da Bahia como requisito parcial à obtenção do Título de Mestre em Geologia, Área de Concentração: Geologia Marinha Costeira e Sedimentar.

SALVADOR

2018

Ficha catalográfica elaborada pelo Sistema Universitário de Bibliotecas (SIBI/UFBA), com os dados fornecidos pelo(a) autor(a).

Bomfim S. Simões, Caroline
Quão cedo rifte é uma seção considerada pré-rifte? Borda
oeste da Bacia do Recôncavo, Bahia, Brasil. / Caroline Bomfim
S. Simões. -- Salvador, 2018.
46 f. : il

Orientador: Luiz César Corrêa-Gomes.
Dissertação (Mestrado - Geologia) -- Universidade Federal da
Bahia, Pós-Graduação em Geologia, 2018.

1. Análise tectono-sedimentar. 2. Bacia do Recôncavo. 3.
Formação Sergi. 4. Paleocorrentes. 5. Paleotensão. I. Corrêa-
Gomes, Luiz César. II. Título.

CAROLINE BOMFIM SANTANA SIMÕES

**“QUÃO CEDO RIFTE É UMA SEÇÃO CONSIDERADA
PRÉ-RIFTE? BORDA OESTE DA BACIA DO RECÔNCAVO,
BAHIA, BRASIL”**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia da Universidade Federal da Bahia, como requisito para a obtenção do Grau de Mestre em Geologia na área de concentração em Geologia Marinha, Costeira e Sedimentar em 15/03/2018.

DISSERTAÇÃO APROVADA PELA BANCA EXAMINADORA:



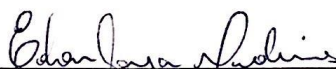
Dr. Luiz César Correa Gomes
Orientador – UFBA



Dr. Carlson de Matos Maia Leite
Examinador Externo – PETROBRAS



Dr. José Maria Landim Dominguez
Examinador Interno – UFBA



MSc. Edson Souza Medeiros
Membro Convidado – PETROBRAS

Salvador – BA
2018

À minha mãe,
Dione, com todo meu amor e
dedicação. Nosso sonho continua.

AGRADECIMENTOS

O desenvolvimento da pesquisa foi financiado pela CAPES, instituição de fomento à ciência, a qual forneceu uma bolsa de estudos durante 24 meses. Além disso, a temática abordada faz parte do contexto do projeto Rift Bahia II, financiado pela Petrobras e ANP, que também foi um grande parceiro na viabilização do projeto. Em tempo, também agradeço ao Programa de Pós-Graduação em Geologia da UFBA por abraçar a linha de pesquisa Tectônica de Bacias Sedimentares, em especial à coordenadora Simone Cruz, que tem conduzido o programa com notória dedicação e comprometimento.

Ao meu orientador César Gomes, meus profundos agradecimentos em alimentar o espírito de inquietude científica e nas vitais contribuições para a construção dessa dissertação. Aos colegas de projeto RIFTE - Ramena, Aníbal e Amorim - agradeço às colaborações realizadas durante as campanhas de campo e nas enriquecedoras discussões. Em especial, pelo incentivo e apoio imensurável nessa reta final, agradeço a Rebeca de Jesus.

RESUMO

A busca incessante por informações a respeito da Formação Sergi - maior reservatório de hidrocarboneto da Bacia do Recôncavo - vem ocorrendo durante décadas. Entretanto, raros são os trabalhos que abordam de forma unificada os seus aspectos sedimentares e tectônicos, tal qual se propõe no presente trabalho. Um estudo integrado deverá trazer informações importantes acerca da evolução tectono-sedimentar da Formação Sergi, inclusive no que diz respeito ao seu posicionamento temporal pré-rifte ou cedo-rifte. Para isso, o estudo proposto analisa as estruturas rúpteis (incluindo campos de paleotensão) e os dados sedimentares (como, por exemplo, determinação de sentidos de paleocorrentes), propondo um modelo esquemático dinâmico da evolução tectono-sedimentar da Fm Sergi em área localizada na borda flexural da Bacia do Recôncavo. As estruturas do embasamento também são analisadas com o intuito de verificar se na arquitetura rúptil da bacia há reflexos de herança do embasamento e a sua influência no arcabouço estrutural da mesma. A Bacia do Recôncavo está inserida no sistema de riftes Recôncavo-Tucano-Jatobá cuja formação está relacionada aos estágios precoces de abertura do Atlântico Sul, sendo preservado como um ramo abortado da margem leste do Brasil, durante a fragmentação do Gondwana. A Fm Sergi é caracterizada como uma sequência flúvio-eólica-lacustrina, depositada durante a seção pré-rifte. Existe, predominantemente, um padrão de falha N010° notório na área de estudo, sendo o provável responsável pelo basculamento das S0 e no controle da deposição dos sedimentos (principalmente eólico e fluvial entrelaçado). A interpretação integrada dos dados permitiu verificar que a tectônica exerceu um importante papel durante a deposição da Formação Sergi, visto que, seu sistema eólico e seus canais fluviais entrelaçados tiveram, provavelmente, suas paleocorrentes controladas por rampas de revezamento de pequeno rejeito, caracterizando-a como contemporânea à fase cedo rifte da Bacia do Recôncavo.

Palavras-chave: Bacia do Recôncavo; Formação Sergi; Paleocorrentes; Paleotensão.

ABSTRACT

The incessant search for information about the Sergi Formation - the largest hydrocarbon reservoir in the Recôncavo Basin - has been occurring for decades. However, there are few studies that unify their sedimentary and tectonic, as proposed in the present work. An integrated study should provide important information about the tectono-sedimentary evolution of the Sergi Formation, including its pre-rift or early-rift positioning. In order to do so, the proposed study will analyze brittle structures (including paleotension fields) and sedimentary data (such as paleocurrents), proposing a dynamic schematic model of the tectono-sedimentary evolution of Fm Sergi in an area located at the flexural border of the Reconcavo Basin. The basement structures are also analyzed with the purpose of verifying if in the basalt architecture there are reflections of inheritance of the basement and its influence in the structural framework of the basement. The Recôncavo Basin is part of the Recôncavo-Tucano-Jatobá riftes system whose formation is related to the early opening stages of the South Atlantic, being preserved as an aborted branch of the eastern margin of Brazil during the Gondwana fragmentation. Fm Sergi is characterized as a fluoride-Aeolic-lacustrine sequence, deposited during the pre-rift section. There is a predominant N010° fault pattern in the study area, being probably responsible for the S0 tipping and the sediment deposition control (mainly braided fluvial and aeolian). The integrated interpretation of the data allowed us to verify that tectonics played an important role during the deposition of the Sergi Formation, since its wind system and its interlaced fluvial channels probably had their paleocurrent controlled by small reject ramps, characterizing it as contemporary to the early rifte phase of the Recôncavo Basin.

Keywords: Recôncavo Basin; Sergi Formation; Paleocorrentes; Paleotension.

SUMÁRIO

CAPÍTULO I – INTRODUÇÃO GERAL	9
CAPÍTULO II – ARTIGO: QUÃO CEDO-RIFTE É UMA SEÇÃO CONSIDERADA PRÉ-RIFTE? BORDA OESTE DA BACIA DO RECÔNCAVO, BAHIA, BRASIL.....	11
CAPÍTULO III – CONCLUSÃO GERAL.....	45
APÊNDICE A – JUSTIFICATIVA DA PARTICIPAÇÃO DOS CO-AUTORES	46
ANEXO A – REGRAS DE FORMATAÇÃO DA REVISTA DE GEOCIÊNCIAS DA USP	47
ANEXO B – TERMO DE SUBMISSÃO	50

CAPÍTULO I

1. INTRODUÇÃO GERAL

A área de estudo localiza-se na borda oeste (borda flexural) da Bacia do Recôncavo com foco na seção pré-rifte, a qual caracteriza-se por hospedar o maior reservatório de petróleo da Bacia do Recôncavo (BR): a Formação Sergi (FS). Segundo Scherer *et al.* (2007), tal reservatório contém um volume de 362 milhões de m³ de óleo *in place*.

Os *plays* exploratórios para hidrocarbonetos na FS são, em sua maioria, caracterizados por trapas estruturais, onde falhas de grande rejeito colocam os reservatórios da Formação Sergi em contato lateral com folhelhos selantes e geradores da Formação Candeias. Diversos trabalhos têm demonstrado que sucessões flúvio-eólicas similares à Formação Sergi apresentam uma arquitetura deposicional bastante complexa, que gera variações significativas na heterogeneidade dos reservatórios em diferentes escalas. Um estudo voltado para o controle tectônico da deposição na Formação Sergi pode adicionar conhecimento ao controle das heterogeneidades dos reservatórios e das trapas associadas na arquitetura estrutural das sequências pré-rifte.

A busca incessante por informações a respeito da FS vem ocorrendo durante décadas, porém, raros são os trabalhos que abordam de forma unificada os seus aspectos sedimentares e tectônicos. Tal abordagem é de suma importância para compreender a arquitetura do maior reservatório de petróleo da BR.

A motivação para a confecção desta pesquisa parte da busca desta unificação para conhecer os controles estruturais da sedimentação na deposição das sequências pré-rifte. Para consecução desta unificação este trabalho responde aos seguintes questionamentos: Como foi gerada a criação de espaço para o preenchimento sedimentar da Bacia do Recôncavo? Em quais circunstâncias dinâmicas a Formação Sergi se depositou? Houve um controle estrutural ativo de início de nucleação das falhas na deposição da Fm Sergi?

O objetivo principal desse trabalho é verificar de que forma o arcabouço estrutural rúptil influenciou no preenchimento sedimentar da seção considerada pré-rifte na Bacia do Recôncavo. Tendo como objetivos secundários, a determinação de padrões de paleocorrentes e superfícies primárias, a determinação do arcabouço rúptil e os campos de paleotensão da bacia.

CAPÍTULO II**QUÃO CEDO-RIFTE É UMA SEÇÃO CONSIDERADA PRÉ-RIFTE? BORDA OESTE DA BACIA DO RECÔNCAVO, BAHIA, BRASIL.**

C.B.S.Simões¹, L.C.Corrêa-Gomes¹.

1. Universidade Federal da Bahia (UFBA). Programa de Pós-Graduação em Geologia. Rua Barão de Jeremoabo, s/n, Instituto de Geociências, Ondina, Salvador-Bahia/Brasil.

RESUMO

A busca incessante por informações a respeito da Formação Sergi - maior reservatório de hidrocarboneto da Bacia do Recôncavo - vem ocorrendo durante décadas. Entretanto, raros são os trabalhos que abordam de forma unificada os seus aspectos sedimentares e tectônicos, tal qual se propõe no presente trabalho. Um estudo integrado deverá trazer informações importantes acerca da evolução tectono-sedimentar da Formação Sergi, inclusive no que diz respeito ao seu posicionamento temporal pré-rifte ou cedo-rifte. Para isso, o estudo proposto analisa as estruturas rúpteis (incluindo campos de paleotensão) e os dados sedimentares (como, por exemplo, determinação de sentidos de paleocorrentes), propondo um modelo esquemático dinâmico da evolução tectono-sedimentar da Fm Sergi em área localizada na borda flexural da Bacia do Recôncavo. As estruturas do embasamento também são analisadas com o intuito de verificar se na arquitetura rúptil da bacia há reflexos de herança do embasamento e a sua influência no arcabouço estrutural da mesma. A Bacia do Recôncavo está inserida no sistema de riftes Recôncavo-Tucano-Jatobá cuja formação está relacionada aos estágios precoces de abertura do Atlântico Sul, sendo preservado como um ramo abortado da margem leste do Brasil, durante a fragmentação do Gondwana. A Fm Sergi é caracterizada como uma sequência flúvio-eólica-lacustrina, depositada durante a seção pré-rifte. Existe, predominantemente, um padrão de falha N010° notório na área de estudo, sendo o provável responsável pelo basculamento das S0 e no controle da deposição dos sedimentos (principalmente eólico e fluvial entrelaçado). A interpretação integrada dos dados permitiu verificar que a tectônica exerceu um importante papel durante a deposição da Formação Sergi, visto que, seu sistema eólico e seus canais fluviais entrelaçados tiveram, provavelmente, suas paleocorrentes controladas por rampas de revezamento de pequeno rejeito, caracterizando-a como contemporânea à fase cedo rifte da Bacia do Recôncavo.

Palavras-chave: Bacia do Recôncavo; Formação Sergi; Paleocorrentes; Paleotensão.

ABSTRACT

The incessant search for information about the Sergi Formation - the largest hydrocarbon reservoir in the Recôncavo Basin - has been occurring for decades. However, there are few studies that unify their sedimentary and tectonic, as proposed in the present work. An integrated study should provide important information about the tectono-sedimentary evolution of the Sergi Formation, including its pre-rift or early-rift positioning. In order to do so, the proposed study will analyze brittle structures (including paleotension fields) and sedimentary data (such as paleocurrents), proposing a dynamic schematic model of the tectono-sedimentary evolution of Fm Sergi in an area located at the flexural border of the Reconcavo Basin. The basement structures are also analyzed with the purpose of verifying if in the basalt architecture there are reflections of inheritance of the basement and its influence in the structural framework of the basement. The Recôncavo Basin is part of the Recôncavo-Tucano-Jatobá riftes system whose formation is related to the early opening stages of the South Atlantic, being preserved as an aborted branch of the eastern margin of Brazil during the Gondwana fragmentation. Fm Sergi is characterized as a fluoride-Aeolic-lacustrine sequence, deposited during the pre-rift section. There is a predominant N010° fault pattern in the study area, being probably responsible for the S0 tipping and the sediment deposition control (mainly braided fluvial and aeolian). The integrated interpretation of the data allowed us to verify that tectonics played an important role during the deposition of the Sergi Formation, since its wind system and its interlaced fluvial channels probably had their paleocurrent controlled by small reject ramps, characterizing it as contemporary to the early rife phase of the Recôncavo Basin.

Keywords: Recôncavo Basin; Sergi Formation; Paleocorrentes; Paleotension.

1. INTRODUÇÃO

A área instrumento de pesquisa localiza-se no estado da Bahia, porção oeste da Bacia do Recôncavo (BR), compreendendo o embasamento cristalino e a Formação Sergi (figura 1). Esta formação, principal unidade geológica da área de estudo, é composta por importantes sequências flúvio-eólico-lacustrinos, que representam os maiores reservatórios petrolíferos da Bacia do Recôncavo (SCHERER *et al.*, 2007). De acordo com a carta estratigráfica da BR (CAIXETA *et al.*, 1994), sua deposição ocorreu durante a fase pré-rifte cratônica das bacias marginais brasileiras.

Os *plays* exploratórios para hidrocarbonetos na Formação Sergi são, em sua maioria, caracterizados por trapas estruturais, onde falhas de grande rejeito colocam os reservatórios da Formação Sergi em contato lateral com folhelhos geradores e selantes da Formação Candeias. Diversos trabalhos têm demonstrado que sucessões flúvio-eólicas similares à Formação Sergi apresentam uma arquitetura deposicional bastante complexa, que gera variações significativas na heterogeneidade dos reservatórios em diferentes escalas (SCHERER *et al.*, 2007). Um estudo voltado para o controle tectônico da deposição na Formação Sergi pode adicionar conhecimento ao controle das heterogeneidades destes reservatórios e das trapas associadas.

Diante da importância da Formação Sergi no contexto de produção de reservatórios, diversas pesquisas vêm sendo realizadas, porém, a maioria aborda os temas de forma independente (ou aspectos sedimento-estratigráficos ou tectono-estruturais). Sendo assim, o presente trabalho propõe uma abordagem integrada com a análise dos seguintes tópicos: i) influência da herança do embasamento na formação do arcabouço da bacia; ii) principais padrões de direções das estruturas rúpteis; iii) análise dinâmica das estruturas (incluindo o estudo de paleotensores); iv) reconhecimento das sequências sedimentares da FS e de seus padrões de sentidos de paleocorrentes.

O estudo integrado destes tópicos permite compreender os controles tectônicos e sedimentares associados à deposição da Formação Sergi, inclusive no que diz respeito ao seu posicionamento temporal pré-rifte ou cedo-rifte. Por fim, propõe-se um modelo evolutivo tectono-sedimentar para a Formação Sergi.

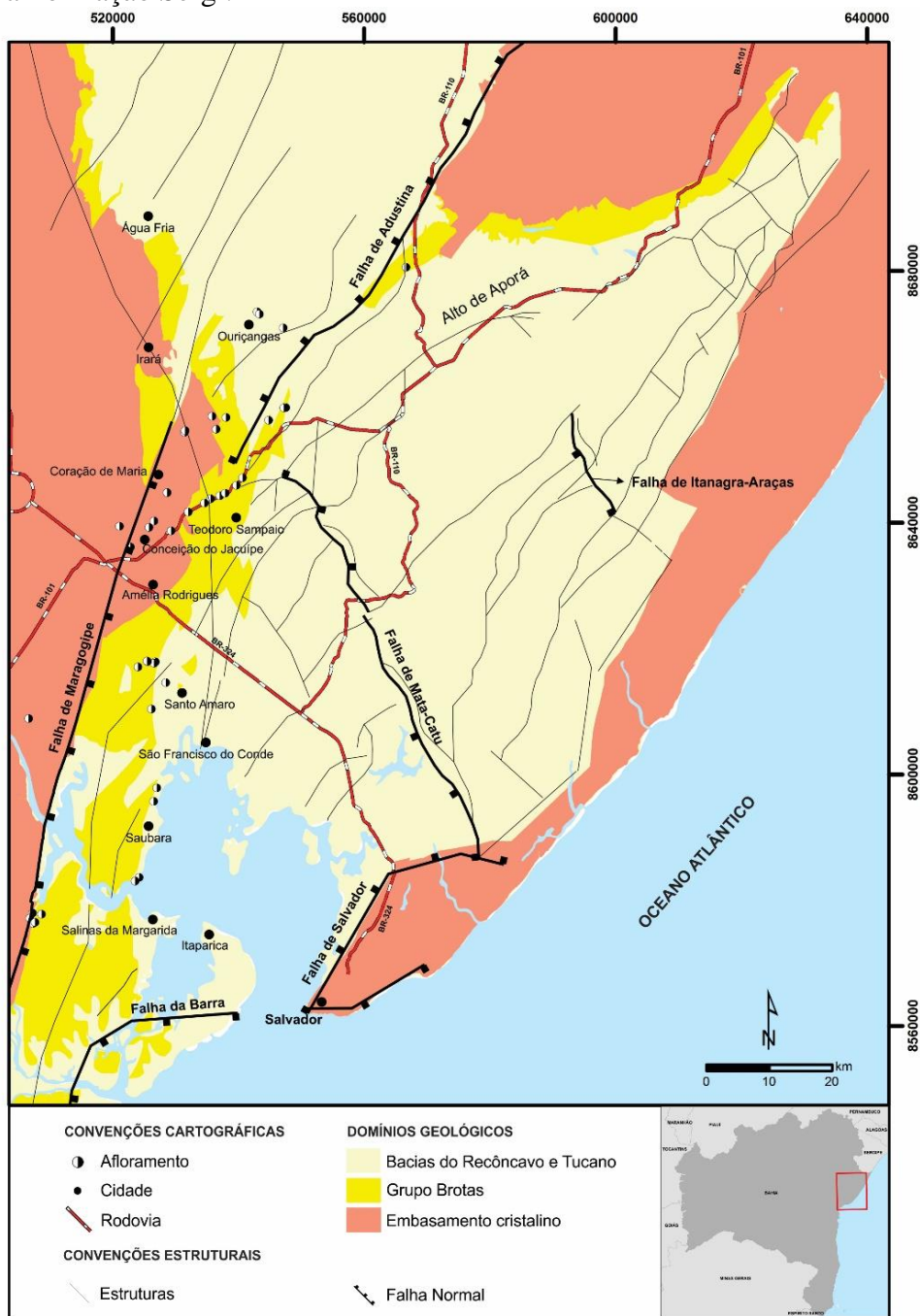


Figura 1: Mapa geológico simplificado da área de estudo. Salienta-se a distribuição dos afloramentos visitados ao longo da borda oeste da Bacia do Recôncavo.

2. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A Bacia do Recôncavo ocupa uma área de, aproximadamente, 11.500 Km², localizando-se na porção sul do sistema de riftes Recôncavo-Tucano-Jatobá. Limita-se, a norte e nordeste, pelo Alto de Aporá; a sul, pelo sistema de falhas da Barra; a oeste, pela falha de Maragogipe; e, a leste, pela falha de Salvador (MILHOMEM *et al.*, 2003).

Durante o Permiano houve o início do preenchimento da Bacia do Recôncavo com a Formação Afligidos, do Permiano (MILHOMEM *et al.*, 2003), depositando-se sob paleoclima árido e em contexto de bacia intracratônica, sendo subdividida no Membro Pedrão (inferior) e o Membro Cazumba (superior), *vide* figura 2.

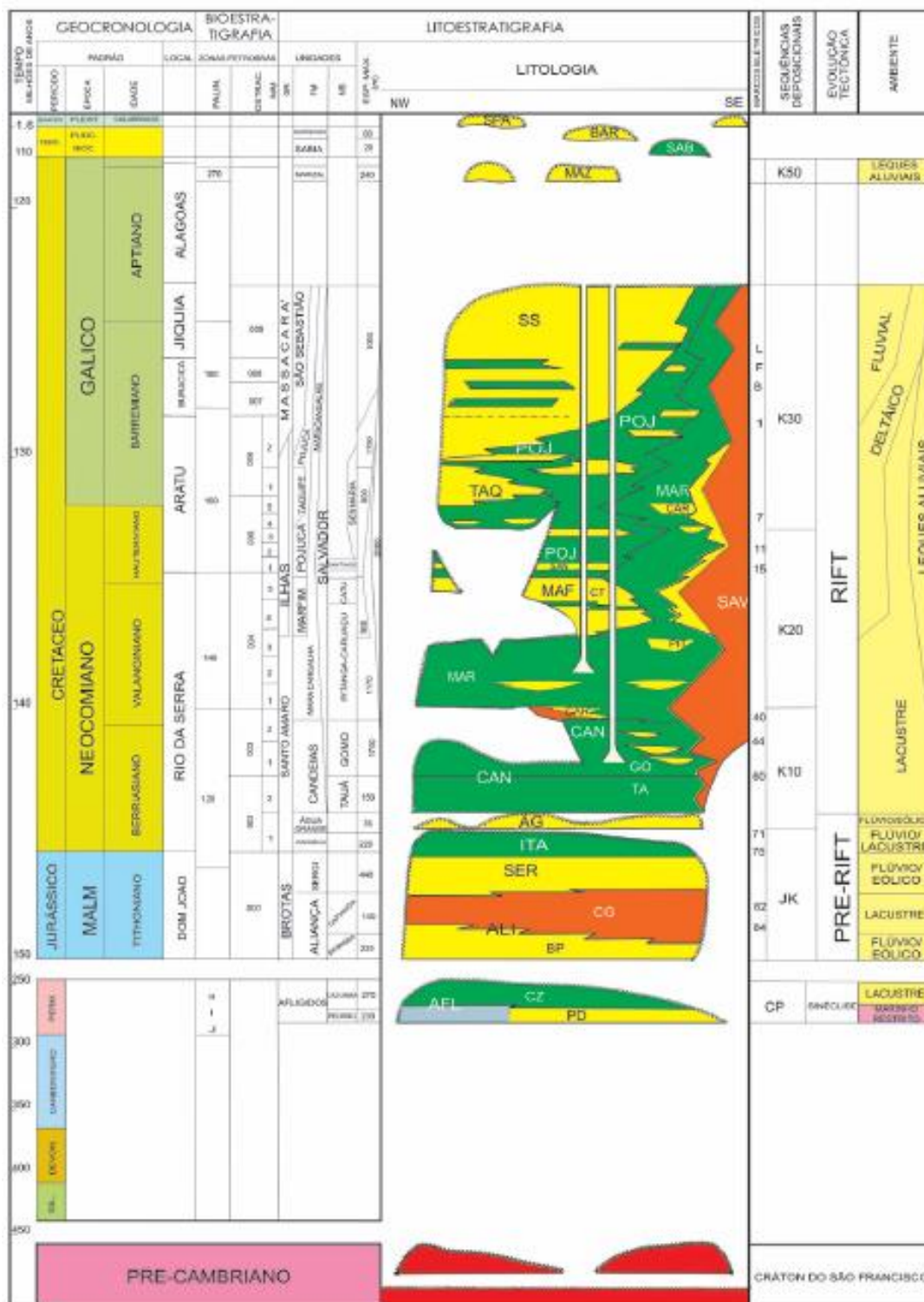


Figura 2: Carta estratigráfica da Bacia do Recôncavo (CAIXETA *et al.*, 1994).

A Supersequência Pré-Rifte representa a fase intracratônica do Supercontinente Gondwana, precedendo o rifte do Atlântico Sul, formando amplas e suaves depressões que foram preenchidas

por sedimentos lacustres e fluvio-eólicos (Neojurássico-Eocretáceo), em três grandes ciclos flúvio-eólicos, representados, da base para o topo, pelo Membro Boipeba, da Formação Aliança e pelas Formações Sergi e Água Grande. Intercalam-se a estes ciclos, fácies lacustres relacionadas ao Membro Capianga (Formação Aliança) e à Formação Itaparica.

A Formação Sergi detém os reservatórios de maior extensão e importância da Bacia do Recôncavo, com volume original *in place* de 362 milhões de m³ (Scherer *et al.*, 2007). Sua deposição está relacionada com a fase da depressão Afro-Brasileira da bacia, sendo uma calha alongada na direção N-S. Scherer *et al.* (2005) interpretaram-na como uma depressão periférica adjacente a uma área de elevação crustal, que seria o embrião do futuro rifte. De acordo com Bruhn *et al.* (1987), a Formação Sergi consiste de sedimentos submaturos depositados durante o Neojurássico por sistemas fluviais, eólicos e lacustres, em paleoclima semi-árido e árido. Litologicamente é composta por arenitos finos a conglomeráticos com estratificação cruzada, característico de ambiente fluvial entrelaçado a efêmero, com feições de retrabalhamento eólico, intercalados com folhelhos vermelhos a cinza esverdeados (MILHOMEM *et al.*, 2003).

2.1 Compartimentação estrutural

De acordo com Magnavita (1996), a instalação da Bacia do Recôncavo é fortemente controlada pelas estruturas pretéritas do seu embasamento. O cinturão orogênico Itabuna-Salvador-Curaçá de idade paleoproterozoica (BARBOSA & SABATÉ, 2002) representa o embasamento da Bacia do Recôncavo e suas principais estruturas controlam a geometria do arcabouço tectônico da bacia, como a orientação das zonas de falhas, dos altos do embasamento e de suas zonas de acomodação/transferência.

Esse padrão estrutural possibilita subdividir a Bacia do Recôncavo em três compartimentos limitados por falhas de transferência com direção NW-SE, que funcionam como zonas de acomodação – Mata-Catu e Itanagra-Araçás (MILANI, 1987; MAGNAVITA *et al.*, 2005).

As principais falhas/estruturas que ocorrem na Bacia do Recôncavo são: sistema de falhas de Maragogipe, falha de Salvador, falha de Mata-Catu, falha de Itanagra-Araçás, falha da Barra e o alto de Aporá (figura 1). A seguir, têm-se uma breve descrição sobre elas.

A falha de Maragogipe apresenta orientação geral N010°, sendo localizada na borda oeste da bacia. Segundo Corrêa-Gomes & Destro (2012), apresenta rejeitos que não ultrapassam 500 (quinhentos) metros, caracterizando uma zona com maior estabilidade tectônica. Essa falha é produto da reativação de zonas de cisalhamento profundas que representam antigas suturas da orogenia paleoproterozóica.

Já o sistema de falhas de Salvador possui *trend* N030°, localizando-se na borda leste da bacia. Magnavita *et al.* (2005), definiu o comprimento da falha em, aproximadamente, 150 Km, apresentando cinemática normal, mas possuindo importante componente oblíquo dextral.

Situada na porção central da Bacia do Recôncavo, a falha de Mata-Catu apresenta direção principal N150°. Encontra-se em contato abrupto com o Alto de Aporá e em contato difuso com a falha de Salvador, possuindo cinemática tanto transpressional quanto transtensional (MAGNAVITA, 1996). Para Destro *et al.* (2003), a estrutura representa uma falha de alívio (*release fault*) cuja história de geração está associada com a variação do rejeito ao longo da falha de Salvador.

A falha de Itanagra-Araçás situa-se na porção nordeste da bacia, limitando os compartimentos nordeste e central. O *trend* principal é N150°. No seu limite sudeste, apresenta terminação contra a falha de Salvador, deslocando-se com cinemática sinistral por cerca de 3 (três) quilômetros (MILANI, 1987).

Por sua vez, a falha da Barra tem orientação N090°, localizando-se na porção sul da Bacia do Recôncavo limitando a Bacia do Recôncavo da Bacia de Camamu. Apresenta uma forma elíptica, cuja cinemática varia ao longo de sua história evolutiva.

O Alto de Aporá apresenta direção N030°, que constitui uma feição herdada do embasamento, separando a Bacia do Recôncavo da Bacia do Tucano Sul. Encontra-se bordejado, a oeste, pela falha de Inhambupe, e, a leste, pela falha do Tombador. Esse Alto possui forte estruturação NE-SW e representa, segundo Kosin *et al.* (2003), o limite sudeste do Bloco Serrinha (BARBOSA & SABATÉ, 2002) com os sedimentos da Bacia do Recôncavo.

3. ESTADO DA ARTE

Para as bacias do tipo rifte, podem ser destacados dois modelos de geração: - primeiramente, o relacionado ao rifteamento ativo, no qual a subida do manto astenosférico precede a extensão, gerando um domeamento litosférico, seguido por subsidência térmica; - o segundo modelo relaciona-se a um rifteamento passivo, no qual a extensão é anterior à subida do manto astenosférico.

Tendo em vista os modelos acima apresentados, podem-se considerar, como modelos de mecanismos de extensão litosférica associada, os seguintes modelos de bacias rifte: segundo McKenzie (1978), a geração das bacias está associada ao cisalhamento puro; já para Wernicke (1981, 1985), o cisalhamento simples estaria relacionado à geração de bacias; por fim, Lister *et al.* (1986), acredita que a geração de bacia está associada ao cisalhamento simples com delaminação do manto e da porção dúctil da crosta (figura 3)

Diversos modelos foram propostos para destacar os aspectos tectônicos associados à formação e à evolução das bacias do tipo rifte. Dentre esses modelos, os principais para explicar um rifte clássico (como, por exemplo, o sistema de riftes Recôncavo-Tucano-Jatobá) são: (i) o modelo de descolamento (USSAMI *et al.*, 1986), (ii) o modelo de descolamento duplo (CASTRO JR., 1987), (iii) o modelo de cantilever flexural (MAGNAVITA *et al.*, 1994), (iv) o modelo da microplaca (SZATMARI *et al.*, 1985; MILANI, 1987; MILANI & DAVISON, 1988), (v) o modelo do mega-cisalhamento (COHEN, 1985), e (vi) o modelo de rifteamento duplo (MAGNAVITA, 1992).

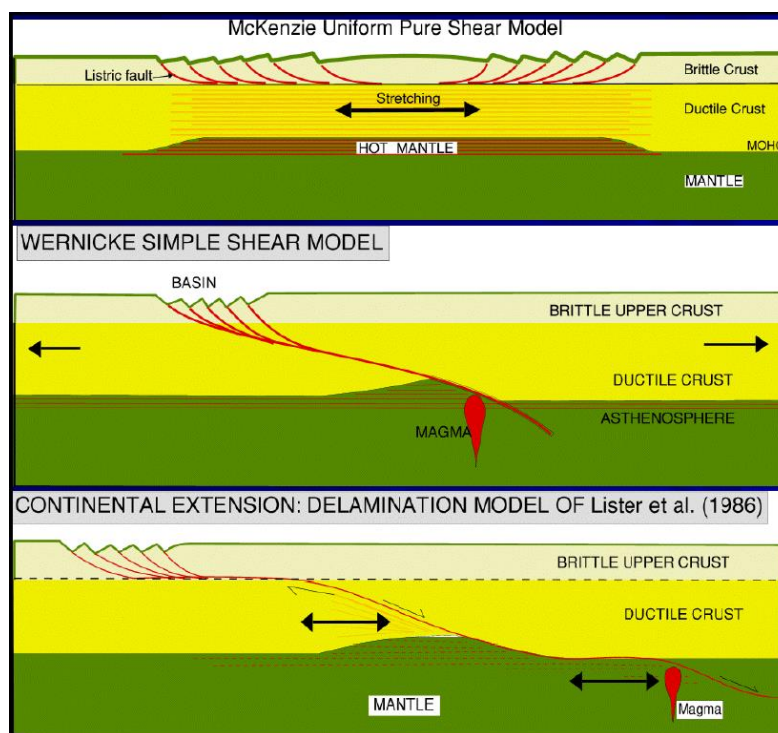


Figura 3: Principais modelos de extensão litosférica: (a) o simétrico de Mackenzie (1978), (b) o assimétrico de Wernicke (1981, 1985) e (c) o assimétrico com delaminação de Lister *et al.* (1986).

De acordo com Gawthorpe & Leeder (2000), os modelos conceituais para a evolução tectono-sedimentar das bacias tipo rifte estão associados a uma complexa interação tridimensional de fatores, tais quais: (i) propagação de falhas da bacia; (ii) desenvolvimento das bacias de drenagem; (iii) os efeitos das mudanças no clima e nível do mar/lago. Diante disso, tais autores sugerem o importante papel dos controles tectônicos no arcabouço da bacia, inclusive, nos primeiros estágios de desenvolvimento do rifte (figura 4).

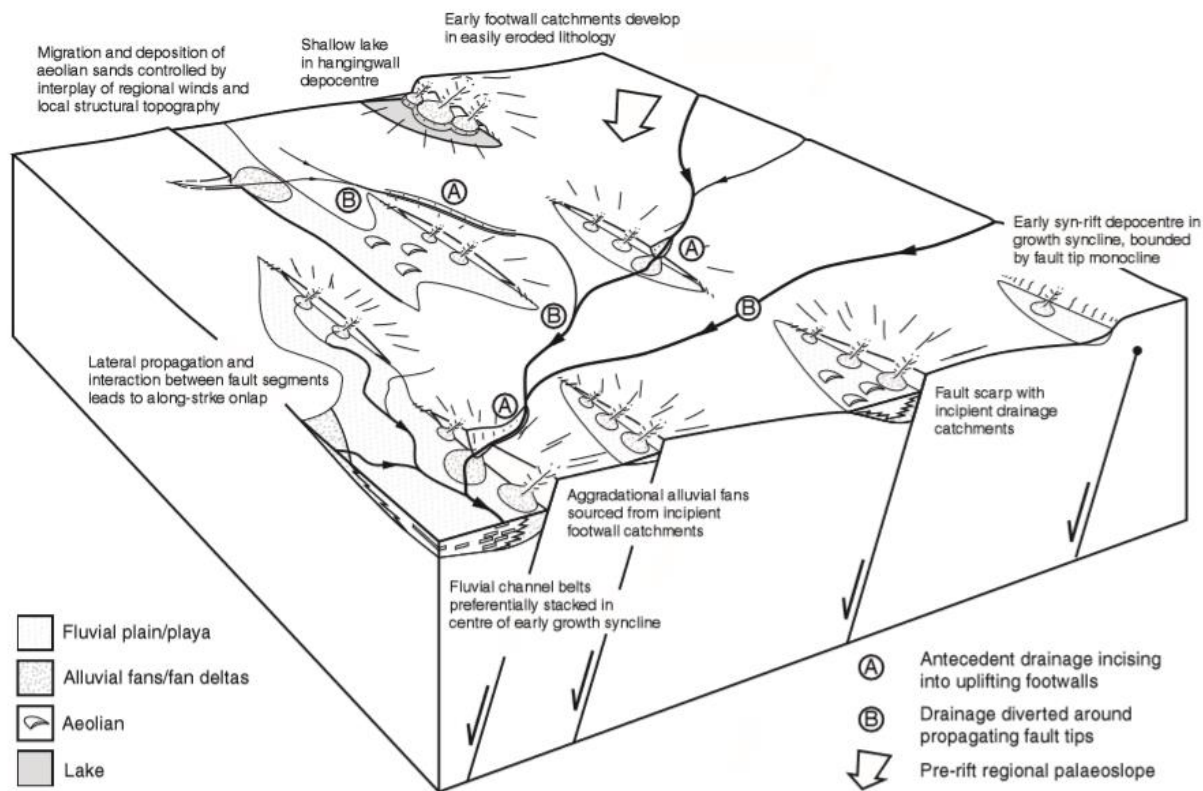


Figura 4: Evolução tectono-sedimentar de uma sequência de falhas normais (ambiente continental) no estágio de pré-rifte. Diversas sub-bacias flúvio lacustres isoladas são formadas associadas aos pequenos rejeitos de falhas normais. As principais vias de transporte de sedimentos são dominadas por redes de drenagem pré-existentes, que são localmente modificadas em função da topografia (Gawthorpe & Leeder, 2000).

Em relação às principais estruturas encontradas em bacias tipo rifte, Gibbs (1984) destacaram a presença de zonas de transferência e de rampas de revezamento em bacias sedimentares com distribuição em *échelon*: (i) zonas de transferência e (ii) zonas ou rampas de revezamento.

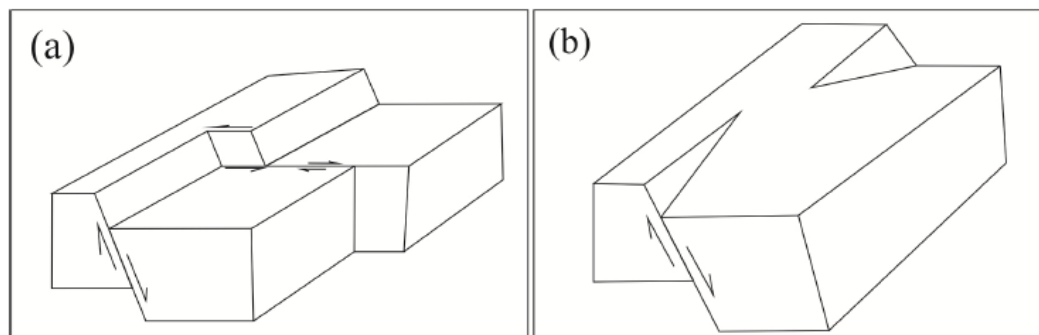


Figura 5: Exemplos típicos de zonas de transferência em (a) e zonas/rampas de revezamento em (b). Adaptado de Gibbs (1994) (in SILVA, 2013).

As zonas de transferência são sistemas coordenados de feições deformacionais que conservam estruturas provenientes da extensão regional. Desse modo, riftes são formados por falhas normais associados às falhas transcorrentes.

Os principais elementos estruturais encontrados em riftes ocorrentes no mundo, segundo Magnavita (1992), são: (i) falha de borda; (ii) margem flexural; (iii) degraus ou steps; (iv) baixo estrutural antitético e sintético; (v) plataforma; (vi) zonas de acomodação; (vii) gráben; e (viii) estruturas em sedimentos inconsolidados (falha de crescimento, diápiro de folhelho, dobra na extremidade da falha e compactação diferencial).

Prosser (1993) dividiu a seção rifte em quatro fases distintas, denominando-as de Tratos de Sistemas Tectônicos de Início do Rifte, de Desenvolvimento de Meio-Gráben, de Clímax do Rifte e Final do Rifte.

Destro (2002) definiu e identificou modelos de falhas de alívio, cuja parte central do plano de falha apresenta maior rejeito e no mesmo sistema há componentes cinemáticos transcorrentes e até reversos. Ao passo que, Corrêa-Gomes *et al.* (2005) identificaram um sistema de fraturamento romboédrico, onde o sistema de falhas transversais formou-se durante um regime de falhas normais (tensores máximos verticais) e, posteriormente, foi reativado com transcorrência (tensores máximos horizontais).

No que tange à evolução tectônica da borda atlântica da Bahia, pode-se afirmar que estruturas herdadas do embasamento cristalino seriam outro forte controlador da formação das bacias tipo rifte (CORRÊA-GOMES & DESTRO, 2012). Nas bacias tipo rifte emersas da Bahia, os principais litotipos são os conjuntos granulíticos do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá e gnaiss-migmatitos do Cinturão Salvador-Esplanada, ambos do Paleoproterozoico, e do Bloco Serrinha pertencentes ao Cráton do São Francisco (BARBOSA & SABATÉ 2002; BARBOSA *et al.*, 2007).

Esses terrenos foram formados durante uma evolução tectônica polifásica, imprimindo uma estruturação complexa e diacrônica. Sabendo-se que esses terrenos apresentam, por vezes, idades Arqueanas, a estruturação regional foi principalmente modelada no Paleoproterozóico, em torno de 2,1 Ga, com um forte encurtamento crustal, colisão e colagem de vários blocos tectônicos.

A abertura de sul para norte do Atlântico Sul, no Mesozóico, foi a mentora na formação de inúmeras bacias do tipo rifte. Esse evento aconteceu em, pelo menos, dois macroestágios: o rifteamento propriamente dito (220 a 98Ma) e a deriva continental (98Ma ao recente). O rifteamento evoluiu diacronicamente, como visto em Bueno (2004), em três estágios, causando a abertura do Atlântico Sul: primeiramente a sul (entre 220Ma e 140Ma) que resultou na Margem Atlântica Leste, depois ao norte (entre 140 – 110 Ma) com a formação da Margem Equatorial e, por fim, no centro (entre 113 e 98 Ma) com a formação da Bacia Marginal Pernambuco-Paraíba. De acordo com Magnavita (1992) e Magnavita *et al.* (2005), o rifteamento aconteceu em duas fases tectônicas para a formação do sistema de riftes Recôncavo-Tucano-Jatobá: a mais precoce com extensão regional orientada E-W e, em seguida, na fase mais evoluída do rifteamento, NW-SE.

3.1 Discussão conceitual

Os processos de sedimentação podem ser influenciados fortemente por uma combinação de fatores endógenos e exógenos. Sendo assim, não somente as interações climáticas controlam os processos sedimentares, como, também, a tectônica.

Ao analisar as condições para sedimentação, alguns fatores básicos devem ser considerados, tais quais: a tectônica, o clima e a eustasia (GALLOWAY, 1989). Esses fatores estão relacionados ao fluxo de energia do ambiente, ao suprimento de sedimentos e à acomodação. Desse modo, em qualquer ambiente deposicional, o balanço entre energia do fluxo e o suprimento de sedimentos define a manifestação dos processos de deposição ou erosão.

No que tange à tectônica, esse é um fator mecânico que gera movimentos nas bacias sedimentares (subsidência e soerguimento), produzindo ou consumindo acomodação. A eustasia compreende as flutuações eustáticas do nível do mar global e, assim como a tectônica, promove a influência direta na quantidade de espaço disponível para deposição. O clima, pode influenciar a acomodação tanto através da eustasia (subida ou descida do nível do mar), como pela variação do nível de energia do ambiente.

Kuchle & Scherer (2010) dividiram internamente a seção rifte da BR em quatro fases distintas, denominando-as de Tratos de Sistemas Tectônicos (PROSSER, 1993). O Trato de Sistemas Tectônico de Início do Rifte compreende os primeiros depósitos associados aos pulsos iniciais de estiramento crustal, desse modo, o início de uma fase rifte apresenta uma tectônica incipiente que, por sua vez, aumenta progressivamente. Estes primeiros depósitos ocorrem na forma de uma ampla bacia rasa, continental, com lago raso, comumente recoberto por depósitos fluviais e eólicos. Sua formação está claramente associada aos esforços de estiramento crustal da fase rifte e, por isso, estão geneticamente vinculados ao rifte. Controles estruturais são observados, principalmente em escalas de afloramento, na deposição desta fase, indicando uma tectônica ativa, porém, ainda discreta. A falha de borda ainda não se desenvolveu, não havendo indícios de sua atividade. O preenchimento se dá por ciclos de inundação lacustre e recobrimento fluvial, resultando em um padrão de empilhamento de ciclo agradacional. Um truncamento erosivo regional marca a Discordância Sin-Rifte na base do início do rifte.

Diacronicamente, Corrêa-Gomes & Destro (2012) consideram a fase pré-rifte relacionada aos eventos que precederam, não possuindo ligação direta, ao rifteamento. Já a fase cedo-rifte estaria relacionada aos eventos mais precoces do rifteamento, com a formação de falhas de pequeno rejeito.

Comparando os modelos propostos por Kuchle & Scherer (2010) e Corrêa-Gomes & Destro (2012), pode-se considerar que o Trato de Sistemas Tectônico de Início de Rifte equivale-se ao Cedo-Rifte, ora definido por Corrêa-Gomes & Destro (2012).

4. MATERIAIS E MÉTODOS

A fim de alcançar os objetivos propostos no estudo, procedeu-se a seguinte sistemática de trabalho:

4.1 Geoprocessamento

Buscou-se a aquisição de imagens de radar orbital da *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM), obtidas gratuitamente no sítio do Serviço Geológico dos Estados Unidos (USGS). Em seguida, utilizou-se o auxílio do *software* ARCGIS 10.1® para criar a imagem de relevo sombreado da área de estudo com iluminações de azimute 0°, 90°, 180° e 270°. Os lineamentos foram traçados através de parâmetros geomorfológicos sugeridos por Amaro *et al.* (1991): cristas alinhadas, fundos de vale e drenagens (feições positivas ou negativas), expressões topográficas tais como linhas ou segmentos de escarpas (limites erosivos e/ou litológicos), mudanças texturais/estruturais abruptas nos terrenos, elementos indicativos de estruturas geológicas. A partir disso, os lineamentos foram filtrados em função da unidade geológica que perpassavam, sendo divididos em: i) lineamentos do embasamento cristalino; e ii) lineamentos da bacia sedimentar. Com o auxílio da ferramenta complementar AzimuthFinder® (QUEIROZ *et al.*, 2014), instalada no ARCGIS 10.1®, através da qual foi possível extrair os dados de orientação e comprimentos dos lineamentos, foi possível gerar uma matriz de dados de frequência e comprimento acumulado. As matrizes de dados foram submetidas à análise estatística através do *software* StereoNett 2.45® (DUYSTER, 2000), da qual resultaram gráficos do tipo rosácea, tanto para frequência, quanto para comprimento acumulado.

4.2 Campanhas de campo

Foram realizadas duas campanhas de campo, totalizando 12 dias de excursão. Nesse período, foram visitados 41 afloramentos ao longo da borda oeste da Bacia do Recôncavo, sendo coletados dados no embasamento cristalino (foliação, lineação de estiramento mineral, falhas/fraturas, zonas de cisalhamento) e no Grupo Brotas (falhas/fraturas, *shear bands*, superfícies de deposição primárias e paleocorrentes).

4.3 Tratamento de dados

A interpretação dos principais padrões de fraturas e falhas apresentados na região determina o padrão geométrico predominante. Para isso, organizou-se um banco de dados arquivados em planilhas no Microsoft Excel® cujos dados foram tratados discriminando as medidas de embasamento e bacia, o que possibilitou a elaboração de diagramas do tipo rosácea e de isodensidade polar no *software* de geologia estrutural StereoNett 2.45® (DUYSTER, 2000).

A confecção das rosáceas de paleotensores ocorreu a partir da junção dos dados de padrões geométricos às informações de cinemática das estruturas da área de estudo, possibilitando a obtenção das orientações 3-D dos tensores principais (σ_1 , σ_2 , σ_3) geradores dos planos de ruptura. No cálculo destes tensores foi utilizado o *software* Fault Kin Win® (ALLMENDINGER, 2001). Este *software* utiliza o método de inversão, que se deriva do método de Angelier & Mechler (1977), em que ambos o denominam de Método dos Diedros Retos (MDR). A análise dinâmica das estruturas auxiliou a criação do modelo tectono-estratigráfico para a área de estudo.

Outro importante aspecto no tratamento de dados foi a necessidade da restauração para a posição original do acamamento primário e das paleocorrentes, já que o pacote sedimentar estudado sofreu um basculamento significativo em função da atividade tectônica (COLLINSON E THOMPSON, 1989). A ferramenta que auxiliou na confecção dos diagramas de rosáceas, a partir da plotagem de dados no estereograma, foi o StereoNet 9.9.6® (DUYSTER, 2000).

No Corel Draw X8®, realizou-se o tratamento e edição de imagens geradas em outros *softwares*, como, por exemplo, as rosáceas importadas do StereoNett®, e a construção do modelo tridimensional.

5. RESULTADOS

Os resultados obtidos são apresentados, sistematicamente, a partir da seguinte ordem: apresentação de dados de estruturas (perpassando pelos lineamentos SRTM e os dados de campo), herança do embasamento, análise dinâmica das estruturas e, por fim, integração de dados e modelo de evolução tectono-estratigráfico da área.

5.1 Apresentação de dados de estruturas

5.1.1 Lineamentos de imagens SRTM

Nesse item são analisados lineamentos estruturais em imagens SRTM – *Shuttle Radar Topography Mission*, extraídos a partir de linhas traçadas em contrastes de relevo. As orientações principais são constituídas por estruturas rúpteis, sendo representadas por diagramas de rosáceas. Foram traçados um total de 3.730 lineamentos com um comprimento acumulado de 13.300 Km. Os dados são apresentados em lineamentos do embasamento cristalino e lineamentos da bacia sedimentar, a seguir (figura 6).

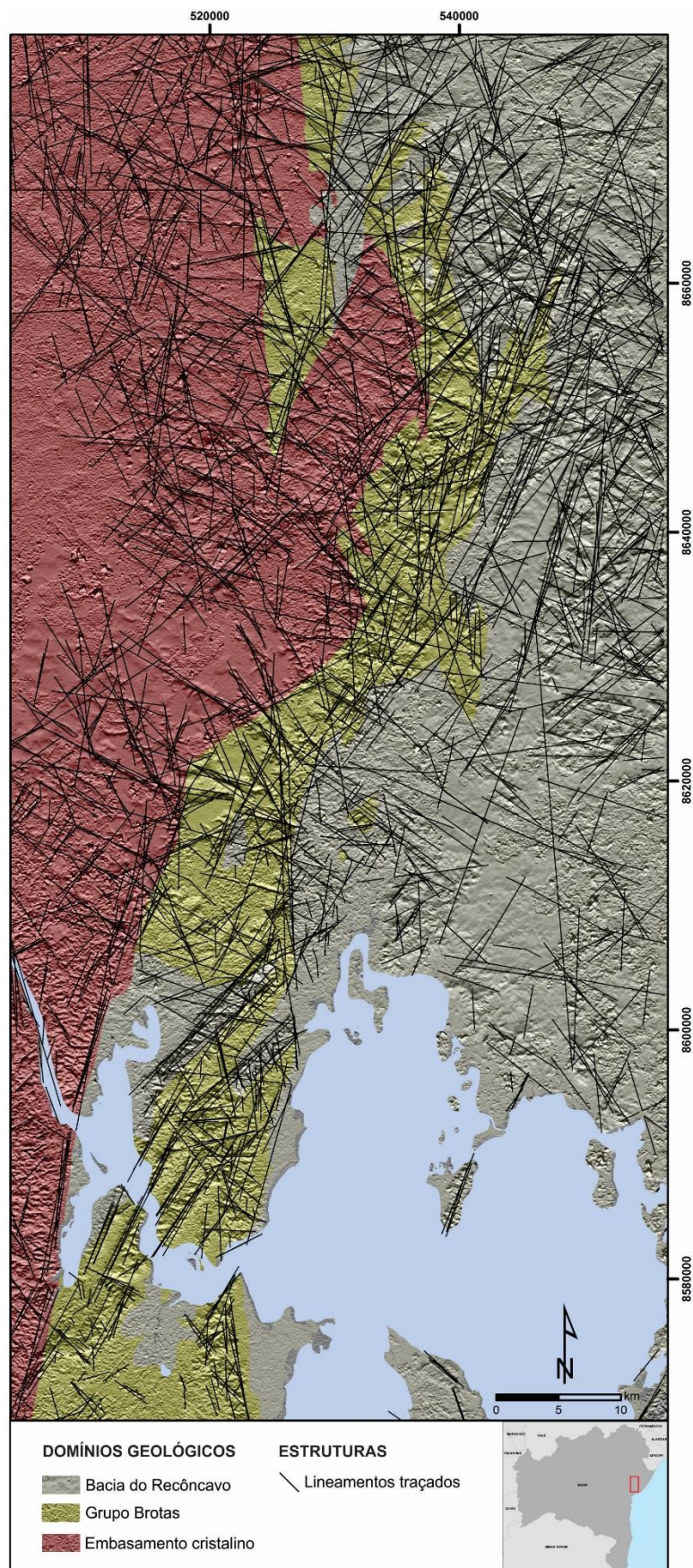


Figura 6: Mapa de lineamentos estruturais totais da área de trabalho. Ressalta-se a individualização dos domínios do embasamento cristalino e da bacia sedimentar.

5.1.1.1 Lineamentos do embasamento cristalino

Ao total foram traçados 1.265 lineamentos do embasamento cristalino, sendo as direções de maior frequência representadas por: N160° - N170° com 103 medidas (8,14%); N030° - N040° com 101 medidas (7,98%); N100° - N110° com 100 medidas (7,91%); N110° - N120° com 85 medidas (6,72%). As direções de maior comprimento acumulado são: 424,8 Km para N120° - N130° (8,57%); 424,8 Km para N160° - N170° (8,57%); 392 Km para N030° - N040° (7,91%); 352,8 Km para N110° - N120° (7,12%).

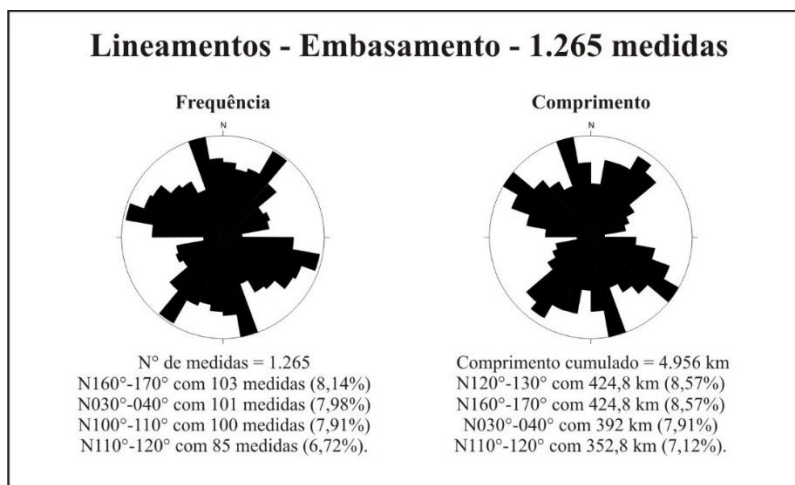


Figura 7: Diagramas de rosáceas referentes à frequência e comprimento total acumulado dos lineamentos estruturais, no embasamento cristalino, traçados pelos contrastes de relevo sobre a imagem SRTM.

5.1.1.2 Lineamentos da bacia sedimentar

As direções dos lineamentos obtidos na cobertura sedimentar totalizaram 2.465 medidas, sendo as direções mais incidentes: N030° - N040° com 259 medidas (10,51%); N100° - N110° com 229 medidas (9,29%); N020° - N030° com 209 medidas (8,48%); N160° - N170° com 185 medidas (7,51%). As direções de maior comprimento acumulado foram: 945 Km para N030° - N040° (11,33%); 936 Km para N020° - N030° (11,22%); 578,7 Km para N120° - N130° (6,94%); 531 Km para N100° - N110° (6,36%).

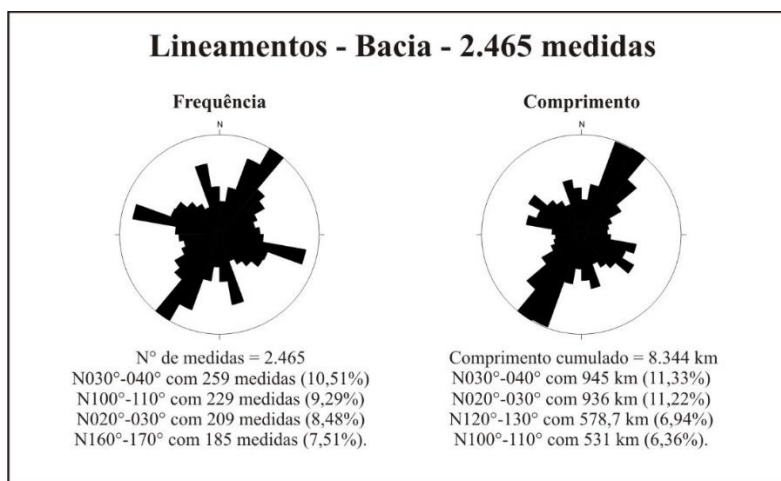


Figura 8: Diagramas de rosáceas referentes à quantidade e ao comprimento total acumulado dos lineamentos estruturais, na cobertura sedimentar fanerozoica, traçados pelos contrastes de relevo sobre a imagem SRTM.

5.1.2 Dados de campo do embasamento

Durante a fase de campo foram coletados dados de foliação (105 medidas), lineação de estiramento mineral (45 medidas), falhas/fraturas (509 medidas) e falhas normais (27 medidas).

Para os dados de foliação foram obtidos os seguintes *strikes*: N040° - N050° com 25 medidas (23,81%); N060° - N070° com 19 medidas (18,10%); N030° - N040° com 15 medidas (14,29%); N110° - N120° com 15 medidas (14,29%). Nas orientações de mergulho foram encontradas as seguintes medidas: N130° - N140° com 22 medidas (20,95%); N200° - N210° com 15 medidas (14,29%); N330° - N340° com 15 medidas (14,29%); N120° - N130° com 13 medidas (12,38%). O estereograma de isodensidade polar indica maior concentração para N310°/15°.

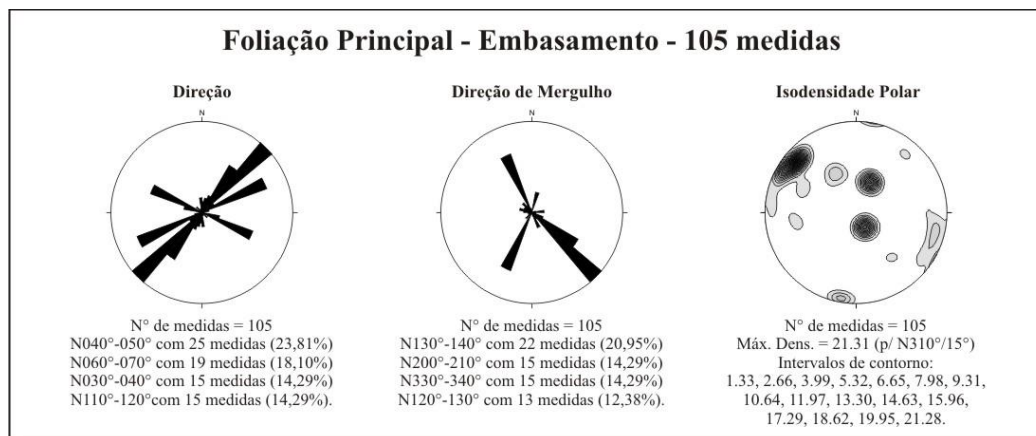


Figura 9: Rosáceas de *strike*, *dip* e estereograma de isodensidade polar, no hemisfério inferior, rede estereográfica igual-área, das medidas de foliação principal do embasamento coletadas em campo.

As lineações de estiramento mineral (L_x) foram marcadas, predominantemente, pelo estiramento do plagioclásio, hiperstênio, quartzo e feldspato. As direções mais frequentes foram: N020° - N030° com 12 medidas (26,67%); N030° - N040° com 9 medidas (20,00%); N000° - N010° com 6 medidas (13,33%); N110° - N120° com 5 medidas (11,11%). Os plunges preferenciais foram: N200° - N210° com 10 medidas (22,22%); N210° - N220° com 7 medidas (15,56%); N180° - N190° com 6 medidas (13,33%); N190° - N200° com 5 medidas (11,11%). No diagrama de isodensidade de caimento, a máxima densidade encontrada foi 21.89, sendo a direção de maior concentração dos polos N205°/18°.

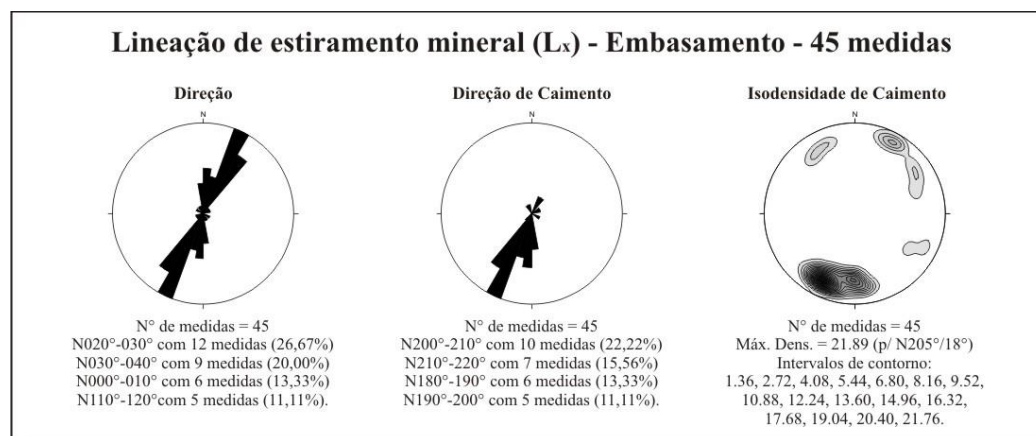


Figura 10: Rosáceas de Direção, direção de caimento e estereograma de isodensidade, no hemisfério inferior, rede estereográfica igual-área, das medidas de L_x do embasamento coletadas em campo.

Em campo foram obtidas 509 atitudes de planos de estruturas rúpteis, sendo os *trends* preferenciais: N010° - N020° com 82 medidas (16,11%); N090° - N100° com 76 medidas (14,93%); N120° - N130° com 56 medidas (11,00%); N100° - N110° com 48 medidas (9,43%). As direções de mergulho mais frequentes foram: N280° - N290° com 80 medidas (15,72%); N180° - N190° com 76 medidas (14,93%); N010° - N020° com 47 medidas (9,23%); N350° - N360° com 42 medidas (8,25%). O estereograma de isodensidade polar apresenta máxima densidade em 10.26 com maior concentração polar para N003°/18°.

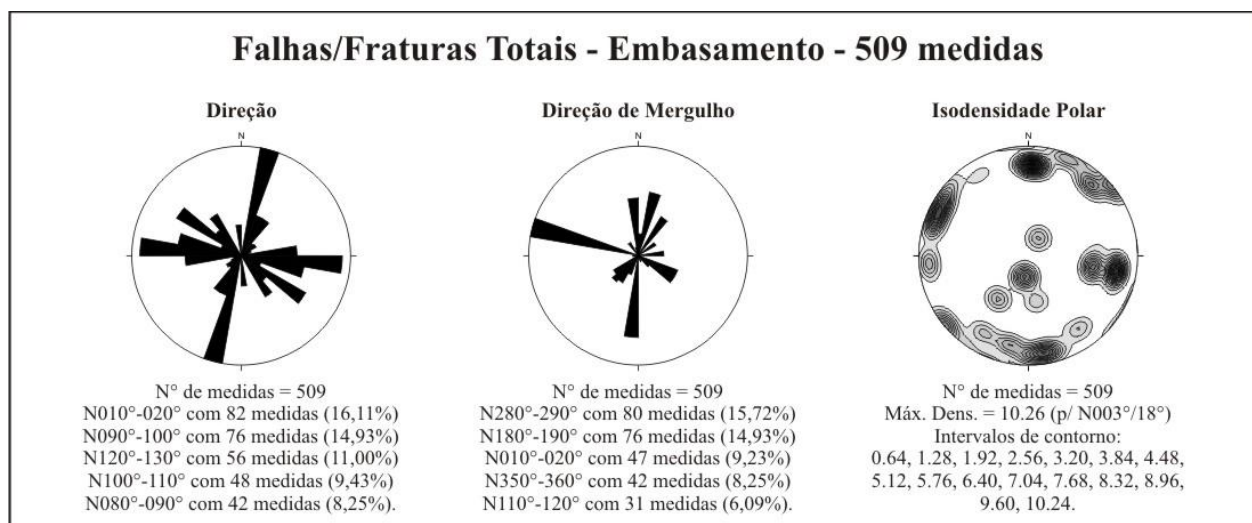


Figura 11: Rosáceas de direção, mergulho e estereograma de isodensidade polar, no hemisfério inferior, rede esterográfica igual-área, das medidas de falhas/fraturas totais do embasamento coletadas em campo.

As orientações de direção mais frequentes para as falhas normais foram: N100° - N110° com 16 medidas (59,26%); N060° - N070° com 5 medidas (18,52%). Para as direções de mergulho foram observados os seguintes *trends*: N010° - N020° com 16 medidas (59,26%); N150° - N160° com 5 medidas (18,52%). No estereograma de isodensidade polar tem-se máxima densidade 55.22 para N193°/18°.

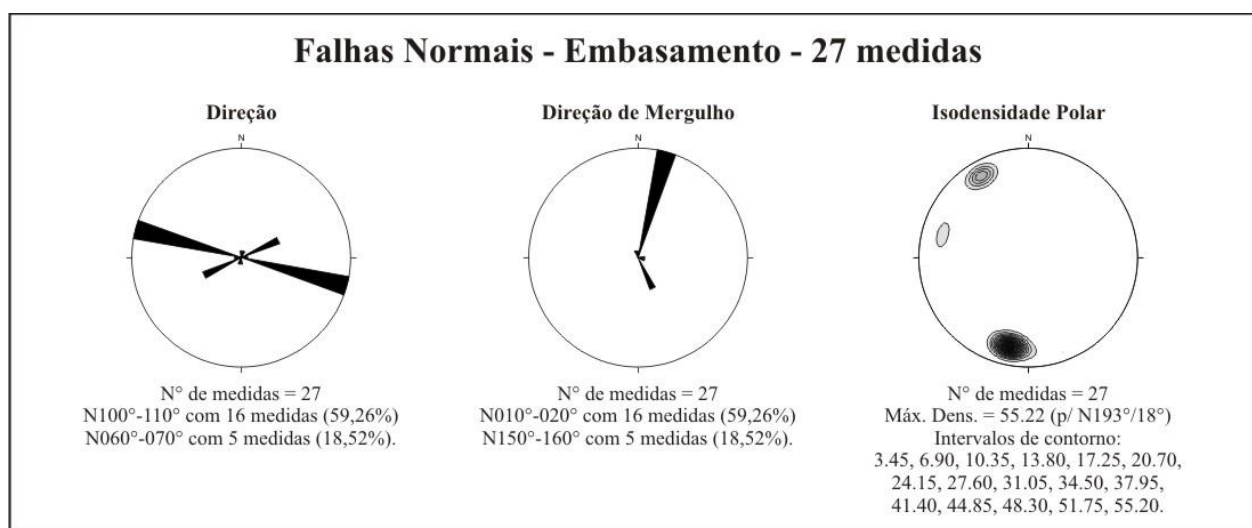


Figura 12: Rosáceas de direção, mergulho e estereograma de isodensidade polar, no hemisfério inferior, rede esterográfica igual-área, das medidas de falhas normais do embasamento coletadas em campo.

5.1.3 Dados de campo da bacia sedimentar

Durante a fase de campo foram coletados dados de superfícies primárias (total de 58 medidas), paleocorrentes (total de 82 medidas), *shear bands* com cinemática normal (75 medidas), falhas/fraturas (573 medidas) e falhas normais (38 medidas). Faz-se precípua ressaltar que o levantamento de dados na bacia ocorreu, basicamente, na Formação Sergi.

Em campo, identificou-se quatro associações de fácies principais: lençóis de areia, dunas eólicas, fluviais efêmeros e fluviais entrelaçados. Considerando que o foco do presente estudo não é interpretar associação de fácies tampouco fazer análise estratigráfica, adotou-se o trabalho de Scherer *et al.* (2007) e Scherer & Goldberg (2010), que já discutiram amplamente e detalhadamente essa temática. Sendo assim, a seguir, será feita uma breve descrição sobre os depósitos onde as medidas de S0/paleocorrentes foram coletadas para, posteriormente, apresentar os diagramas de rosáceas.

Os depósitos de lençóis de areia, em geral, apresentavam coloração amarela clara a esbranquiçada, constituído por arenito fino a médio, moderadamente selecionado e grãos subarredondados a subangulosos. Em alguns afloramentos, foi possível notar estratificação plano paralela pouco definida. Os depósitos de dunas eólicas, em sua maioria, apresentavam coloração variando de marrom-claro a amarelo-claro, granulometria de arenito fino a médio, moderadamente a bem selecionado e bimodalidade de grãos. Além disso, observou-se laminação definida por tamanho de grão bem como estratificação cruzada acanalada de médio e grande porte (superfícies primárias S0) – o que permitiu uma melhor visualização da geometria dos *sets* de estratos cruzados, auxiliando na obtenção dos dados de paleocorrente das dunas eólicas.

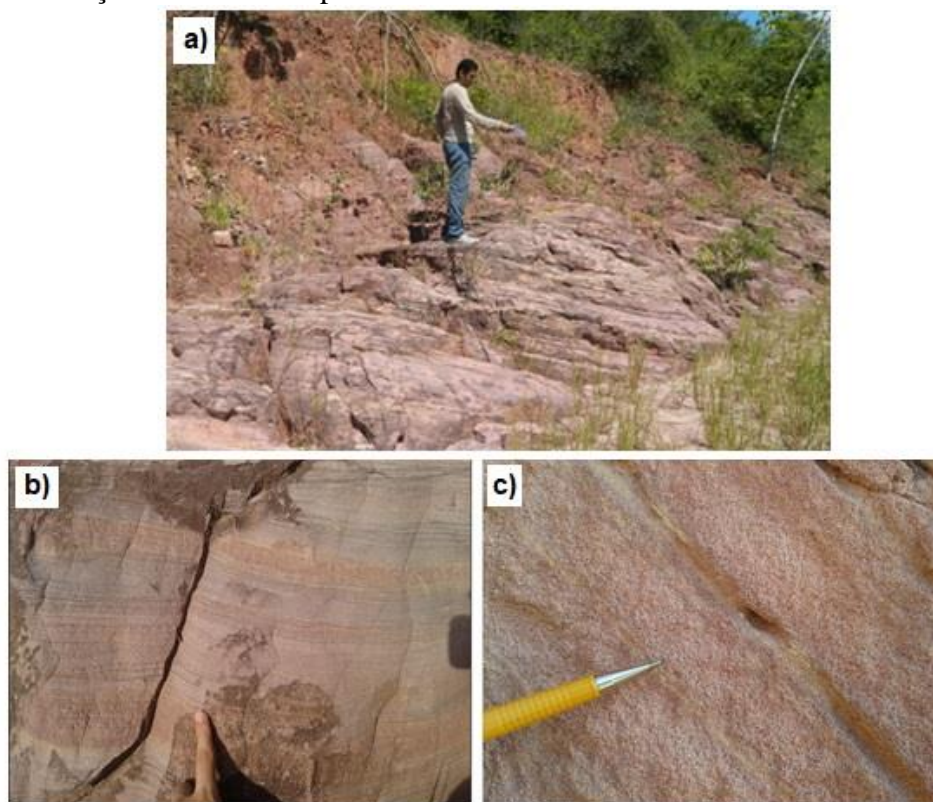


Figura 13: Em (a), tem-se um arenito com estratificação cruzada acanalada cuja geometria dos *sets* de estratos cruzados permite visualizar a paleocorrente para N240°. Em (b), observa-se o arenito com presença de bimodalidade de grãos. Em (c), laminações de fluxo de grão (*grain flow*) e queda livre de grão (*grain fall*).

Foram obtidas 17 medidas de S0 no sistema eólico, sendo as direções mais frequentes: N040° - N050° com 3 medidas (17,65%); N000° - N010° com 2 medidas (11,76%); N050° - N060° com 2 medidas (11,76%); N060° - N070° com 2 medidas (11,76%). As direções de mergulho mais representativas foram: N130° - N140° com 3 medidas (17,65%); N090° - N100° com 2 medidas (11,76%); N140° - N150° com 2 medidas (11,76%); N150° - N160° com 2 medidas (11,76%). O estereograma de isodensidade polar evidencia um caimento, predominantemente, para N320°/72°.

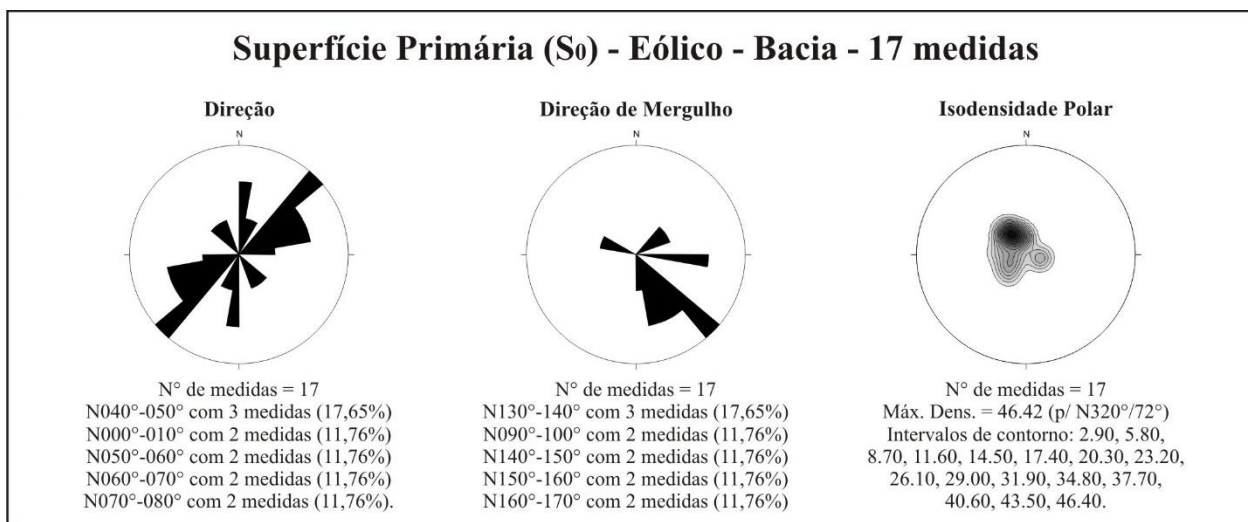


Figura 14: Rosáceas de direção, mergulho e estereograma de isodensidade polar, no hemisfério inferior, rede estereográfica igual-área, das medidas de superfícies primárias (S₀) de dunas eólicas coletadas em campo.

No total foram coletadas 31 medidas de paleocorrentes de dunas eólicas, sendo os principais sentidos: N200° - N210° com 3 medidas (9,68%); N000° - N010° com 2 medidas (6,45%); N080° - N090° com 2 medidas (6,45%); N170° - N180° com 2 medidas (6,45%); N240° - N250° com 2 medidas (6,45%).

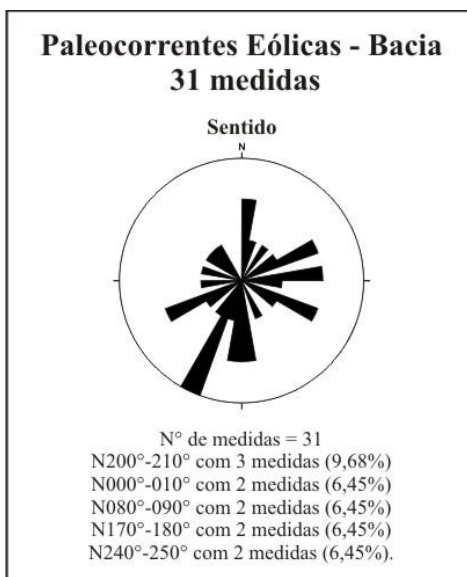


Figura 15: Rosácea de paleocorrente das medidas coletadas em campo do sistema eólico.

Considerando que Scherer *et al.* (2007) fez um levantamento sistemático de medidas de paleocorrentes na borda oeste da Formação Sergi, estes dados foram adicionados às medidas coletadas em campo a fim de se ter um melhor entendimento para a área de estudo. Na figura 16,

observa-se que o vetor resultante para os dados de Scherer *et al.* apresentou um paleofluxo para N206°, ao passo que, os dados de campo, também indicaram um vetor médio para N206°. Tal comportamento pode ser visualizado na sobreposição das pétalas, onde ambas estão indicando o fluxo das paleocorrentes para SW.

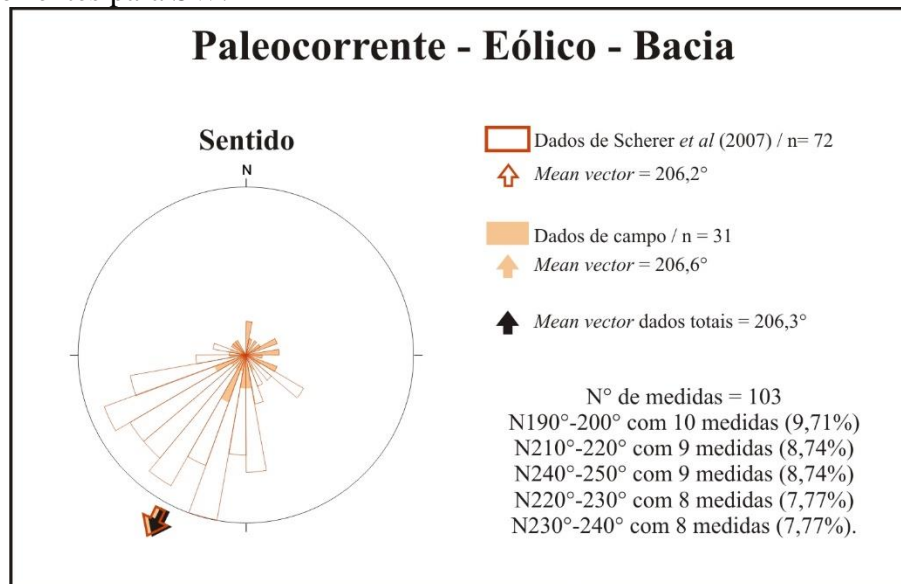


Figura 16: Rosácea de paleocorrentes das dunas eólicas coletadas em campo (pétalas hachuradas) e os sentidos de paleocorrentes levantados por Scherer *et al.* (2007) (pétalas sem hachuras). Observar o vetor resultante dos dados de campo, dos dados de Scherer *et al.* (2007) e dos dados totais.

Os depósitos relacionados às fácies de canais fluviais efêmeros encontrados na área são compostos, primordialmente, por arenitos levemente acastanhados a esbranquiçados, com porções arroxeadas, granulação fina a média, selecionamento regular, friável (figura 17). Geralmente, fluidizações estão associadas, o que dificultou a observação da estrutura sedimentar primária para a coleta de dados de S0 e paleocorrentes. A estratificação cruzada de baixo ângulo mostrou-se bastante difusa por causa dos processos de fluidização. Notou-se, também, a presença de pelitos com laminação plano-paralela.

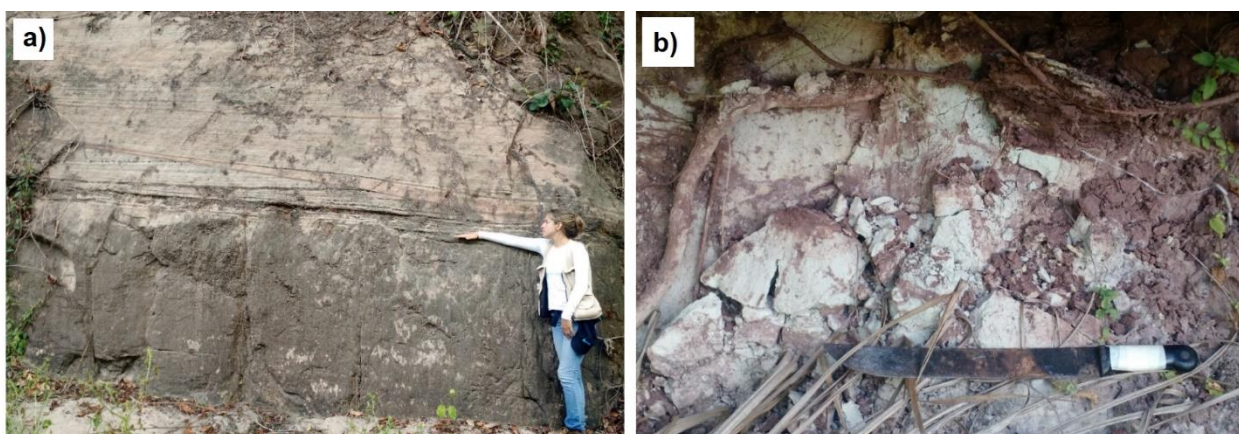


Figura 17: Nota-se, em (a), depósito de fluxos fluviais efêmeros na base do afloramento. Em (b), observa-se material com porções arroxeadas e altamente friável por conta da fluidização.

Para o sistema fluvial efêmero, as medidas de acamamento primário das principais famílias foram: N020° - N030° com 3 medidas (23,08%); N030° - N040° com 3 medidas (23,08%); N040° - N050° com 2 medidas (15,38%); N010° - N020° com 2 medidas (15,38%). As direções de

mergulho mais frequentes foram: N120° - N130° com 3 medidas (23,08%); N110° - N120° com 2 medidas (15,38%); N130° - N140° com 2 medidas (15,38%). O estereograma de isodensidade polar mostrou um caimento para N290°/72° (figura 18).

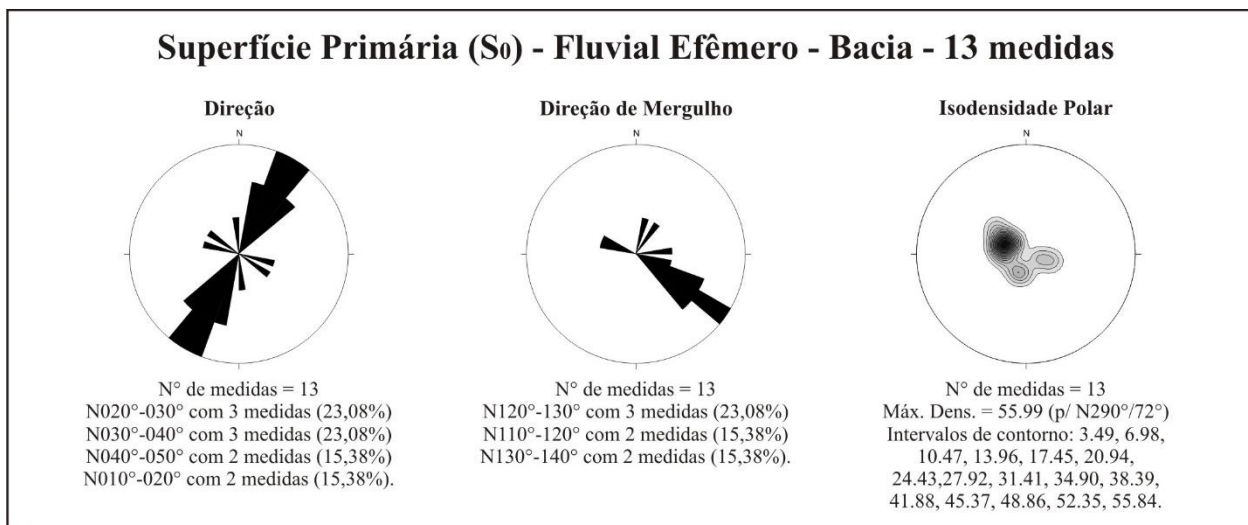


Figura 18: Rosáceas de direção, mergulho e estereograma de isodensidade polar, no hemisfério inferior, rede esterográfica igual-área, das medidas de superfícies primárias (S₀) de canais fluviais efêmeros coletados em campo.

As paleocorrentes medidas para o sistema fluvial efêmero foram (figura 19): N160° - N170° com 2 medidas (22,22%); N170° - N180° com 2 medidas (22,22%); N290° - N300° com 2 medidas (22,22%); N130° - N140° com 1 medida (11,11%) e N180° - N190° (11,11%).

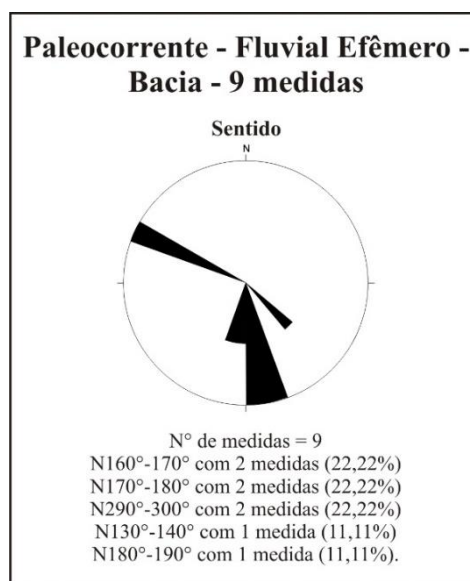


Figura 19: Rosácea de paleocorrentes do sistema fluvial efêmero.

Na junção dos dados de campo com os dados de Scherer *et al.* (2007), observou-se uma dispersão significativa. Tal fato pode ser justificado pelos seguintes motivos: (i) diferença no volume de dados para essa estrutura; (ii) a presença da fluidização interferindo os paleofluxos dos dados coletados em campo; (iii) o início da nucleação de estruturas de rampa de revezamento e zonas de acomodação (que será discutido nos próximos itens). Na figura abaixo, pode ser visto o vetor médio de Scherer *et al.* (2007) para NE, o vetor médio dos dados de campo para SE e o vetor resultante dos dados totais para NE.

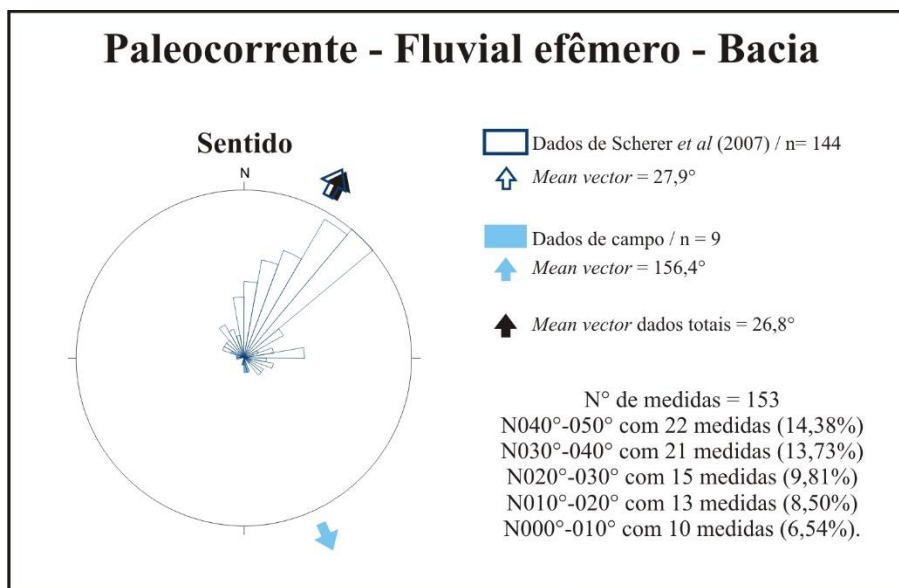


Figura 20: Rosácea de paleocorrentes dos canais fluviais efêmeros coletados em campo (pétalas hachuradas) e os sentidos de paleocorrentes levantados por Scherer *et al.* (2007) (pétalas sem hachuras). Observar o vetor resultante dos dados de campo, dos dados de Scherer *et al.* (2007) e dos dados totais.

O sistema fluvial entrelaçado é composto, predominantemente, por arenito de granulometria variando de média a conglomerática, mal selecionado, estratificação cruzada acanalada de pequeno a médio porte formando, por vezes, complexos amalgamados (figura 21).



Figura 21: Sets de estratos cruzados em vista transversal ao paleofluxo formando complexos amalgamados. Observa-se arenito pobremente selecionado com granulometria variando de grossa a conglomerática.

Os principais *trends* das superfícies de deposição primárias do sistema fluvial entrelaçado foram: N170° - N180° com 5 medidas (17,86%); N080° - N090° com 3 medidas (10,71%); N030° - N040° com 2 medidas (7,14%); N050° - N060° com 2 medidas (7,14%). As direções de mergulho mais marcantes foram: N080° - N090° com 5 medidas (17,86%); N170° - N180° com 3 medidas (10,71%); N110° - N120° com 2 medidas (7,14%). O estereograma de isodensidade polar mostrou maior concentração para N276°/75°.

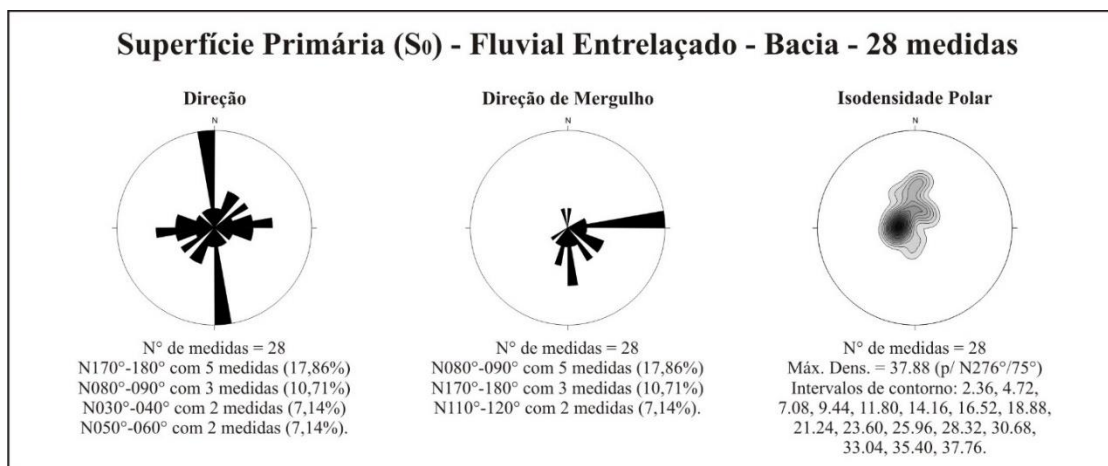


Figura 22: Rosáceas de direção, mergulho e estereograma de isodensidade polar, no hemisfério inferior, rede esterográfica igual-área, das medidas de superfícies primárias (S₀) de canais fluviais entrelaçados coletados em campo.

No total foram coletadas 42 medidas de paleocorrentes do sistema fluvial entrelaçado, cujos principais sentidos de paleofluxos foram: N000° - N010° com 3 medidas (7,14%); N020° - N030° com 3 medidas (7,14%); N110° - N120° com 3 medidas (7,14%); N190° - N200° com 3 medidas (7,14%); N320° - N330° com 3 medidas (7,14%).

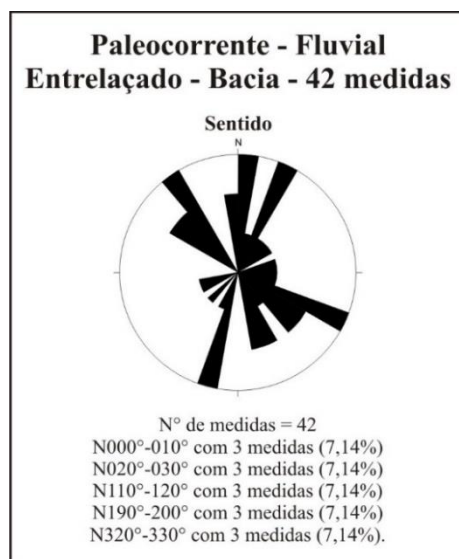


Figura 23: Rosácea de paleocorrentes do sistema fluvial entrelaçado.

Os dados de campo das paleocorrentes indicaram um vetor médio para N356°, à medida que, o vetor de Scherer *et al.* (2007), apresentou um sentido de fluxo para N018°. A integração de dados permite observar um vetor resultante de paleofluxo para NE.

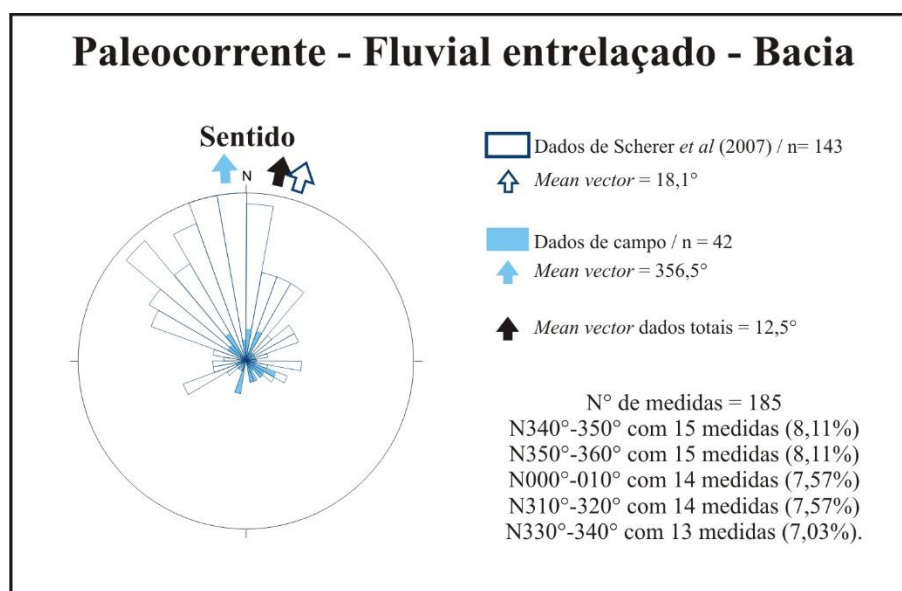


Figura 24: Rosácea de paleocorrentes dos canais fluviais entrelaçados coletados em campo (pétalas hachuradas) e os sentidos de paleocorrentes levantados por Scherer *et al.* (2007) (pétalas sem hachuras). Observar o vetor resultante dos dados de campo, dos dados de Scherer *et al.* (2007) e dos dados totais.

Para os dados de *shear bands* foram obtidos os seguintes *strikes*: N010° - N020° com 50 medidas (66,67%); N070° - N080° com 13 medidas (17,33%); N050° - N060° com 12 medidas (16,00%). Nas orientações de mergulho foram encontradas as seguintes medidas: N280° - N290° com 50 medidas (66,67%); N340° - N350° com 13 medidas (17,33%); N320° - N330° com 12 medidas (16,00%). O estereograma de isodensidade polar indica maior concentração para N102°/09°.

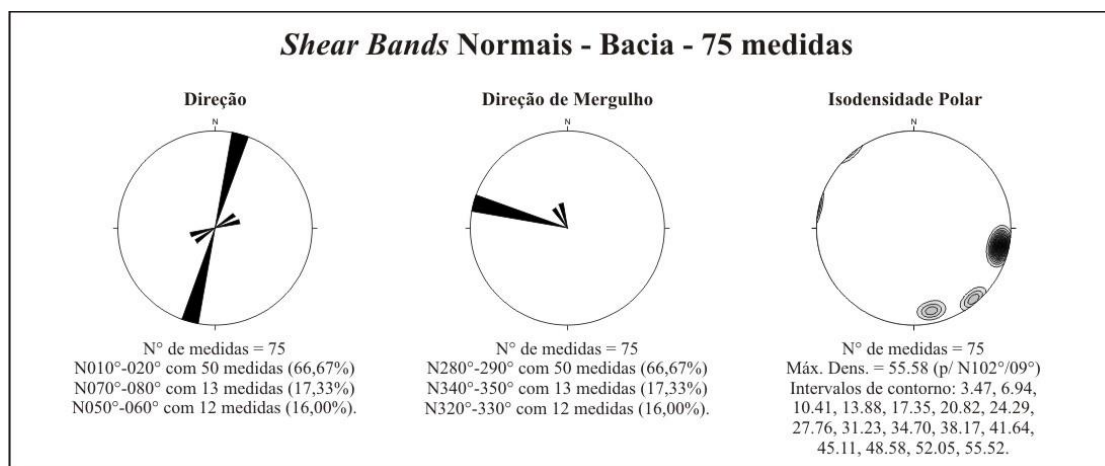


Figura 25: Rosáceas de direção, mergulho e estereograma de isodensidade polar, no hemisfério inferior, rede estereográfica igual-área, das medidas de *shear bands* com cinemática normal coletadas em campo.

Para as estruturas rúpteis totais da bacia, as principais famílias encontradas foram: N150° - N160° com 80 medidas (13,96%); N000° - N010° com 56 medidas (9,77%); N100° - N110° com 56 medidas (9,77%); N020° - N030° com 55 medidas (9,60%). As direções de mergulho preferenciais foram: N150° - N160° com 80 medidas (13,96%); N090° - N100° com 55 medidas (9,60%); N190° - N200° com 47 medidas (8,20%); e N280° - N290° com 33 medidas (5,76%). No diagrama de isodensidade polar a máxima densidade encontrada foi 9.27, sendo a direção de maior concentração dos pólos N271°/09°.

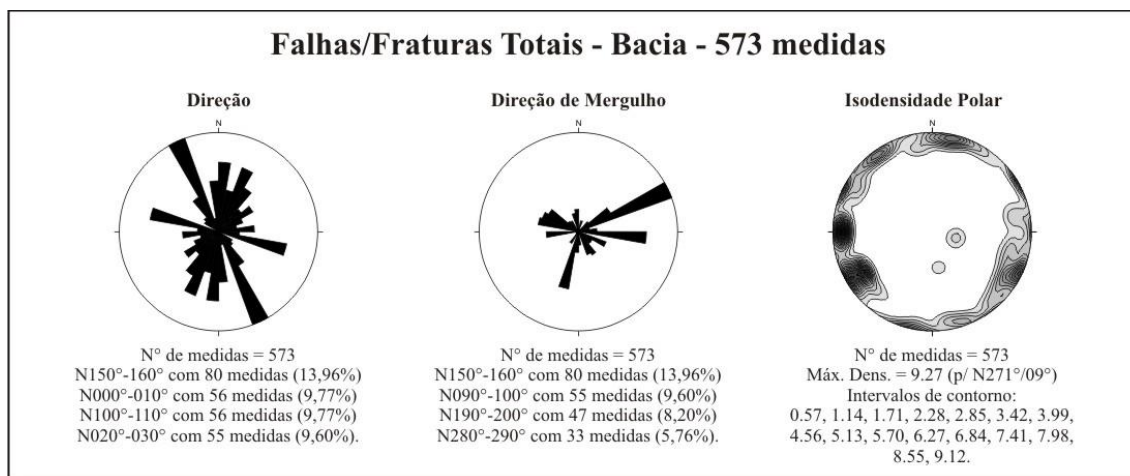


Figura 26: Rosáceas de direção, mergulho e estereograma de isodensidade polar, no hemisfério inferior, rede estereográfica igual-área, das medidas de falhas/fraturas da bacia coletadas em campo.

As orientações de direção mais frequentes para as falhas normais foram: N090° - N100° com 15 medidas (39,47%); N130° - N140° com 12 medidas (31,58%); N010° - N020° com 10 medidas (26,32%). Para as direções de *dip* foram observados os seguintes *trends*: N180° - N190° com 15 medidas (39,47%); N040° - N050° com 11 medidas (29,95%); N280° - N290° com 10 medidas (26,32%). No estereograma de isodensidade polar tem-se máxima densidade 34.08 para N000°/06°.

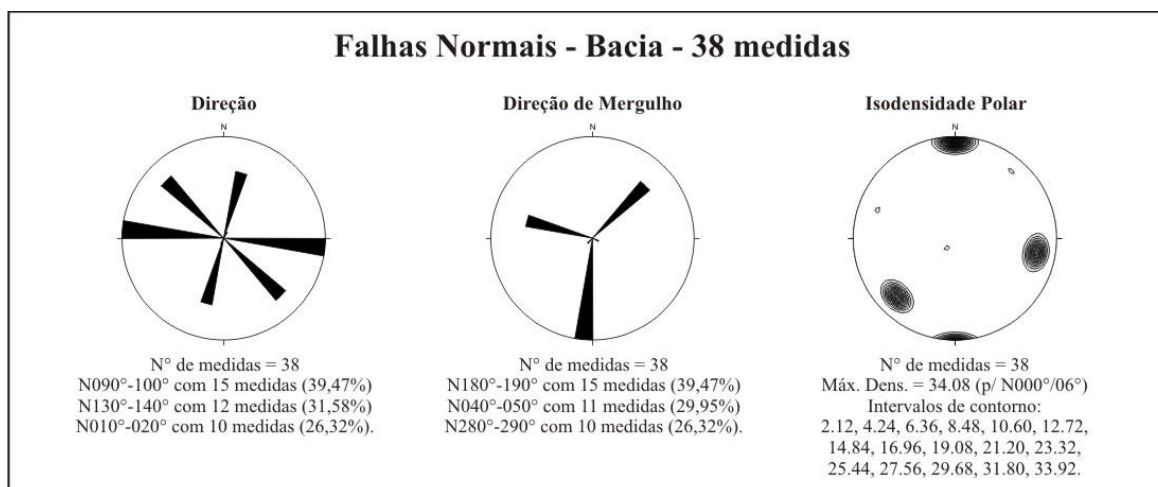


Figura 27: Rosáceas de direção, mergulho e estereograma de isodensidade polar, no hemisfério inferior, rede estereográfica igual-área, das medidas de falhas normais da bacia coletadas em campo.

5.1.4 Dados dos paleotensores

A análise dinâmica dos dados acontece a partir dos resultados obtidos nos cálculos das 26 orientações dos tensores 3-D principais (σ_1 – Máximo, σ_2 – Intermediário e σ_3 – Mínimo). As orientações de direções principais do tensor σ_1 foram: N020° - N030° com 4 medidas (15,38%); N030° - N040° com 4 medidas (15,38%); N140° - N150° com 3 medidas (11,54%). No diagrama de isodensidade polar observa-se maior concentração para N028°/00°.

As direções de maior frequência do tensor σ_2 foram: N030° - N040° com 8 medidas (30,77%); N010° - N020° com 3 medidas (11,54%); N130° - N140° com 3 medidas (7,69%). O diagrama de isodensidade polar evidencia maior concentração N000°/90°.

No tensor σ_3 as direções principais foram: N120° - N130° com 4 medidas (15,38%); N090° - N100° com 3 medidas (11,54%); N110° - N120° com 3 medidas (11,54%). O diagrama de isodensidade polar mostra concentração na orientação N118°/00°.

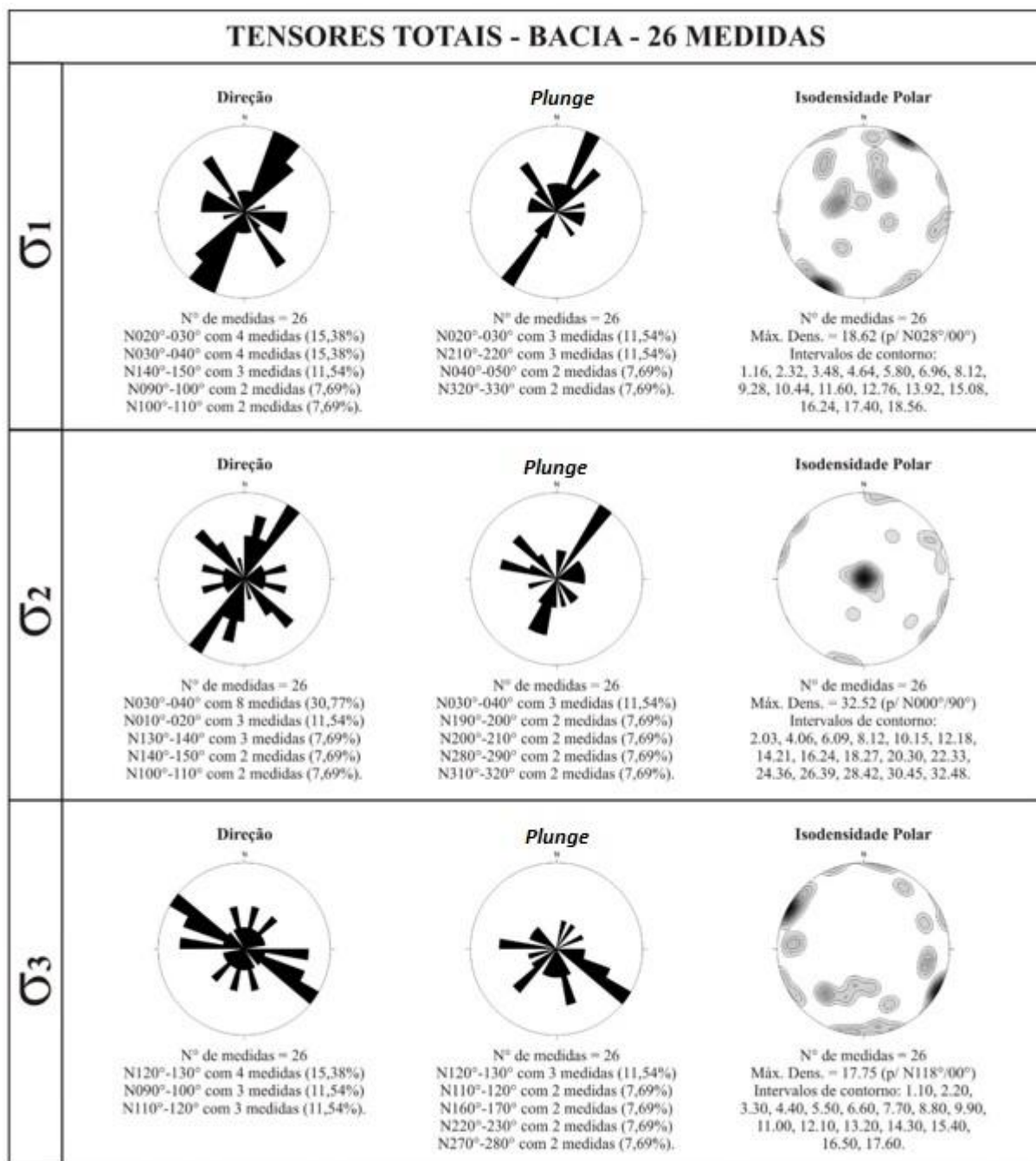


Figura 28: Rosáceas de *Strike*, Caimento e estereogramas de Isodensidade linear, no hemisfério inferior, rede esterográfica igual-área, das medidas dos tensores principais totais (σ_1 , σ_2 , σ_3) na Formação Sergi.

5.2 Herança do embasamento

As estruturas herdadas do embasamento cristalino são fortes controladoras da formação das bacias tipo rifte (Corrêa-Gomes & Destro, 2012). Diante disso, uma discussão acerca da influência do embasamento na geração do arcabouço estrutural da bacia torna-se imprescindível.

As rosetas de lineamentos SRTM e dos dados de campo evidenciam uma notória compatibilidade de orientações principais encontradas, o que demonstra a influência do arcabouço estrutural-geométrico das unidades geológicas na morfologia do relevo da área de estudo. Para os lineamentos traçados no embasamento predominaram os padrões de frequência N160° - N170°; N030° - N040°; N100° - N110°; N110° - N120°. Além disso, têm-se padrões que sugerem sistemas aproximadamente ortorrômbicos de fraturamento, segundo os planos N030° \perp N120°. Enquanto que, nos lineamentos traçados na bacia predominaram as famílias de frequência N030° - N040°; N100° - N110°; N020° - N030°; N160° - N170°. O padrão ortorrômbico persiste nos lineamentos da bacia, tal qual N020° \perp N110°.

Ao analisar, comparativamente, as rosáceas de frequência e comprimento dos lineamentos SRTM no embasamento e na cobertura, respectivamente, pode-se afirmar: (i) os planos principais de direção do embasamento foram herdados pela cobertura; (ii) não foram observadas estruturas neoformadas na cobertura; e (iii) percebe-se importante inversão no comprimento acumulado da direção N030° - N040°, pois no embasamento esta direção ocorre com 392 Km e na cobertura a mesma ocorre com 945 Km.

Considerando as medidas de campo, os dados de falhas/fraturas obtidos no embasamento e na Formação Sergi permitem dizer que: (i) houve herança do embasamento evidenciada pela direção N010° - N020°, que ocorre tanto no embasamento quanto na cobertura; (ii) existem estruturas que não foram herdadas do embasamento, ou seja, as orientações de direção ocorrem, apenas, no embasamento – como, por exemplo, a direção N090° - N100°; e (iii) percebem-se estruturas neoformadas, visto que ocorrem apenas na cobertura (como é o caso de N150° - N160°).

Em tempo, ressalta-se a importância do padrão N010° - N020° que se faz presente na lineação de estiramento mineral do embasamento (que, diga-se de passagem, apresentou maior influência no arcabouço estrutural da bacia do que a foliação), falhas/fraturas do embasamento, falhas/fraturas da bacia, *shear bands*, superfícies primárias e paleocorrentes. Ou seja, é um importantíssimo *trend* herdado do embasamento que, inclusive, posteriormente, culminou na nucleação da Falha de Maragogipe - atual margem flexural da Bacia do Recôncavo.

5.3 Análise dinâmica das estruturas

A discussão dinâmica sobre a evolução das estruturas é de significativa importância, pois possibilita a análise do campo de paleotensão que originou as estruturas da área de estudo. Segundo Magnavita (1992), o sistema de riftes Recôncavo-Tucano-Jatobá (RRTJ) evoluiu em duas fases tectônicas principais: uma fase inicial caracterizada por uma extensão E-W e uma fase final marcada pela extensão NW – SE.

Corrêa-Gomes & Destro (2012) mostram uma evolução tectônica polifásica para o RRTJ, onde são propostas três configurações de campo de tensão. Tal modelo apresenta uma relação cronológica relativa entre os eventos, no qual o evento extensivo, com tensores principais intermediário e mínimo, segundo as direções N-S e E-W, seria o mais antigo, provavelmente, relacionado aos esforços iniciais da fase rifte. Posteriormente, o evento extensivo com tensores principais intermediário e mínimo, conforme as orientações NE-SW e NW-SE. O evento tectônico final estaria relacionado ao regime transcorrente, com tensores principais máximo e mínimo orientados segundo as direções NE-SW e NW-SE, trocando as orientações entre si.

Analisando as disposições das falhas normais nos afloramentos da Formação Sergi, três famílias em destaque são percebidas: N090° - N100°, N130° - N140° e N010° - N020°. As fraturas totais da bacia, desprezando a cinemática, mostram que os padrões mais significativos (N150°, N010° e N100°) são sub paralelos aos padrões de falhas normais, sugerindo uma correlação cinemática entre as famílias. Ressalta-se, ainda, que o padrão N010° foi o mais percebido em campo.

Observados os diagramas de direção do σ_3 , percebe-se um padrão extensional de aproximadamente N090° - 100° e N120° - 130°. O *strike* do tensor σ_3 comportou-se ortogonalmente ao principal *trend* da área de estudo (N100° \perp N010°), evidenciando extensão WNW – ESE. Ao passo que, ao analisar as rosáceas de isodensidade polar dos tensores principais, nota-se um padrão predominante transcorrente e, subordinadamente, normal. Considerando a evolução dinâmica das estruturas e o próprio contexto da formação da bacia tipo rifte, sugere-se que a fase transcorrente seja posterior e tenha sido responsável em obliterar parcialmente os registros da fase normal.

5.4 Integração de dados de estruturas e modelo tectono-estratigráfico

Para entender a influência estrutural na deposição das estruturas sedimentares, faz-se indispensável uma abordagem integrada. Os trabalhos de Cowie (1998) sugerem uma evolução do arcabouço estrutural a partir de uma fase de nucleação inicial de fraturas com muitos segmentos pequenos isolados, onde as interações entre os planos tornam-se cada vez mais frequentes e importantes, resultando na formação das principais zonas de falhas da bacia. Gawthorpe & Leeder (2000), na criação dos modelos de evolução tectono-sedimentar para bacias tipo rifte, definem o estágio de iniciação do pré-rifte com a formação de numerosas falhas incipientes com depocentros isolados. As falhas incipientes mostram variações de rejeito formando as rampas de revezamento nos blocos baixos. A partir disso, as drenagens evoluem em função da principal direção da falha, indicando a influência significativa da tectônica na estruturação dos canais fluviais (Leeder & Jackson, 1993).

De acordo com Kuchle & Scherer (2010), o Trato de Sistemas de Início do Rifte compreende os primeiros depósitos associados aos pulsos iniciais de estiramento crustal, apresentando uma atividade tectônica incipiente que aumenta progressivamente. Nesse momento, os primeiros depósitos ocorrem em forma de uma ampla bacia rasa continental, com lago raso, comumente recoberto por depósitos fluviais e eólicos. Conforme tais autores, controles estruturais são observados, indicando uma tectônica ativa, porém ainda discreta. Para Corrêa-Gomes & Destro (2012), existe uma fase de transição entre o pré-rifte e o rifte, que é classificada como cedo-rifte. Tal fase é caracterizada por estar associada aos eventos mais precoces do rifteamento com a formação de falhas de pequeno rejeito.

De acordo com Scherer *et al.* (2005; 2007), a Formação Sergi está subdividida em três sequências deposicionais. A sequência I é dominada por depósitos fluviais efêmeros e eólicos, ao passo que, a sequência II, é dominada por fluviais entrelaçados. A mudança entre as sequências, segundo tais autores (SCHERER *et al.*, 2005; 2007), ocorreu em função de uma variação climática e um rearranjo tectônico da bacia, gerando mudanças nas paleocorrentes.

Analisando os dados de campo, observou-se que os aspectos tectônicos influenciaram diretamente no preenchimento e/ou canalização de sedimentos da Formação Sergi (figura 28). A geometria dos *forsets* permitiu a obtenção de dados de paleocorrentes, tanto para os paleoambientes fluviais quanto para os eólicos. As fácies e associações de fácies reconhecidas nos afloramentos da Formação Sergi são equivalentes às sequências I e II de Scherer *et al.* (2007). Comparando as orientações desses paleofluxos com as falhas normais/fraturas da área de estudo, percebe-se forte influência da direção N010° nas estruturas.

Tal fato pode ser sugestivo de uma canalização na migração e deposição das dunas eólicas, sendo controladas pela interação de ventos regionais e topografia estrutural local. A transição do sistema fluvial efêmero para o entrelaçado também pode ser observada na mudança do padrão de paleofluxos das drenagens de NNE para NW, respectivamente. Outro importante aspecto é o paralelismo do *trend* principal rúptil com as estruturas sin-sedimentares e o alinhamento, que pode ser visualizado no mapa, das feições de fluidização.

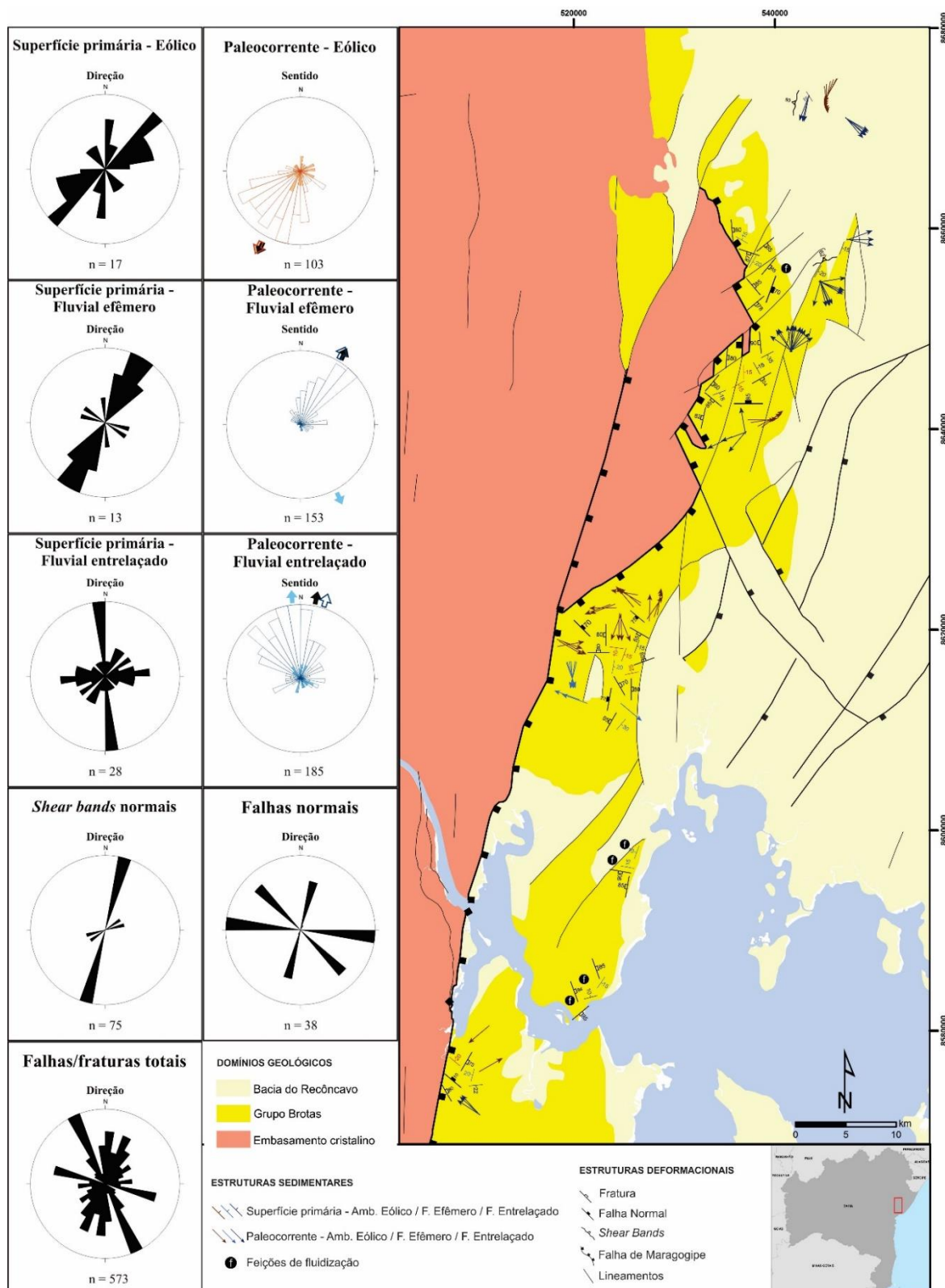


Figura 29: Mapa integrado com os dados das estruturas rúpteis e sedimentares da área de estudo. Do lado esquerdo têm-se as rosáceas com as principais direções encontradas e, do lado direito, a espacialização dessas estruturas.

Diante do cenário, as rampas de revezamento são as estruturas que melhor representam a evolução tectono-sedimentar da área de estudo. A variação do rejeito, por exemplo, justifica o controle das paleocorrentes eólica e fluvial efêmera sob a mesma direção, porém em sentidos de

paleofluxos contrários – além das eventuais dispersões nos fluxos. O padrão ortorrômico associado às estruturas sugere o início da nucleação de zonas de acomodação e pode ter condicionado a mudança da paleocorrente do sistema fluvial entrelaçado.

A partir da análise da herança do embasamento, dos padrões das estruturas rúpteis, dos aspectos sedimento-estratigráficos e dos campos de paleotensão da bacia, pode-se proceder a um modelo evolutivo para as estruturas encontradas na área de estudo (figura 30). Por todo o exposto, o modelo que melhor representa a Formação Sergi na borda oeste da Bacia do Recôncavo é o Cedo-Rifte (Corrêa-Gomes & Destro, 2012) e o Início de Rifte (Kuchle & Scherer, 2010).

6. CONCLUSÕES

O presente estudo na borda oeste da Bacia do Recôncavo, acerca do quão cedo-rifte é uma seção considerada pré-rifte, evidenciou as seguintes considerações:

- i) O principal padrão de falhas/fraturas no embasamento foi N010° - N020° e, subordinadamente, N090° - N100, sendo ortogonais entre si;
- ii) A direção de lineação de estiramento mineral (N010°) teve maior influência no arcabouço rúptil da bacia do que a foliação;
- iii) O principal padrão de falha/fratura na borda oeste da bacia foi N010°, caracterizando herança do embasamento;
- iv) As superfícies primárias (S0) indicam uma direção principal bem marcada em N010° - N020°, sugerindo poder ter sido basculada pelo sistema de falhas/fraturas principais da bacia;
- v) As paleocorrentes de dunas eólicas apresentaram fluxos aproximadamente canalizados, com indicação de um padrão preferencial segundo as falhas/fraturas da bacia. Enquanto que, as paleocorrentes dos canais fluviais entrelaçados sugerem um controle tectônico evidente.
- vi) Os sistemas eólicos da Formação Sergi bem como os canais fluviais entrelaçados, provavelmente, tiveram suas paleocorrentes controladas por rampas de revezamento de pequeno rejeito.
- vii) Os σ_3 apresentam extensão WNW- ESE, ortogonal as falhas N010°;
- viii) A deposição da Formação Sergi teve influência dos eventos mais precoces da instalação de um rifte, enquadrando-se, desse modo, na fase Cedo-Rifte de Corrêa-Gomes & Destro (2012).

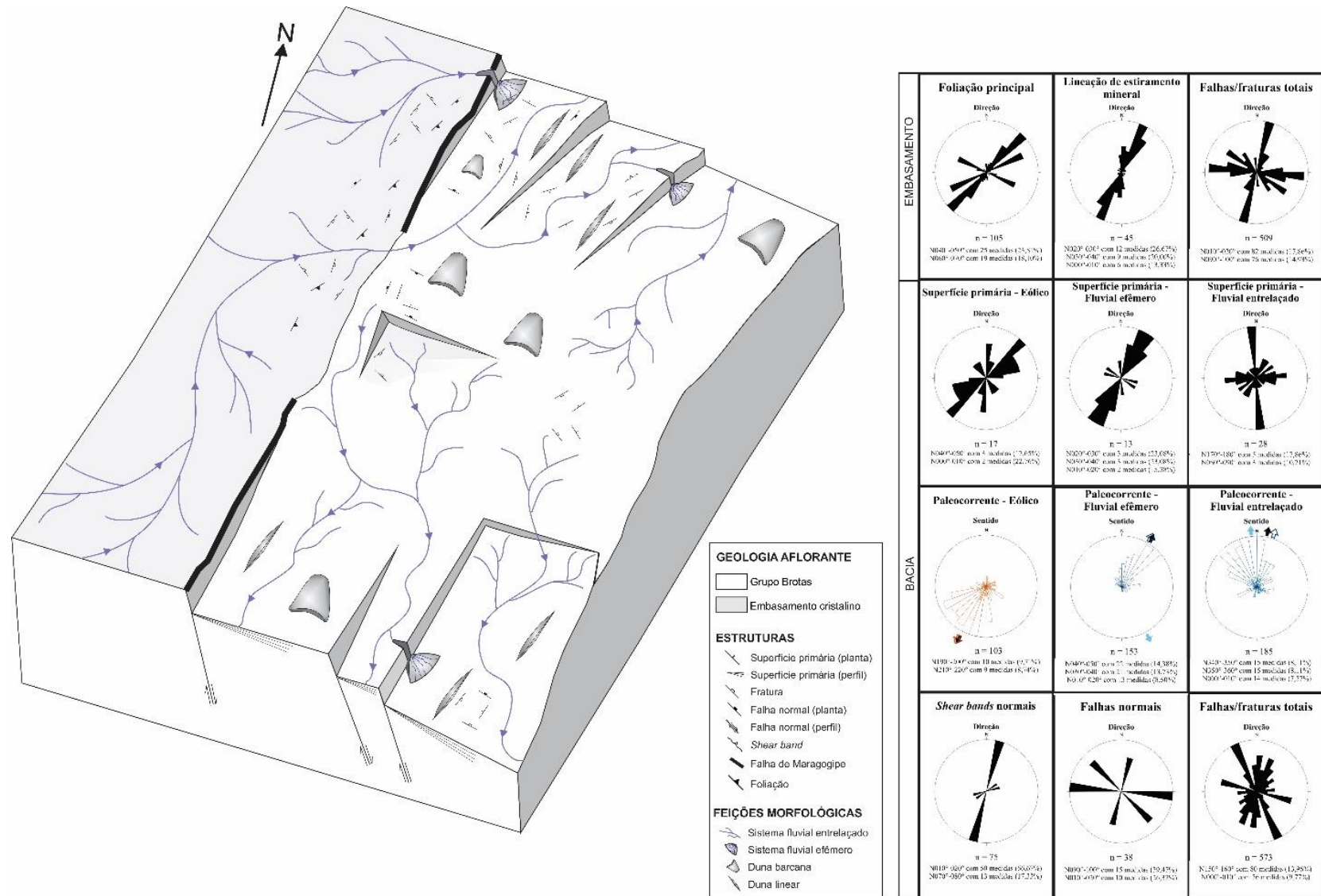


Figura 30: Modelo esquemático tectono-estratigráfico representando o embasamento cristalino e a Formação Sergi, na borda oeste da Bacia do Recôncavo. Observar canalização das paleocorrentes eólicas, fluviais e basculamento das superfícies primárias pela orientação N010°. Falhas de pequeno rejeito são geradas formando as rampas de revezamento, caracterizando a fase cedo-rifte.

REFERÊNCIAS

- Allmendinger, R., FaultKinWin. Version 1.1. A program for analyzing fault slip data for Windows™ computers. 2001. Disponível em: <www.geo.cornell.edu/pub/rwa/windows>. Acesso em 20 de novembro. 2017.
- Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Neves, B.B.B., Fuck, R.A. 1977. Províncias Estruturais Brasileiras. In: Simpósio de Geologia do Nordeste, 8. Campina Grande. Anais... Campina Grande: SBG, 1977, p. 363-391.
- Amaro, V.E., Jardim De Sá, E.F., Vauchez. 1991. A foto-análise preliminar dos lineamentos brasileiros da porção central da Província Borborema. Anais do Simpósio de Geologia do Nordeste, SBG, 12, 306-309.
- Angelier, J., Mechler, P., 1977. Sur une méthode graphique de recherche des contraentes principales également utilisable em tectonique et en séismologie: la méthode des dièdres droits. Bol. Soc. Géol. Fr., 6, 1309-1318.
- Bruhn, C.H.L., De Ros, L.F., 1987. Formação Sergi: evolução dos conceitos e tendências na geologia dos reservatórios. B. Geoc. PETROBRAS (1), 25-40.
- Caixeta, J.M., Bueno, G.V., Magnavita, L.P., Feijó, F.J. 1994. Bacia do Recôncavo, Tucano e jatobá. Boletim de Geociências da Petrobras, Rio de Janeiro, v. 8, n. 1, p. 163-172.
- Castro, J.R., A. C. M. The northeastern Brazil and Gabon basins: a double rifting system associated with multiple crustal detachment surfaces. Tectonics, Washington, v. 6, n. 6, p. 727-738. 1987.
- Cohen, C. R., 1985. Role of fault rejuvenation in hydrocarbon accumulation and structural evolution of Recôncavo basin, Northeastern Brazil. American Association of Petroleum Geologists, 69, 65-76.
- Collinson, J.D., Thompson, D.B., 1989. Sedimentary Structures. Unwin Hyman, London.
- Corrêa-Gomes, L.C., Dominguez, J.M.L., Barbosa, J.S.F., Silva, I.C., Pinto, M.V., 2005. Relações entre Orógenos, Zonas de Cisalhamento, Quebra Continental e Deformação 3- D. A História Tectônica da Bacia Sedimentar de Almada, Bahia. Revista Brasileira de Geociências, Salvador, 35, 105-115.
- Corrêa-Gomes, L.C., Destro, N. 2012. Tectônica das Bacias Paleozoicas e Mesozoicas. Geologia da Bahia – Pesquisa e Atualização. Salvador: Editora UFBA-CBPM, 2012, p. 255-325.
- Cowie, P.A., 1998. A healing-reloading feedback control on the growth rate of seismogenic faults. Structure Geology, 20, 1075-1087.
- Destro, N., 2002. Falhas de Alívio e de Transferência: O significado Tectônico e Econômico no Rifte do Recôncavo-Tucano-Jatobá, NE Brasil. 173 p. Tese (Doutorado) – Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 2002.

Destro, N., Szatmari, P., Alkmim, F. F., Magnavita, L. P., 2003. Release faults, associated structures, and their control on petroleum trends in the Recôncavo rift, northeast Brazil. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin (AAPG)*, 87, 1123-1144.

Duyster, J.P., 2000. StereoNett™. Version 2.46. Disponível em: </homepage.ruhr-unibochum.de/Joannes.P.Duyster/stereo/stereo1.htm>. Acesso em 12 de dezembro 2017.

Galloway, W.E. 1989. Genetic Stratigraphic Sequences in Basin Analysis I: Architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units. *AAPG Bulletin*. 73, 125-142.

Gawthorpe, R.L., Leeder, M.R. 2000. Tectono-sedimentary evolution of active extensional basins. *Basin Research*, 12, 195-218.

Gibbs, A.D., 1984. Structural evolution of extensional basin margins. *Journal of the Geological Society*, 141, 609-620.

Kosin, M., Melo, R.C., Souza, J.D., Oliveira, E.P., Carvalho, M.J., Leite, C.M.M. (2003) *Geologia do Segmento Norte do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá e Guia de Excursão*. *Revista Brasileira de Geociências*. 33(1-Suplemento) 15-26.

Kuchle, J., Scherer, C.M.S., 2010. Sismoestratigrafia de bacias rifte: técnicas, métodos e sua aplicação na Bacia do Recôncavo. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 18, 179-206.

Leeder, M.R., Jackson, J.A., 1993. The interaction between normal faulting and drainage in active extensional basins, with examples from the western United States and central Greece. *Basin Res.*, 5, 79-102.

Lister, G.S., Etheridge, M.A., Symonds, P.A. 1986. Detachment faulting and the evolution of passive continental margins. *Geology*. 14, 246-250.

Magnavita, L. P., 1992. *Geometry and kinematics of the Recôncavo-Tucano-Jatobá rift, NE, Brazil*. Oxford: University of Oxford, 493 p. Tese (Doutorado).

Magnavita, L. P., Davison, I., Kusznir, N. J., 1994. Rifting, erosion, and uplift history of the Recôncavo Tucano-Jatobá rift, Northeast, Brazil. *Tectonics*, Washington, 13, 367-388.

Magnavita, L.P., 1996. Estruturas e tectônica do rift do Recôncavo-Tucano Jatobá. In Barbosa, J.S.F; Dominguez, J.M.L (Coords.) *Geologia Da Bahia. Texto Explicativo Para O Mapa Geológico Ao Milionésimo Do Estado Da Bahia*. Sgm. Cap.Xi: 239-259.

Magnavita, L.P., Silva, R.R. Da., Sanches, C.P., 2005. Guia de campo da bacia do recôncavo, ne do brasil. *Boletim de geociências da Petrobras*, 13, 301-334.

McKenzie, D.P. 1978. Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth and Planetary Science Letters*, 40:25-32

Milani, E.J., 1987. Aspectos da evolução tectônica das Bacias do Recôncavo e Tucano sul. Bahia. Brasil. *Ciência-técnica-petróleo. Seção: Exploração de Petróleo*. Rio de Janeiro. Petrobrás/Cenpes. V19, 61p.

- Milani, E. J., Davison, I., 1988. Basement control and transfer tectonics in the Recôncavo-Tucano-Jatobá rift, Northeast Brazil. *Tectonophysics*, Amsterdam, 154, 41-70.
- Milhomem, P. S., Maman, E. J., Oliveira, F. M., Carvalho, M. S. S., Souza-Lima, W., 2003. Bacia do Recôncavo. *Bacias Sedimentares Brasileiras*. Fundação Paleontológica Phoenix.
- Queiroz, G.L., Salamuni, E., Nascimento, E.R., 2014. AzimuthFinder: ferramenta para a extração de dados e apoio na análise estrutural. *Geol. USP*, 14, 6-80.
- Scherer, C.M.S., Lavina, E. L.C. (2005). Sedimentary cycles and facies architecture of aeolian-fluvial strata of the Upper Jurassic Guará Formation, Southern Brazil. *Sedimentology*, 52, 1323-1341.
- Scherer, C.M.S., Lavina, E. L.C., Dias Filho, D. C., Oliveira, F. M., Bongioiolo, D. E., Aguiar, E.D. (2007). Stratigraphy and facies architecture of the fluvial-aeolian-lacustrine Sergi Formation (Upper Jurassic), Recôncavo Basin, Brazil. *Sedimentary Geology*, 194(3-4), 169-193.
- Scherer, C.M.S., Goldberg, K., 2010. Cyclic cross-bedding in the eolian dunes of the Sergi Formation (Upper Jurassic), Recôncavo Basin: Inferences about the Wind regime. *Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology*, 296, 103-110.
- Silva, O. B., Caixeta, J. S., Milhomem, P.S., Kosin, M. D., 2007. Bacia do Recôncavo. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 423-431.
- Silva, I.C., 2013. *Evolução Dinâmica do Sistema de Bacias Tipo Rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá*. 308 f. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador.
- Szatmari, P., Milani, E., Lana, M., Conceição, J., Lobo, A., 1985. How South Atlantic rifting affects Brazilian oil reserves distribution. *Oil and Gas Journal*, Tulsa, 82, 107-113.
- Ussami, N., Karner, G.D., Bott, M.H.P. 1986. Crustal detachment during South Atlantic rifting and formation of Tucano-Gabon basin system. *Nature*.
- Wernicke, B., Walker, J.D, Beaufait, M.S. 1985. Structural discordance between neogene detachments and frontal sevier thrusts, central Mormon Mountains, Southern Nevada. *Tectonics*. 4-2, 213-246.
- Wernicke, B. 1981. Low-angle normal faults in the Basin and Range Province: nappe tectonics in an extending orogen. *Nature*. 291, 645-648.

CAPÍTULO 3 CONCLUSÃO

O presente estudo na borda oeste da Bacia do Recôncavo, acerca do quão cedo-rifte é uma seção considerada pré-rifte, permitiu afirmar as seguintes considerações:

i) O principal padrão de falhas/fraturas no embasamento foi N010° - N020° e, subordinadamente, N090° - N100, sendo ortogonais entre si;

ii) A direção de lineação de estiramento mineral (N010°) teve maior influência no arcabouço rúptil da bacia do que a foliação;

iii) O principal padrão de falha/fratura na borda oeste da bacia foi N010°, caracterizando herança do embasamento;

iv) As superfícies primárias (S0) indicam uma direção principal bem marcada em N010° - N020°, sugerindo poder ter sido basculada pelo sistema de falhas/fraturas principais da bacia;

v) As paleocorrentes de dunas eólicas apresentaram fluxos aproximadamente canalizados, com indicação de um padrão preferencial segundo as falhas/fraturas da bacia. Enquanto que, as paleocorrentes dos canais fluviais entrelaçados sugerem um controle tectônico evidente;

vi) Os sistemas eólicos da Formação Sergi bem como os canais fluviais entrelaçados, provavelmente, tiveram suas paleocorrentes controladas por rampas de revezamento de pequeno rejeito;

vii) Os σ_3 apresentam extensão WNW- ESE, ortogonal as falhas N010°;

viii) A deposição da Formação Sergi teve influência dos eventos mais precoces da instalação de um rifte, enquadrando-se, desse modo, na fase Cedo-Rifte de Corrêa-Gomes & Destro (2012).

APÊNDICE A – JUSTIFICATIVA DA PARTICIPAÇÃO DOS CO-AUTORES

Dr. Luiz César Corrêa Gomes participa como co-autor, pois teve vital importância na construção desse trabalho, inclusive, sendo um dos principais mentores na proposta da fase Cedo-Rifte. Além disso, é o coordenador do projeto Rift Bahia II – principal responsável por angariar fundos para o desenvolvimento desse trabalho.

ANEXO A – REGRAS DE FORMATAÇÃO DA REVISTA DE GEOCIÊNCIAS DA USP

Forma e preparação dos manuscritos

Apresentação do Artigo

1. **Página de rosto** - deverá conter três títulos: em português, em inglês e um título curto no idioma principal do manuscrito com no máximo 50 caracteres, contando os espaços; nome completo e instituição de origem dos autores; endereço completo do autor principal (logradouro, CEP, cidade, estado, país, caixa postal e telefone para contato), e-mail de todos os autores; número de palavras; total de figuras e de tabelas.
2. **Resumo e Abstract** - em um único parágrafo, devem ser concisos, com no máximo 270 palavras. Textos mais longos devem vir acompanhados de justificativa circunstanciada.
3. **Palavras-chave e keywords** - máximo de seis, separadas por ponto e vírgula, com a primeira letra em maiúscula. Ex.: Bacia do Araripe; Quaternário; Fácies; Depósitos magmáticos.
Os descritores em inglês devem acompanhar os termos em português.
4. **Texto principal** - poderá ser redigido em português ou inglês. Elaborar em Word, fonte Times New Roman, tamanho 12, espaço simples. O tamanho máximo aceito para publicação é de 25 páginas, incluindo texto, resumo, abstract, tabelas, figuras e referências bibliográficas. Trabalhos mais longos podem ser aceitos desde que argumentos científicos que os justifiquem sejam apresentados e aceitos.
 - a) Na fase de submissão, inserir numeração de páginas, bem como as figuras, tabelas e legendas.
 - b) Quando o artigo estiver devidamente aprovado para publicação, as figuras e tabelas devem ser retiradas do texto. Enviá-las separadamente e numeradas, cada uma num arquivo. As legendas devem vir em um único arquivo, separadas das figuras e tabelas.
5. **Títulos e subtítulos** - utilizar a formatação abaixo:
NÍVEL 1 - NEGRITO, CAIXA ALTA.
Nível 2 - Negrito, caixa alta na primeira letra da primeira palavra e caixa baixa nas demais.
Nível 3 - Itálico, caixa alta na primeira letra da primeira palavra e caixa baixa nas demais (sem negrito).
 Nível 4 - Caixa alta na primeira letra da primeira palavra e caixa baixa nas demais (sem negrito).
6. **Tabelas e quadros** - considerar quadro como tabela. Elaborar em Word, no modo ?tabela?, com formato aberto, fonte Arial, tamanho 8. Obedecer as medidas: 8,2 cm (uma coluna) ou 17 cm (duas colunas), comprimento máximo de 22 cm, incluindo a legenda. Tabelas muito extensas deverão ser divididas.
 - a) Na fase de submissão, inserir as tabelas no texto, juntamente com a legenda, com a devida numeração sequencial.
 - b) Quando o artigo estiver devidamente aprovado para publicação, as tabelas devem ser retiradas do texto. Enviá-las separadamente e numeradas, cada uma num arquivo. As legendas devem vir em um único arquivo, separadas das tabelas.
7. **Ilustrações** - mapas, fotos, figuras, gráficos, pranchas, fotomicrografias etc., considerar como figuras. Utilizar fonte Arial, tamanho 9. Obedecer as medidas: 8,2 cm (uma coluna)

ou 17 cm (duas colunas), comprimento máximo de 22 cm, incluindo a legenda. Deverão estar em formato JPEG, TIFF ou EPS, com resolução mínima de 300 dpi.

a) Na fase de submissão, inserir as figuras no texto, juntamente com a legenda, com a devida numeração sequencial.

b) Quando o artigo estiver devidamente aprovado para publicação, as figuras devem ser retiradas do texto. Enviá-las separadamente e numeradas, cada uma num arquivo. As legendas devem vir em um único arquivo, separadas das figuras.

8. **Citações no texto** - exemplos de citação direta / citação indireta:

a) **Um autor**

Santos (1980) / (Santos, 1980)

b) **Dois autores**

Norton e Long (1995) / (Norton e Long, 1980)

c) **Mais de dois autores**

Moorbath et al. (1992) / (Moorbath et al., 1992)

d) **Congressos, conferências, seminários etc.**

No Congresso Brasileiro de Geologia (1984) / (Congresso Brasileiro de Geologia, 1984)

e) **Vários trabalhos de diferentes autores**

Smith (1985), Rose e Turner (1986) e Johnson et al. (1990) / (Smith, 1985; Rose e Turner, 1986; Johnson et al., 1990)

f) **Citação de vários trabalhos de um mesmo autor**

Smith (1979a, 1979b, 1981) / (Smith, 1979a, 1979b, 1981)

Referências - listar no final do texto, em ordem alfabética de autores e, dentro dessa sequência, em ordem cronológica. A exatidão das referências bibliográficas é de inteira responsabilidade dos autores.

Exemplos de referências:

a) **Livro com um autor**

Middlemost, E. A. K. (1997). *Magmas, rocks and planetary development: A Survey of Magma/Igneous Rock Systems*. Harlow: Longman.

b) **Livro com dois autores**

Anderson, M. P., Woessner, W. W. (1992). *Applied groundwater modeling. Simulation of low and advective transport*. San Diego: Academic Press.

c) **Livro com três ou mais autores**

Harland, W. B., Armstrong, R. L., Cox, A. L. V., Craig, L. E., Smith, A., Smith, D. (1989). *A geologic time scale* (2a ed.). Cambridge: Cambridge University Press.

d) **Capítulo de livro**

Almeida, F. F. M., Amaral, G., Cordani, U. G., Kawashita, K. (1973). The Precambrian evolution of the South American cratonic margin south of Amazonas River. In: A. E. Nairn, F. G. Stille (Eds.), *The ocean basin and margins* (v. 1, 411-446). New York: Plenum.

(Exemplo de Publicação seriada)

L. Harris, N. , Pearce, J. , Tindle, A. (1986). Geochemical collision-zone magmatism. In: Coward M. P., Ries A. C.(ed.) *Collision tectonics*. London: Geological Society. 67-81. (Geological Society Special Publication, 19).

e) **Artigo de periódico**

Caffe, P. J., Soler, M. M., Coira, B. L., Cordani, U. G., Onoe, A. T. (2008). The granada ignimbrite: a compound pyroclastic unit and its relationship with upper miocene caldera volcanism in the northern Puna. *Journal of South American Earth Science*, 25(4), 464-484.

f) **Trabalho apresentado em evento**

Danni, J. C. M., Ribeiro, C. C. (1978). Caracterização estratigráfica da sequência vulcano-

sedimentar de Pilar de Goiás e de Guarinos, Goiás. *XXX Congresso Brasileiro de Geologia*, v. 2, 582-596. Recife: SBG.

g) **Mapa**

Inda, H. A. W., Barbosa, J. F. (1978). *Mapa Geológico do Estado da Bahia*. Escala 1:1.000.000. Salvador: Secretaria de Minas e Energia do Estado da Bahia/CBPM.

h) **Teses e dissertações**

Petta, A. R. (1995). *Estudo geoquímico e relações petrogenéticas do batólito múltiplo composto São Vicente/Caicó (RN-Brasil)*. Tese (Doutorado). Rio Claro: Instituto de Geociências e Ciências Exatas ? UNESP.

i) **Documentos em meio eletrônico**

Livro

Sharkov, E. (2012). *Tectonics: Recent Advances*. Croatia: InTech, <<http://www.intechopen.com/books/tectonics-recent-advances>>.

Artigo de periódico

Soares, E. A., Tatumi, S. H. (2010). OSL age determinations of pleistocene fluvial deposits in Central Amazonia. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 82(3), 691-699. Acesso em 14 de fevereiro de 2011, <<http://www.scielo.br/pdf/aabc/v82n3/17.pdf>>.

Trabalho apresentado em evento

Souza-Lima, W., Farias, R. M. (2007). A flora quaternária dos travertinos de Itabaiana, Sergipe. *PALEO 2007* (p. 7). Itabaiana: SBP. Acesso em 18 de dezembro de 2008, <http://www.phoenix.org.br/Paleo2007_Boletim.pdf>.

j) **Com numeração DOI**

Livro

Zavattini, J. A. (2009). *As chuvas e as massas de ar no estado de Mato Grosso do Sul: estudo geográfico com vista à regionalização climática*. DOI: 10.7476/9788579830020.

Artigo de periódico

Evandro L. Kleina, E. L., Rodrigues, J. B., Lopesa, E. C. S., Gilvana L. Soledade, G. L. (2012). Diversity of Rhyacian granitoids in the basement of the Neoproterozoic-Early Cambrian Gurupi Belt, northern Brazil: Geochemistry, U?Pb zircon geochronology, and Nd isotope constraints on the Paleoproterozoic magmatic and crustal evolution. *Precambrian Research*, 220-221, 192-216, DOI: 10.1016/j.precamres.2012.08.007.

ANEXO B – Termo de Submissão
