



**UFOP**  
Universidade Federal  
de Ouro Preto

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO**

**ESCOLA DE MINAS**

**DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA**



**ESCOLA DE MINAS**

## TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

A ZONA DE RIFTEAMENTO DA BACIA MOEDA NO QUADRILÁTERO FERRÍFERO  
(MINAS GERAIS): REINTERPRETAÇÃO DE DADOS ESTRATIGRÁFICOS E  
IMPLICAÇÕES EVOLUTIVAS

Pablo Augusto Borges Moura

**MONOGRAFIA nº 411**

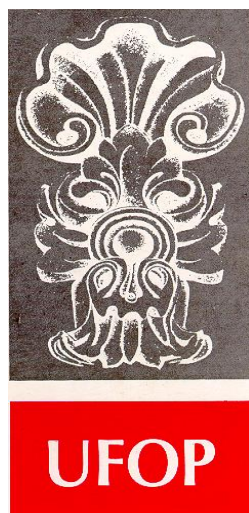
Ouro Preto, agosto de 2021



**A ZONA DE RIFTEAMENTO DA BACIA MOEDA NO  
QUADRILÁTERO FERRÍFERO (MINAS GERAIS):  
REINTERPRETAÇÃO DE DADOS ESTRATIGRÁFICOS E  
IMPLICAÇÕES EVOLUTIVAS**

---





## **FUNDAÇÃO UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO**

### **Reitor**

Prof. Dr.<sup>a</sup> Cláudia Aparecida Marlière de Lima

### **Vice-Reitor**

Prof. Dr. Hermínio Arias Nalini Júnior

### **Pró-Reitora de Graduação**

Prof. Dr.<sup>a</sup> Tânia Rossi Garbin

### **ESCOLA DE MINAS**

#### *Diretor*

Prof. Dr. Issamu Endo

#### *Vice-Diretor*

Prof. Dr. Hernani Mota de Lima

### **DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA**

#### *Chefe*

Prof. Edison Tazava



# **MONOGRAFIA**

**Nº 411**

## **A ZONA DE RIFTEAMENTO DA BACIA MOEDA NO QUADRILÁTERO FERRÍFERO (MINAS GERAIS): REINTERPRETAÇÃO DE DADOS ESTRATIGRÁFICOS E IMPLICAÇÕES EVOLUTIVAS**

**Pablo Augusto Borges Moura**

*Orientador*

Prof. Dr. Maximiliano de Souza Martins

Monografia do Trabalho de Conclusão de curso apresentado ao Departamento de Geologia da Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto como requisito parcial para avaliação da disciplina Trabalho de Conclusão de Curso – TCC 402, ano 2020/2

**OURO PRETO**

**2021**

---

## SISBIN - SISTEMA DE BIBLIOTECAS E INFORMAÇÃO

M929z Moura, Pablo Augusto Borges.

A zona de rifteamento da bacia Moeda no Quadrilátero Ferrífero (Minas Gerais) [manuscrito]: reinterpretação de dados estratigráficos e implicações evolutivas. / Pablo Augusto Borges Moura. - 2021.  
75 f. (Série: 411)

Orientador: Prof. Dr. Maximiliano de Souza Martins.  
Monografia (Bacharelado). Universidade Federal de Ouro Preto.  
Escola de Minas. Graduação em Engenharia Geológica .

1. Geologia estratigráfica. 2. Estratigrafia. 3. Rife (Geologia). 4. Geologia estrutural - Tectônica. 5. Quadrilátero Ferrífero (MG). I. Martins, Maximiliano de Souza. II. Universidade Federal de Ouro Preto. III. Título.

CDU 551.7

Bibliotecário(a) Responsável: Sione Galvão Rodrigues - CRB6 / 2526



# Ficha de Aprovação

---

## TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

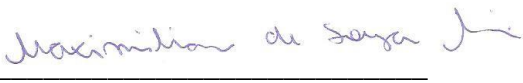
**TÍTULO:** A zona de rifteamento da bacia Moeda no Quadrilátero Ferrífero (Minas Gerais): reinterpretação de dados estratigráficos e implicações evolutivas


**AUTOR:** Pablo Augusto Borges Moura


**ORIENTADOR:** Maximiliano de Souza Martins

**Aprovada em:** 26 de agosto de 2021

### BANCA EXAMINADORA:

Prof. Dr. Maximiliano de Souza Martins   
DEGEO/UFOP

Profa. Dr<sup>a</sup> Mary Lúcia da Silva Nogueira   
DEGEO/UFOP

Prof. Dr. Guilherme de Oliveira Gonçalves  IG/UnB

**Ouro Preto, 26/08/2021**



## Agradecimentos

---

Agradeço meus pais, Augusto e Mírian, e meus irmãos, Diego e Maria, por todo suporte, carinho e amizade que tornaram possível essa conquista.

À República Unidos por Acaso por ter sido meu lar e minha escola de vida nesses anos. À Terezinha pelo cuidado e pelas conversas matinais. Essa casa não seria a mesma sem você.

Ao professor Maximiliano de Souza Martins pela paciência na orientação deste trabalho e por todo o conhecimento compartilhado nessa trajetória. Ao Jamanta e à Anex Mineração pela oportunidade e crescimento profissional.

Por fim, agradeço ao Departamento de Geologia, à Escola de Minas e à Universidade Federal de Ouro Preto, por terem me proporcionado um ensino público superior de qualidade.



# SUMÁRIO

---

<b>AGRADECIMENTOS</b> .....	<b>ix</b>
<b>SUMÁRIO</b> .....	<b>xi</b>
<b>LISTA DE FIGURAS</b> .....	<b>xiii</b>
<b>LISTA DE TABELAS</b> .....	<b>xv</b>
<b>RESUMO</b> .....	<b>xvii</b>
<b>ABSTRACT</b> .....	<b>xvix</b>
<b>INTRODUÇÃO</b> .....	<b>1</b>
1.1 NATUREZA E JUSTIFICATIVA DO TRABALHO .....	1
1.2 LOCALIZAÇÃO GEOGRÁFICA E VIAS DE ACESSO .....	3
1.3 OBJETIVOS .....	5
1.4 MATERIAIS E MÉTODOS .....	5
1.5 ASPECTOS FÍSIOGRÁFICOS .....	5
<b>GEOLOGIA REGIONAL</b> .....	<b>9</b>
2.1 CONTEXTO GEOTECTÔNICO .....	9
2.2 ESTRATIGRAFIA .....	11
2.2.1 Complexos metamórficos .....	11
2.2.2 Supergrupo Rio das Velhas .....	12
2.2.3 Supergrupo Minas.....	12
2.3 GEOLOGIA ESTRUTURAL .....	14
2.4 METAMORFISMO .....	15
2.5 MODELOS DE EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA .....	15
<b>RIFTES DISTENSIONAIS</b> .....	<b>19</b>
3.1 RIFTES .....	19
3.2 COMPONENTES DE UM SISTEMA RIFTE .....	19
3.3 PRINCIPAIS ELEMENTOS ESTRUTURAIS .....	21
3.3.1 Zonas de transferência .....	21
3.3.2 Zonas de acomodação.....	22
3.3.3 Estruturas de revezamento.....	23
3.3.4 Falhas de transferência .....	24
<b>ESTRATIGRAFIA DE SEQUÊNCIAS DE UNIDADES RIFTE</b> .....	<b>27</b>
4.1 PARÂMETROS CONTROLADORES EM BACIAS RIFTE .....	27
4.2 TRATOS DE SISTEMAS E PADRÕES DE EMPILHAENTO .....	36
<b>REINTERPRETAÇÃO ESTRATIGRÁFICA DA FORMAÇÃO MOEDA NA ZONA DE RIFTE HOMÔNIMA</b> .....	<b>39</b>
5.1 A FORMAÇÃO MOEDA NO MACIÇO DO CARAÇA (NUNES 2016) .....	39
5.1.1 Tratos de sistemas inferidos para a Formação Moeda na serra do Caraça .....	42
5.1.2 Parâmetros controladores .....	43

5.2	A FORMAÇÃO MOEDA NA SERRA DE OURO FINO E NA TERMINAÇÃO MERIDIONAL DA SERRA DO GANDARELA (MADUREIRA ET AL. 2021).....	46
5.2.1	Tratos de Sistemas inferidos para a Formação Moeda na serra de Ouro Fino e Terminação Meridional da serra do Gandarela.....	50
5.2.2	Parâmetros controladores.....	51
5.3	A FORMAÇÃO MOEDA NA JUNÇÃO ENTRE AS SERRAS DA MOEDA E DO CURRAL (MADEIRA ET AL. 2019) .....	54
5.3.1	Tratos de sistemas inferidos para a Formação Moeda na junção serra do Curral e serra da Moeda.....	59
5.3.2	Parâmetros controladores.....	60
5.4	REINTERPRETAÇÃO ESTRATIGRÁFICA E IMPLICAÇÕES EVOLUTIVAS PARA A ZONA RIFTE MOEDA .....	62
5.4.1	Trato de Sistemas de Início de Rifte .....	64
5.4.2	Trato de Sistemas de Clímax de Rifte.....	65
5.4.3	Trato de Sistemas de Final de Rifte .....	66
	<b>CONCLUSÕES.....</b>	<b>69</b>
	<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....</b>	<b>71</b>

## ÍNDICE DE FIGURAS

---

<b>Figura 1.1</b> - A) Quadrilátero ferrífero indicado na porção meridional do craton São Francisco no cenário geotectônico do Gondwana ocidental. ....	2
<b>Figura 1.2</b> - Mapa de localização e principais vias de acesso às áreas de estudo, partindo de Belo Horizonte e Ouro Preto. ....	4
<b>Figura 1.3</b> - Mapa topográfico do Quadrilátero Ferrífero com localização da área de estudo..	7
<b>Figura 1.4:</b> Bacias e sub-bacias hidrográficas do QF.....	8
<b>Figura 2.1</b> - a) O Cráton do São Francisco no cenário geotectônico do Gondwana ocidental. Crátons da América do Sul e África: (A) Amazônico; (P) Rio de la Plata; (WA).....	10
<b>Figura 2.2</b> - Coluna estratigráfica do Quadrilátero Ferrífero. ....	11
<b>Figura 2.3</b> - Mapa estrutural simplificado do Quadrilátero Ferrífero. Megaestruturas: (1) Arqueamento Rio das Velhas; (2) Anticlinal de Mariana; (3) Sinclinal Vargem da Lima. ....	14
<b>Figura 2.4</b> - Seção transversal orientada aproximadamente NW-SE ilustrando a evolução tectônica no intervalo 2400-2050 Ma da porção sul do Cráton do São Francisco (CSF). ....	17
<b>Figura 3.1</b> - A: Meio-gráben individual e sua compartimentação interna em <i>footwall</i> e <i>hangingwall</i> . B: vista em planta de um único meio-gráben com terminação lateral da falha..	20
<b>Figura 3.2</b> - Classificação esquemática das zonas de transferência. ....	22
<b>Figura 3.3</b> - Bloco-diagrama mostrando alternância na assimetria dos meio-grábens ao longo da interconexão sinuosa das falhas de borda e das cristas interbaciais. ....	23
<b>Figura 3.4</b> - Bloco-diagrama de uma estrutura de revezamento.....	24
<b>Figura 3.5</b> - Esboço isométrico de uma falha com deslocamento normal ( $S_n$ ) e uma falha de transferência oblíqua com deslocamento oblíquo ( $S_o$ ). ....	24
<b>Figura 3.6</b> - Alternância entre blocos altos e baixos através de falhas de transferência. ....	25
<b>Figura 4.1</b> - Modelo de evolução de um meio-gráben relacionado ao pulso tectônico, responsável pela criação de espaço de acomodação no <i>hangingwall</i> .....	29
<b>Figura 4.2</b> - Três tipos de sistemas de drenagem de meio-grábens. ....	31
<b>Figura 4.3</b> - Modelo evolutivo de um meio-gráben associado a um pulso tectônico instantâneo .....	32
<b>Figura 4.4:</b> Padrões de empilhamento na margem flexural (padrão de empilhamento progradacional para retrogradacional) (A) e na borda de falha. ....	33
<b>Figura 4.5</b> - Migração do ponto de rotação em direção a margem flexural durante a criação de espaço de acomodação.....	35
<b>Figura 4.6</b> - Migração do ponto de rotação em direção a falha de borda. ....	36
<b>Figura 4.7</b> - Modelo estratigráfico idealizado de uma bacia rifte, com tratos de sistemas tectônicos, superfícies limítrofes, arranjo dos sistemas deposicionais e padrões.....	38
<b>Figura 5.1</b> - Colunas estratigráficas levantadas por Nunes (2016) na serra do Caraça. ....	41
<b>Figura 5.2</b> - Mapa geológico simplificado da serra do Caraça, com a posição das seções litoestratigráficas levantadas.....	42

<b>Figura 5.3</b> - Modelo de empilhamento estratigráfico aplicado ao meio-gráben do Caraça. ....	43
<b>Figura 5.4</b> - Mapa esquemático das principais estruturas do meio-graben do Caraça.....	44
<b>Figura 5.5</b> - Esboço evolutivo do preenchimento sedimentar do meio-graben do Caraça. 1) Início do desenvolvimento da falha de borda formando uma área de deposição restrita.. .....	45
<b>Figura 5.6</b> - Mapa geológico simplificado da terminação sul do sinclinal Gandarela e sinclinal Ouro Fino. ....	47
<b>Figura 5.7</b> - Mapa de associação de fácies da terminação sul do sinclinal Gandarela e porção centro-norte do sinclinal Ouro Fino. A) <i>Steps</i> de cisalhamento indicando movimento. ....	48
<b>Figura 5.8</b> - Colunas litoestratigráficas de detalhe da Formação Moeda no sul do sinclinal Gandarela e norte do sinclinal Ouro Fino .....	50
<b>Figura 5.9</b> - Modelo de emplhamento estratigráfico aplicado a terminação meridional da serra da Gandarela e serra de Ouro Fino.....	51
<b>Figura 5.10</b> - Mapa simplificado da distribuição das principais estruturas das bacias Gandarela e Ouro Fino. ....	52
<b>Figura 5.11</b> - Zona de transferência entre a terminação das falhas de borda da bacia do Gandarela e da bacia de Ouro Fino. ....	52
<b>Figura 5.12</b> - Esboço evolutivo do preenchimento sedimentar dos meio-grabens do Gandarela e Ouro Fino. 1) Início do desenvolvimento da falha de borda.....	54
<b>Figura 5.13</b> - Mapa geológico da porção oeste da junção Curral-Moeda mostrando as associações de fácies e perfis estratigráficos .....	56
<b>Figura 5.14</b> - Colunas estratigráficas levantadas integradas e associações de fácies identificadas. ....	58
<b>Figura 5.15</b> - Modelo de empilhamento estratigráfico de unidade rifte aplicado ao graben Moeda.....	59
<b>Figura 5.16</b> - Mapa simplificado da distribuição das principais estruturas do graben Moeda. ....	60
<b>Figura 5.17</b> - Seção esquemática mostrando as falhas intrabacinais que operaram durante o rifteamento da serra da Calçada, relação de empilhamento das associações faciológicas .....	61
<b>Figura 5.18</b> - Modelo estratigráfico idealizado de uma bacia rifte aplicado a serra da Calçada, sistemas deposicionais, padrões de empilhamento e tratos de sistemas. ....	62
<b>Figura 5.19</b> - Esboço da zona de rifteamento Moeda com a distribuição espacial aproximada das principais estruturas extensionais. ....	64
<b>Figura 5.20</b> - Esboço dos depósitos de “clímax inferior”. As linhas representam as falhas de borda ainda em desenvolvimento primário. ....	65
<b>Figura 5.21</b> - Esboço do estágio de sedimentação do "clímax tardio". As falhas embrionárias se conectam formando as principais falhas de borda. ....	66
<b>Figura 5.22</b> - Esboço do estágio de sedimentação do "final de rifte". ....	67



## ÍNDICE DE TABELAS

---

<b>Tabela 5.1</b> - Unidades de litofácies propostas por Nunes (2016) para a serra do Caraça. ....	40
<b>Tabela 5.2</b> - Tabela de associação faciológica e descrição de litofácies da porção sul do sinclinal Gandarela e porção norte do sinclinal Ouro Fino.....	49
<b>Tabela 5.3</b> - Tabela com a descrição e interpretação das associações de fácies da Formação Moeda feitas por Madeira <i>et al.</i> (2019). ....	57
<b>Tabela 5.4</b> - Tratos de sistemas e as respectivas associações faciológicas de cada segmento da zona de rifteamento Moeda: .....	63



## Resumo

---

A Formação Moeda registra o evento de rifteamento continental que atingiu a paleoplaca do São Francisco em sua porção meridional, na transição do Arqueano tardio para o início do Paleoproterozóico. Levantamentos sedimentológicos detalhados realizados ao longo dos últimos anos trouxeram à luz novas informações sobre os ambientes deposicionais e a história tectônica da bacia Moeda no maciço do Caraça e nas serras da Moeda e do Gandarela/Ouro Fino. A partir da reinterpretção dos dados estratigráficos foram reconhecidos quatro tratos de sistemas tectônicos relacionados aos estágios de desenvolvimento da zona rifte Moeda: i) Trato de Sistemas de Início de Rifte, interpretado como a subsidência inicial ampla e rasa, que deu início a maturação dos sedimentos; ii) Trato de Sistemas de Clímax de Rifte Inferior, associado ao desenvolvimento de sistemas aluviais proximais e restritos em falhas de borda embrionárias; iii) Trato de Sistemas de Clímax Superior, estágio de pleno desenvolvimento das falhas e estabelecimento de leques aluviais dominados por fluxo de detritos nas falhas de borda, planícies aluviais e fluviais, sistemas lacustres e costeiros em porções restritas e iv) Trato de Sistemas de Final de Rifte, estágio de interrupção da atividade tectônica e consolidação de um sistema fluvial distal com formação de linha de costa nas porções sul e sudeste da bacia. Esses tratos de sistemas se associam ao desenvolvimento das seguintes estruturas extensionais: i) graben Moeda, uma unidade rifte simétrica de direção meridiana na porção oeste da zona rifte; ii) meio-graben Gandarela e Ouro Fino, dois meio-grabens de direção meridiana e falhas de borda com caimento para leste e iii) meio-graben Caraça, unidade rifte na porção leste da bacia com falha de borda com caimento para oeste.

**Palavras chave:** estratigrafia, tectônica, rifte, Quadrilátero Ferrífero, Formação Moeda.



## Abstract

---

The Moeda Formation records the continental rift event that affected the São Francisco paleoplate in its southern portion, in the transition from the late Archean to the early Paleoproterozoic. Detailed sedimentological surveys carried out over the past few years have brought to light new information on depositional environments and the tectonic history of the Moeda basin in the Caraça massif and in the Moeda and Gandarela/Ouro Fino ranges. From the reinterpretation of the stratigraphic data, four tracts of tectonic systems related to the stages of development of the Moeda Rift Zone were recognized: i) Rift Initiation System Tract, interpreted as the broad and shallow initial subsidence, which initiated sediment maturation; ii) Early Rift Climax System Tract, associated with the development of proximal and restricted alluvial systems in embryonic edge faults; iii) Late Climax System Tract, full development stage of faults and establishment of alluvial fans dominated by debris flow in edge faults, alluvial and fluvial plains, lacustrine and coastal systems in restricted portions and iv) Rift Ending System Tract, stage of interruption of tectonic activity and consolidation of a distal fluvial system with formation of a coastline in the southern and southeastern portions of the basin. These system tracts are associated with the development of the following extensional structures: i) graben Moeda, a symmetrical rift unit of meridian direction in the western portion of the rift zone; ii) half-graben Gandarela and Ouro Fino, two half-grabens with a meridian direction and edge faults with an east slope and iii) half-graben Caraça, a rift unit in the eastern portion of the basin with an edge fault with a west slope.

**Key words:** stratigraphy, tectonic, Quadrilátero Ferrífero, Moeda Formation.



# CAPÍTULO 1

## INTRODUÇÃO

---

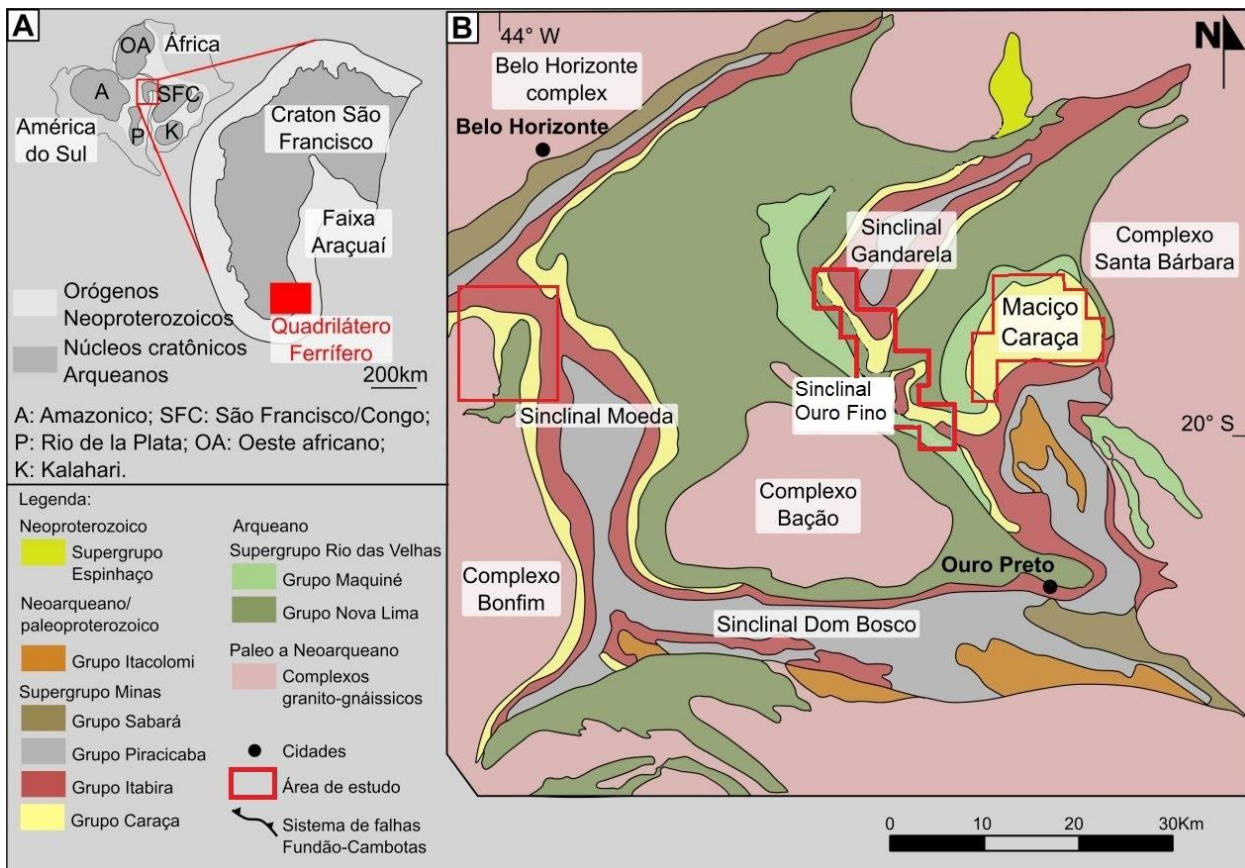
### 1.1 NATUREZA E JUSTIFICATIVA DO TRABALHO

Riftes são componentes geotectônicos fundamentais da tectônica de placas. Constituem uma das mais importantes fontes de informações acerca da transformação gradual de bacias relativamente desorganizadas e desenvolvidas sobre crosta continental e em bacias marinhas, com geração e espalhamento de crosta oceânica. Conceitualmente, são *end-members* do *continuum* entre sistemas de rift puros e as bacias de separação puras (Nemcok 2016).

Os componentes de um sistema rifte variam com a dimensão e com a escala de observação. Numa visão geral, uma zona rifte (sensu Nemcok 2016) é formada por calhas crustais (meio-gráben) que contém o registro local do preenchimento do rifte (*rift units*), constituídas por uma margem flexural, falhas de borda e sistemas horsts/grábens. A conexão dos meio-gráben se dá por meio de falhas extensionais, em geral por falhas de transferências (Destro *et al.* 1994).

A Formação Moeda (Wallace 1958, Dorr II 1969) registra o evento de rifteamento continental que atingiu a paleoplaca do São Francisco em sua porção meridional, na transição do Arqueano tardio para o início do Paleoproterozóico (Machado *et al.* 1996, Hartmann *et al.* 2006, Martínez Dopico *et al.* 2017). Depósitos sin-rifte da Formação Moeda foram reconhecidos na porção norte da província metalogenética do Quadrilátero Ferrífero (QF), primeiramente nos platôs serranos da Moeda e do Gandarela (Lindsey 1975, Villaça 1981), e posteriormente na serra do Caraça (Rosseto *et al.* 1987). Estão relacionados a zona de rifteamento da bacia Moeda, tendo sido alvos de trabalhos exploratórios para ouro e urânio (Lindsey 1975, Villaça 1981, Villaça & Moura 1981, Minter *et al.* 1990).

Levantamentos sedimentológicos detalhados realizados ao longos dos últimos anos trouxeram à luz novas informações sobre os ambientes deposicionais e a história tectônica da bacia Moeda no maciço do Caraça (Nunes 2016) e nas serras da Moeda (Madeira *et al.* 2019) e do Gandarela/Ouro Fino (Madureira *et al.* 2021, figura 1.1). Estes segmentos preservam depósitos rifte da Formação Moeda, tendo sido reconhecidos meio-grábens individuais remanescentes da zona do rifte Moeda.



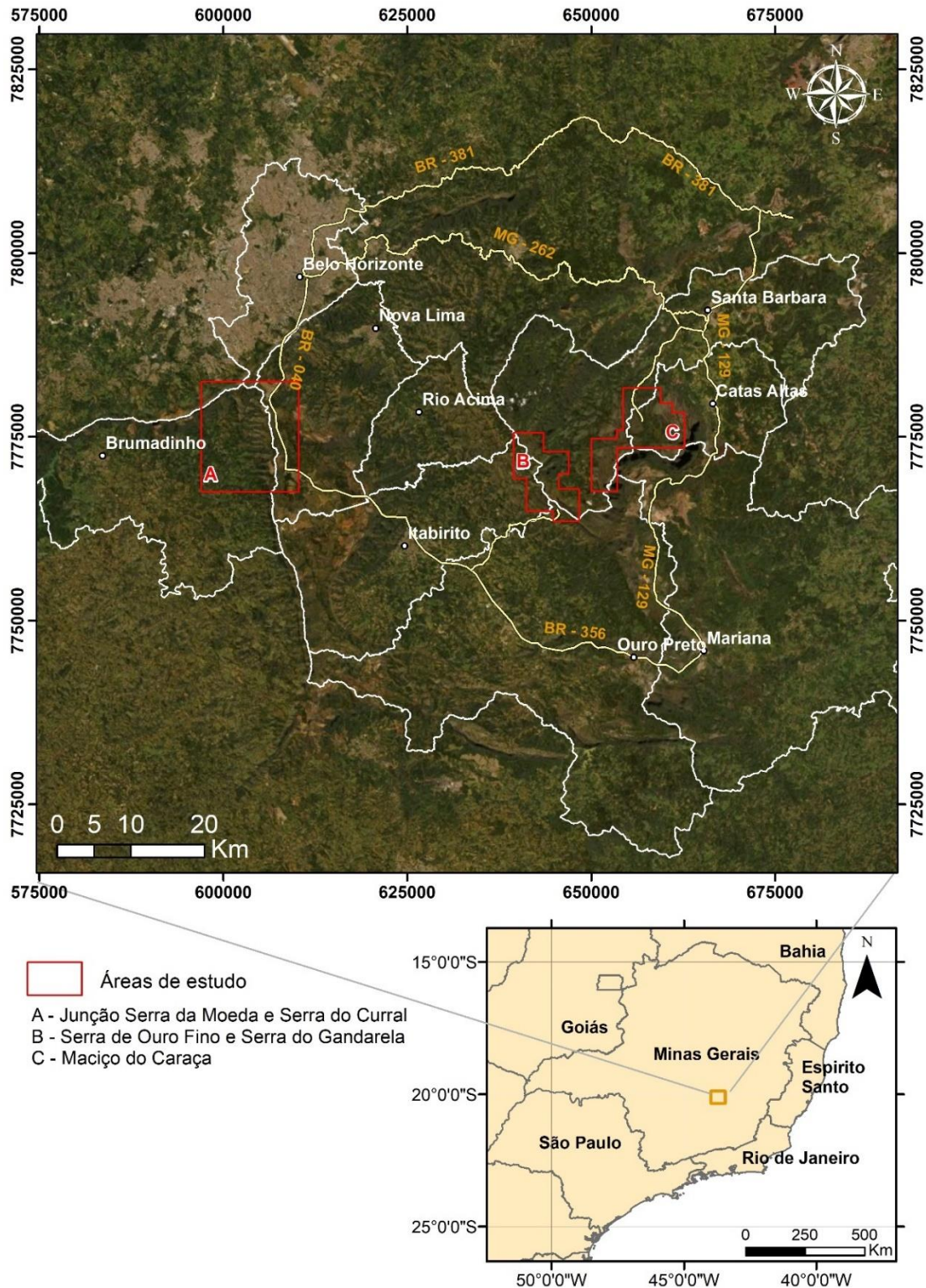
**Figura 1.1** - A) Quadrilátero ferrífero indicado na porção meridional do craton São Francisco no cenário geotectônico do Gondwana ocidental (baseado em Reger et al. 1995; Alkmim & Marshak 1998). B) Mapa geológico simplificado do Quadrilátero Ferrífero com indicação das áreas de estudo (modificado de Madureira *et al.* 2021).

A despeito do inegável avanço que estes trabalhos trouxeram no conhecimento da bacia Moeda, os estágios de preenchimento destes segmentos isolados foram interpretados apoiando se em diferentes bases científicas, dificultando a integração semi-regional destes dados e a posterior aplicação de modelos de evolução tectono-sedimentar. Neste contexto, coloca-se a necessidade de uma reinterpretação dos dados sedimentares/estratigráficos da Formação Moeda obtidos por Nunes (2016), Madeira *et al.* (2019) e Madureira *et al.* (2021) utilizando-se da estratigrafia de seqüências em unidades rifte (Kuchle 2010), inferindo os possíveis tratos de sistemas, e os parâmetros controladores associados (elementos estruturais, clima, aporte sedimentar, padrões de drenagens).



## **1.2 LOCALIZAÇÃO GEOGRÁFICA E VIAS DE ACESSO**

As áreas de estudo estão inseridas no QF (Figura 1.2), distribuídas da seguinte maneira: i) porção oeste da serra da Moeda, na junção com a serra do Curral, pertencente ao município de Brumadinho, nas proximidades do distrito de Casa Branca; e ii) serra de Ouro Fino e terminação meridional da serra do Gandarela, ambas pertencentes aos municípios de Itabirito e de Rio Acima; iii) maciço do Caraça, pertencente aos municípios de Catas Altas e de Santa Bárbara no estado de Minas Gerais.



**Figura 1.2** - Mapa de localização e principais vias de acesso às áreas de estudo, partindo de Belo Horizonte e Ouro Preto. Imagem de satélite retirada do ArcGIS Basemap. Malha rodoviária e municipal retiradas do site do IBGE (Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística).

### 1.3 OBJETIVOS

A presente monografia tem como objetivo reinterpretar os dados sedimentares/estratigráficos de detalhe levantados por Madeira et al. (2019), Madureira et al. (2021) e Nunes (2016) das unidades rifte da Formação Moeda apoiando-se em Kuchle (2010), procurando inferir os possíveis tratos de sistemas e os parâmetros controladores associados tais como elementos estruturais, clima, aporte sedimentar, padrões de drenagens.

### 1.4 MATERIAIS E MÉTODOS

A elaboração do presente trabalho compreendeu três etapas de revisão bibliográfica e três etapas de elaboração de resultados. As etapas de revisão bibliográfica estão descritas a seguir:

- i) revisão bibliográfica acerca da geologia regional do QF, incluindo estratigrafia, geologia estrutural, metamorfismo e evolução tectônica com foco no grupo Caraça e no supergrupo Minas;
- ii) estado da arte acerca das principais estruturas presentes em bacias do tipo rifte baseada nas compilações bibliográficas de Vasconcellos (2003) e Silva (2013);
- iii) sólida base de conhecimentos acerca da “Estratigrafia de Sequências” tomando-se como referência Kuchle (2010). Foram definidos os critérios de reconhecimento, mapeamento e classificação de sequências clásticas em ambiente rifte continental.

De posse deste embasamento teórico, procedeu-se então a aplicação destes conhecimentos para a reinterpretação dos levantamentos litoestratigráficos de detalhe realizados por Nunes (2016), Madeira et al. (2019) e Madureira et al. (2021). A construção dos resultados se deu da seguinte forma:

- i) reconhecimento dos tratos de sistemas (Kuchle 2010) em cada área, tendo como base os dados estratigráficos/sedimentológicos levantados por Nunes (2016), Madeira et al. (2019) e Madureira et al. (2021);
- ii) compilação dos resultados obtidos na primeira etapa e correlação semi-regional dos tratos de sistemas e seus principais parâmetros controladores;
- iii) elaboração de mapas temáticos, utilizando o software Adobe Illustrator, contendo as principais estruturas e sistemas deposicionais em cada estágio do desenvolvimento da bacia Moeda no QF.

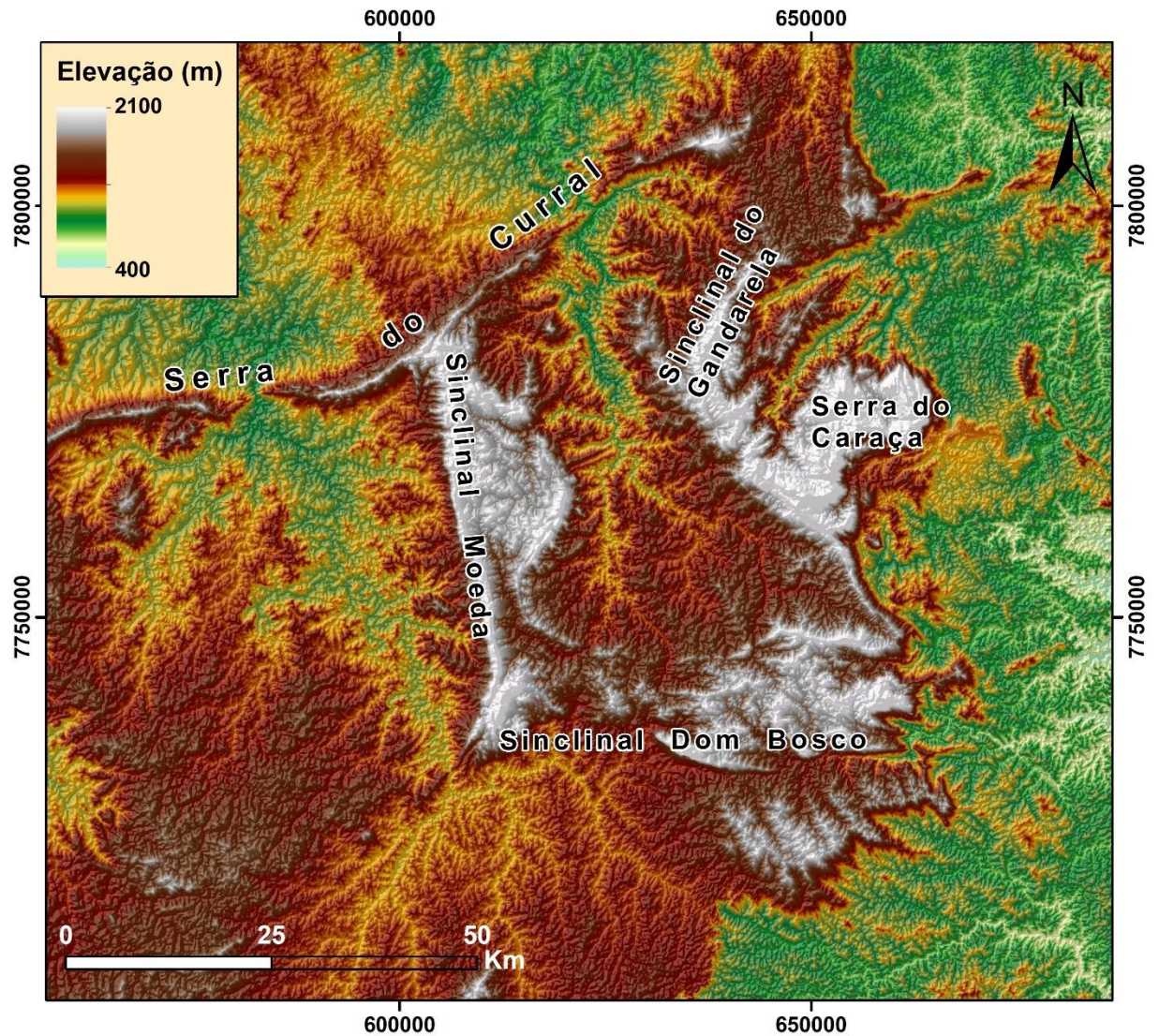
### 1.5 ASPECTOS FISIAGRÁFICOS

A geomorfologia do QF é definida por extensas serras que bordejam terrenos colinosos rebaixados, com altitudes médias entre 800 e 1100 m, podendo as porções mais elevadas alcançar

altitudes em torno de 1800 m (Salgado 2006). Esses aspectos morfológicos estão intrinsecamente associados a erosão diferencial resultante dos diferentes litotipos que compõem o QF, de modo que, as grandes serras são formadas por rochas com maior resistência a erosão (Varajão 1991).

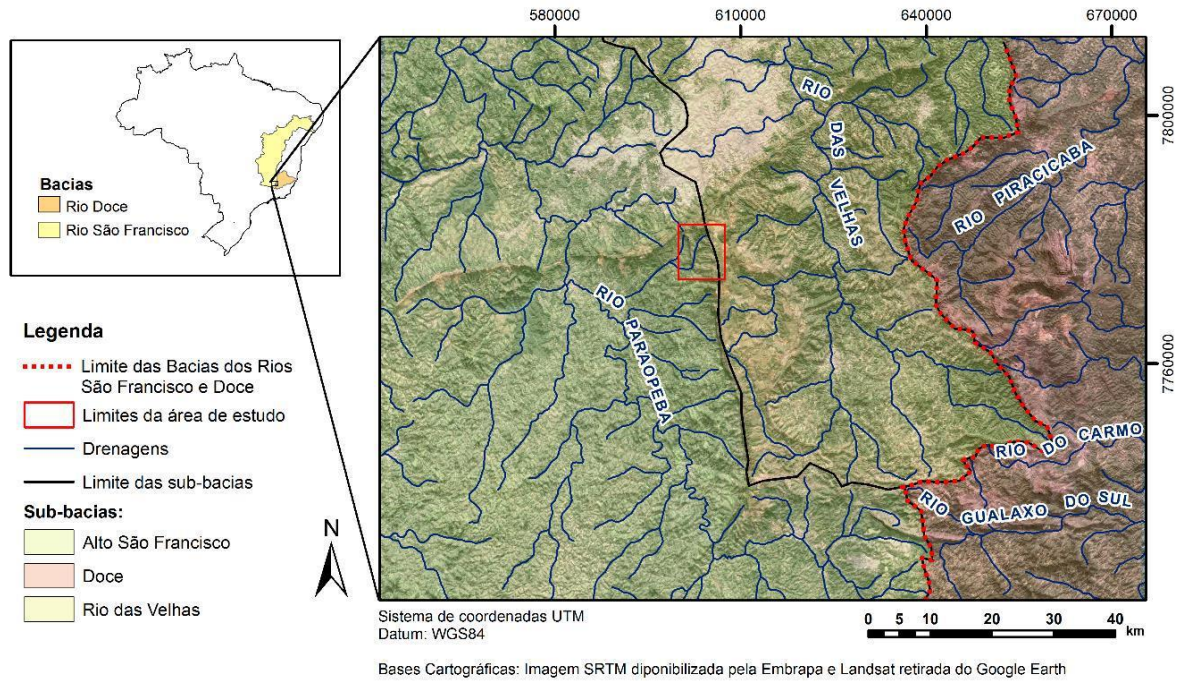
As porções elevadas do QF são constituídas por rochas quartzíticas e itabiríticas. O relevo intermediário é composto por filitos e xistos, que geralmente estão associados ao preenchimento dos sinclinais e anticlinais que compõem o QF. As terras baixas são ocupadas por gnaisses devido a sua fraca resistência ao intemperismo e erosão (Harder & Chamberlin 1915, Dorr 1969).

A disposição das camadas mais resistentes configura a geometria e a distribuição das principais serras do QF (Christofolletti & Tavares 1976). Na porção norte, com alinhamento SW-SE, a Serra do Curral limita o QF com altimetria variando entre 1300 a 1400 m. A Serra do Curral forma uma escarpa voltada para noroeste e na sua porção central se conecta com o Sinclinal Moeda, que por sua vez, constitui o limite ocidental, com direção N-S. O interior do sinclinal é preenchido pelas rochas do grupo Piracicaba constituindo o Planalto Moeda com 1300 m altitude. Os flancos do sinclinal são sustentados pelos quartzitos do Grupo Caraça e itabiritos do Grupo Itabira, chegando a altitudes superiores a 1500 m. Conectada a porção meridional do Sinclinal Moeda e perfazendo o limite sul do QF, o sinclinal Dom Bosco, com alinhamento E-W. Na terminação oriental, encontram-se a Serra do Caraça, com altitudes superiores a 2000 m, fazendo conexão com as serras de Ouro Fino e do Gandarela.



**Figura 1.3** – Modelo digital de elevação do Quadrilátero Ferrífero com localização da área de estudo. Base cartográfica: Embrapa (2005).

No interior do QF, a rede de drenagem é composta pela bacia do Rio das Velhas, o maior afluente do rio São Francisco. O Rio das Velhas nasce no município de Ouro Preto, no extremo sudeste do QF, e percorre em sentido aproximadamente S-N até atravessar a Serra do Curral. A leste da Serra da Moeda, o Rio Paraopeba define outra importante sub-bacia do Rio São Francisco (Figura 1.4). As serras da porção centro-leste do QF definem o divisor de águas entre as bacias do São Francisco e do Rio Doce. Os principais afluentes do Rio Doce no QF são o Rio Piracicaba, Rio do Carmo e Rio Gualaxo do Sul.



**Figura 1.4:** Bacias e sub-bacias hidrográficas do QF (retirado de Madeira *et al.* 2019).

## CAPÍTULO 2

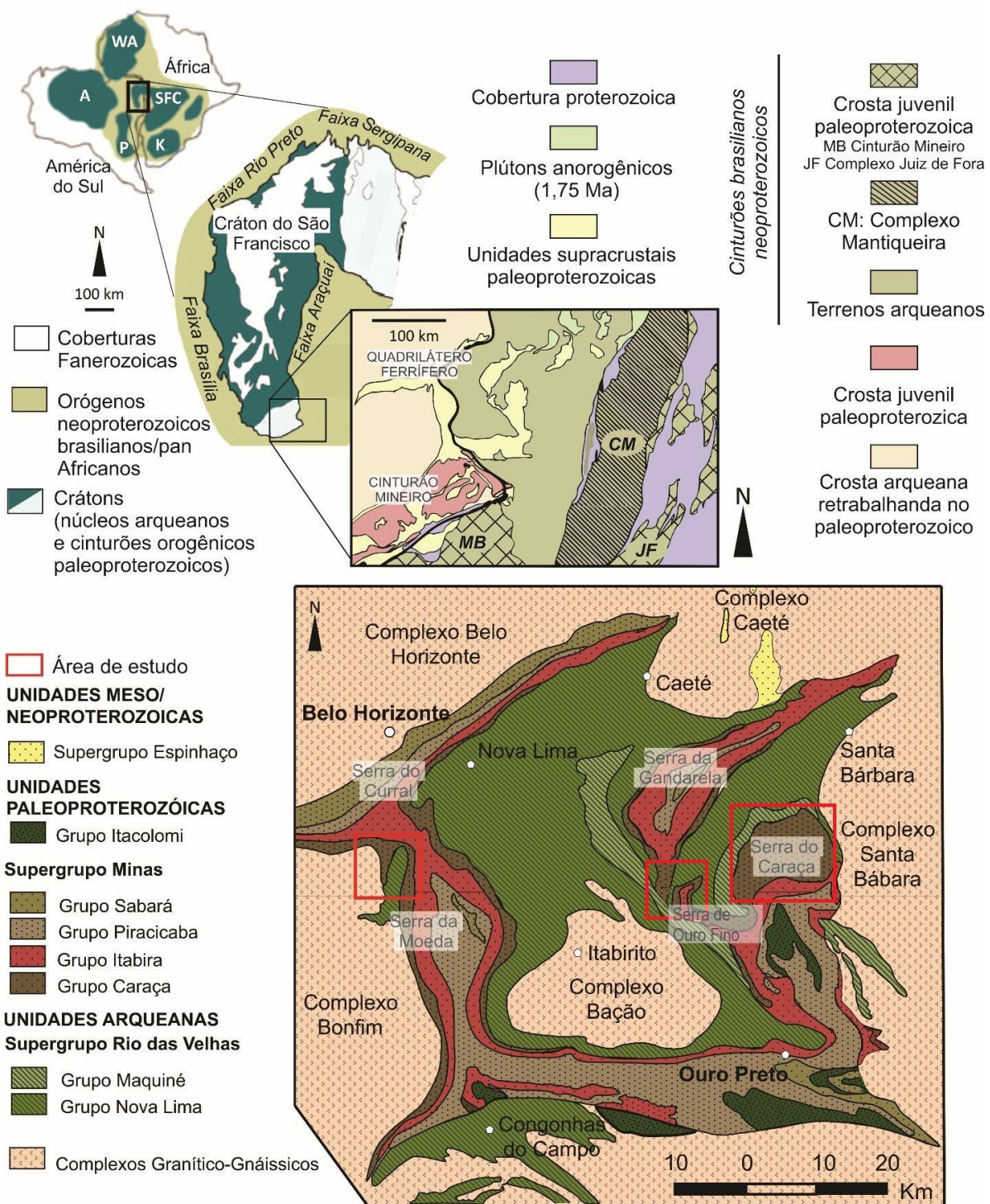
### GEOLOGIA REGIONAL

---

#### 2.1 CONTEXTO GEOTECTÔNICO

O QF está situado na porção meridional do cráton do São Francisco (CSF), unidade geotectônica consolidada ao final da orogenia Riacciana que permaneceu relativamente estável durante as remobilizações posteriores (Almeida, 1977). Teixeira *et al.* (1996) e Alkmim & Marshak (1998) posicionaram o limite cratônico a oeste do Complexo do Bação (Figura 2.1).

O CSF é bordado por cinturões desenvolvidos durante a construção do continente Gondwana Ocidental, entre 630 e 490 Ma (Alkmim & Marshak, 1998; Alkmim *et al.* 2006). A terminação sul do CSF é dominada pelos terrenos do QF e do Cinturão Mineiro (Teixeira *et al.*, 2000). Esses terrenos neoarqueanos-paleoproterozóicos se estendem a leste além do limite cratônico, formando o embasamento dos cinturões neoproterozóicos Araçuaí e Ribeira, e constituindo o Complexo Mantiqueira (Teixeira & Figueiredo, 1991; Alkmim & Marshak, 1998; Noce *et al.*, 2007; Teixeira *et al.*, 2015, Cutts *et al.* 2019).

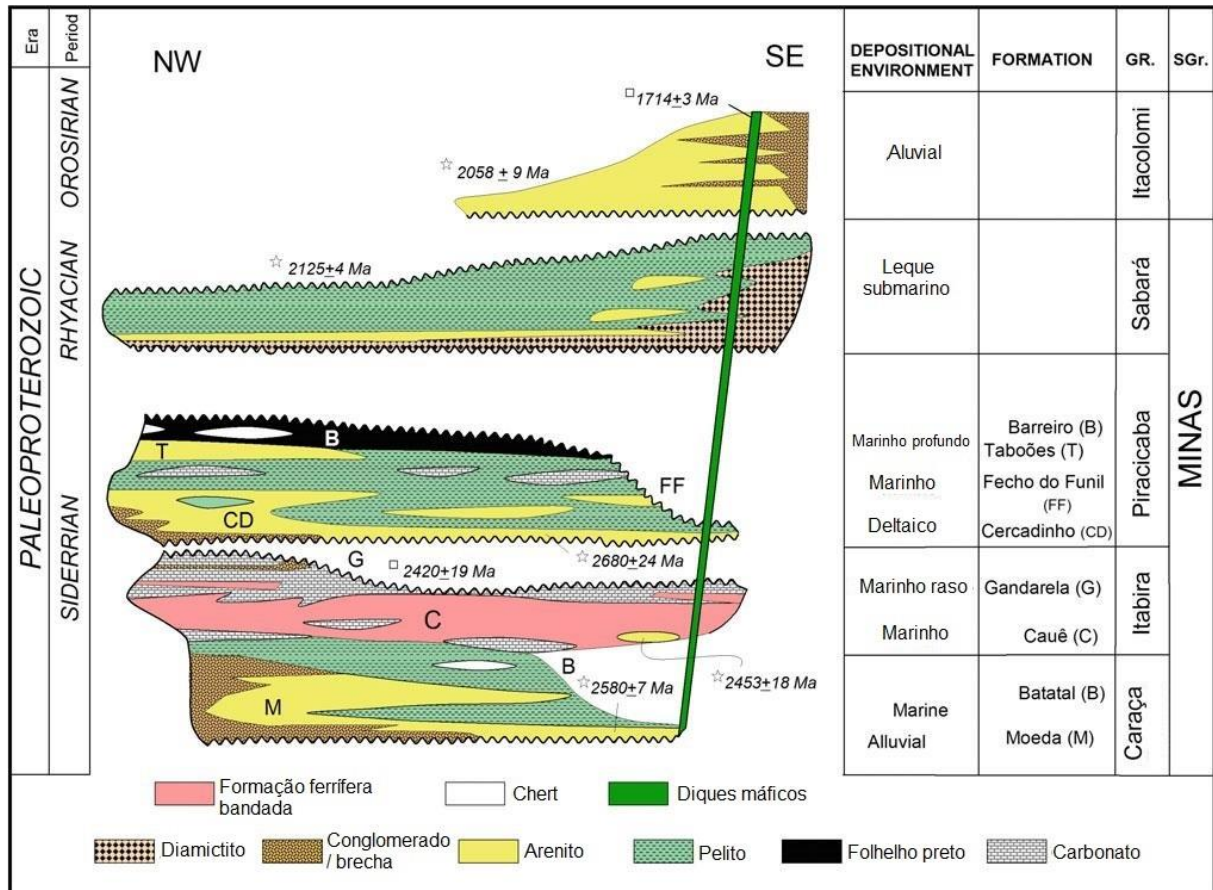


**Figura 2.1** - a) O Cráton do São Francisco no cenário geotectônico do Gondwana ocidental. Crátons da América do Sul e África: (A) Amazônico; (P) Rio de la Plata; (WA) Oeste Africano; (SFC) São Francisco – Congo; (K) Kalahari (retirado de Alkmim e Martins–Neto 2012); b) Mapa geológico simplificado da porção sudeste do Cráton do São Francisco mostrando a localização do Quadrilátero Ferrífero, distribuição das principais unidades e o contexto geotectônico (retirado de Aguilar *et al* 2017); c) Esboço geológico das unidades litoestratigráficas do Quadrilátero Ferrífero (modificado de Renger *et al.* 1994, Alkmim e Marshak 1998 e Aguilar *et al.* 2017).



## 2.2 ESTRATIGRAFIA

A estratigrafia do QF pode ser dividida em cinco unidades principais, sendo elas, da base para o topo: os Complexos ígneos e metamórficos do Arqueano, Supergrupo Rio das Velhas, Supergrupo Minas, Intrusivas Pós-Minas e Supergrupo Itacolomi (Figura 2.2, Alkmim & Marshak, 1998).



**Figura 2.2** - Coluna estratigráfica das unidades paleoproterozoicas do Quadrilátero Ferrífero (modificado de Alkmim & Teixeira 2017).

### 2.2.1 Complexos metamórficos

Segundo Alkmim & Noce (2006) as rochas do embasamento cristalino do QF são compostas por gnaisses, migmatitos, granitóides do tipo TTG (Tonalito-Tronjhemito-Granodiorito) e granitos potássicos (Farina *et al.* 2015). Esses complexos granito-gnaíssicos, de idade arqueana (Machado & Carneiro, 1992), são expostos em estruturas dômicas no interior e nas margens do QF.

O embasamento cristalino do QF é formado pelos eventos tectono-magmáticos: Santa Bárbara (3220-3200 Ma); Rio das Velhas I (2930-2900 Ma); Rio das Velhas II (2800-2770 Ma) e Mamona, que pode ser dividido em Mamona I (2750-2700 Ma) e Mamona II (2620-2580 Ma) (Lana *et al.* 2013;

Romano *et al.* 2013; Farina *et al.*; 2015, 2016). Os eventos Rio das Velhas II e Mamona representam ciclos orogênicos contemporâneos à formação de um *greenstone belt* (Supergrupo Rio das Velhas). O evento magmático Mamona II representou a consolidação final da protocrosta do CSF na porção sul, servindo de embasamento para as sucessões paleoproterozoicas do Supergrupo Minas (Machado *et al.* 1996; Hartmann *et al.* 2006 in Madeira *et al.* 2019

Essas rochas foram metamorfizadas em alto grau, e a elas se associam foliações penetrativas relacionadas a sucessão complexa de deformação polifásica (Endo, 1997; Romano *et al.* 2013). O contato com as unidades sobrepostas é geralmente tectonizado (Alkmin & Teixeira 2017; Chemale Jr *et al.* 1994).

### 2.2.2 Supergrupo Rio das Velhas

De acordo com Schorscher (1979), o Supergrupo Rio das Velhas é formado por uma sequência metavulcanossedimentar do arqueano, conhecido como *greenstone-belt*. O Supergrupo Rio das Velhas é dividido em dois grupos: Grupo Nova Lima, unidade basal, e Grupo Maquiné.

O Grupo Nova Lima é caracterizado por rochas ultramáficas, do tipo komatiitos peridotíticos, basaltos toleíticos com textura *spiniifex* e corpos félsicos (Ladeira 1981 in Braga, 2006), sobreposto por sequências químicas e clásticas (Dorr, 1969). O Grupo Maquiné, de ocorrência restrita a porção oriental do Quadrilátero Ferrífero é constituído por metarenitos, metaconglomerados, filitos e metagrauvascas.

### 2.2.3 Supergrupo Minas

O Supergrupo Minas representa uma unidade metassedimentar, que registra a ocorrência de um ciclo de Wilson durante o início do paleoproterozoico, entre 2,5 e 2,0 Ga (Alkmim & Marshak, 1998). Sobrepõe o Supergrupo Rio das Velhas em contato discordante e é formado por sequências clásticas e químicas que, segundo Alkmim & Marshak (1998), podem ser subdivididas em quatro grupos (Grupo Caraça, Grupo Itabira, Grupo Piracicaba e Grupo Sabará). Dutra *et al.* (2020) definem o Grupo Tamanduá como uma bacia correlacionada ao Supergrupo Espinhaço Meridional, excluindo-o definitivamente da coluna estratigráfica do QF.

O Grupo Caraça (Harder & Chamberlin, 1915) é a unidade basal, constituída por metassedimentos clásticos subdivido nas formações Moeda (Wallace, 1958) e Batatal (Dorr, 1969). A Formação Moeda, alvo de estudo deste trabalho, é representada por conglomerados aluviais e arenitos que gradam lateralmente e em direção ao topo, para pelitos da Formação Batatal. A Formação Moeda constitui uma sequência metassedimentar subdividida em três membros informais (Villaza 1981): 1)

metaconglomerados piritosos gradando para metarenitos no topo; 2) predomínio de metarenitos finos e metapelitos; 3) sequência de metarenitos grossos, intercalados com metaconglomerados. Segundo Renger *et al.* (1995), esses membros foram depositados em ambientes sedimentares aluvial, litorâneo e marinho, respectivamente. Sendo objeto do presente estudo, será descrita em detalhe no Capítulo 5. O contato com a Formação Batatal é transicional e registra as fases iniciais da subsidência da bacia Minas, interpretada por Alkmim & Marshak (1998) como sendo de margem passiva.

O Grupo Itabira é formado por rochas metassedimentares químicas que revelam o período de subsidência termal e máxima inundação da Bacia Minas (Dorr II 1969; Alkmim & Marshak 1998 *in* Madureira 2020), chegando a possuir 950 m de espessura. A Formação Cauê (Dorr 1969; Klein & Ladeira 2000), unidade basal do Grupo Itabira, consiste essencialmente em itabiritos, tendo grande importância no QF, devido aos depósitos ferríferos de classe mundial (Rosière *et al.* 2008). No topo do Grupo Itabira, a Formação Gandarela é composta por dolomitos e calcários, enriquecidos em ferro e com estromatólitos preservados (Souza & Müller 1984).

Segundo Dutra (2020), o Grupo Piracicaba marca o início da convergência da bacia em resposta a orogenia Minas. O Grupo Piracicaba é formado por metarenitos e metapelitos associados a ambiente marinho-deltaico (Dorr 1969). Esta unidade possui cerca de 1300 m de espessura aproximadamente e é subdividida em quatro formações: Cercadinho, Fecho do Funil, Taboões e Barreiro que podem apresentar continuidade lateral de mais de 10 Km (Dorr *et al.* 1957).

Sobrepondo as rochas do Grupo Piracicaba em discordância erosiva, o Grupo Sabará constitui uma sequência de rochas metassedimentares e vulcânicas que caracterizam uma sedimentação essencialmente turbidítica com contribuições químicas (Reis *et al.* 2002). O Grupo Sabará é interpretado como sin-orogênico do evento Riachão/Orosoriano (Alkmim & Marshak 1998 *in* Madeira *et al.* 2019).

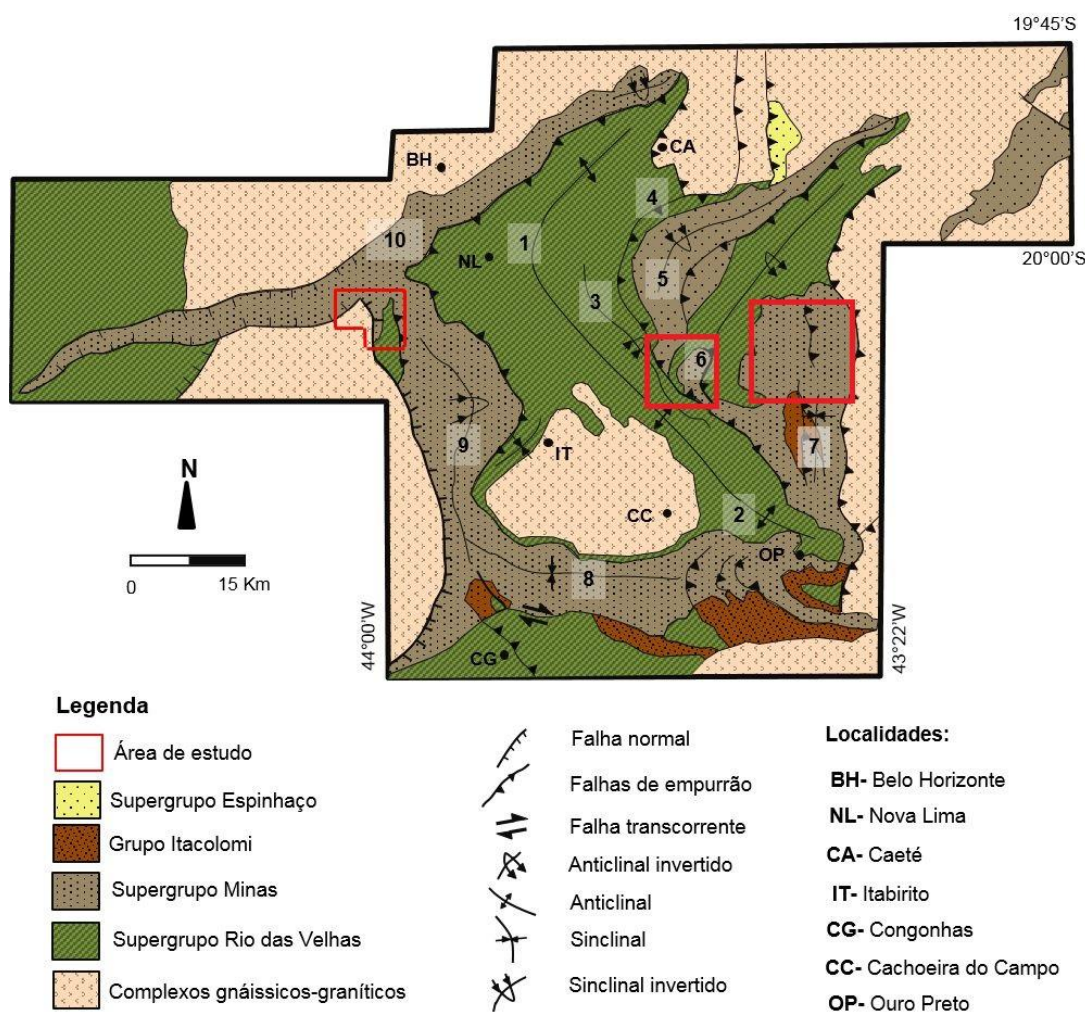
O Grupo Itacolomi, restrito à porção sudeste do QF, possui cerca de 1.8 km de espessura onde ocorrem metarenitos, metaconglomerados e metapelitos. Segundo Alkmim & Marshak (1998), os metapelitos são evidências de lagos aprisionados e/ou mares restritos formados durante a fase de colapso orogênico transamazônico.

As intrusões pós-minas cortam toda a sequência do Quadrilátero Ferrífero, que segundo Herz (1970) e Silva *et al.* (1995) são diques, sills e stocks de rochas máficas diabásicas e gabróicas e ultramáficas (peridotitos). Ainda segundo Silva *et al.* (1995) essas estruturas representam três eventos de magmatismo regional: 1) diques e sills metamórficos deformados, com idade de 1.7 a 1.5 Ga, com direção preferencial N-S; 2) diques deformados de orientação NE – NW de 900 Ma; e 3) diques com orientações variadas, indeformados datados de 120 Ma.

## 2.3 GEOLOGIA ESTRUTURAL

O arcabouço estrutural do QF é caracterizado por mega-feições morfoestruturais constituídas essencialmente por estruturas com geometria de anticlinais e sinclinais, associadas a sistemas de falhas de empurrão e transcorrências (*In: Madeira et al. 2019*), resultado da interação dos eventos orogênicos Transamazônico e Brasiliano (Chemale Jr. et al., 1994; Alkmim & Marshak, 1998).

O arcabouço estrutural do Supergrupo Minas é essencialmente interpretado como resultado da implementação da bacia Minas, do evento Transamazônico, do rifteamento Espinhaço e da orogênese Brasiliana.



**Figura 2.3** - Mapa estrutural simplificado do Quadrilátero Ferrífero. Megaestruturas: (1) Arqueamento Rio das Velhas; (2) Anticlinal de Mariana; (3) Sinclinal Vargem da Lima; (4) Sistema Cambotas-Fundão; (5) Sinclinal Gandarela; (6) Sinclinal Ouro Fino; (7) Sinclinal Santa Rita; (8) Sinclinal Dom Bosco; (9) Sinclinal da Moeda; (10) Serra do Curral. Modificado de Dorr (1969), Chemale Jr *et al.* (1994) e Baltazar & Zuchetti (2005).

As orogenias do final do paleoproterozóico, a qual se associa também uma tectônica de domos-e-quilhas, e da transição do Neoproterozóico para o Cambriano, obliteraram, em maior ou menor grau, a arquitetura original da bacia Moeda pelos processos de inversão, rotação, basculamento, supressão e amplificação de estruturas tectônicas (Alkmim & Teixeira 2017).

À medida que a intensidade dos sistemas de falhas que atingiram o QF diminui de leste para oeste (Endo & Fonseca 1992, Chemale Jr. et al. 1994, Alkmim & Marshak 1998, Alkmim & Teixeira 2017), a borda leste do QF, onde se localiza o maciço do Caraça, posiciona-se na raiz dos falhamentos, enquanto a região do sinclinal Moeda é a área menos deformada, ainda que o flanco oriental desta estrutura esteja invertido. Os depósitos sin-riftes localizados na aba ocidental, não por coincidência, constituem as melhores exposições da unidade, e área-tipo da Formação Moeda (Wallace 1958, Villaça 1981, Madeira *et al.* 2019). O segmento entre a terminação meridional do sinclinal Gandarela e o sinclinal Ouro Fino faz parte de um cinturão de dobras e falhas frontais característico de uma tectônica do tipo *thin skinned* (Fonseca 1990, Endo & Fonseca 1992), cuja inversão da bacia foi conduzida por herança tectônica das estruturas do rifte Moeda (Madureira 2020, Madureira *et al.* 2021).

## 2.4 METAMORFISMO

A região do QF foi submetida a um metamorfismo predominantemente regional, associado a orogenia do Orosiriano-Riaciano (Cutts *et al.* 2019 *in* Madureira, 2020), com influência do evento do final do neoproterozóico. O metamorfismo foi policíclico e apresenta aumento progressivo de NW para SE, variando de fácies xisto-verde até anfíbolito médio com retrometamorfismo para fácies xisto verde, nos terrenos granito-gnáissicos (Dorr II 1969; Herz 1978; Alkmim & Marshak 1998; Lana et al. 2013 *in* Madureira 2020).

## 2.5 MODELOS DE EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA

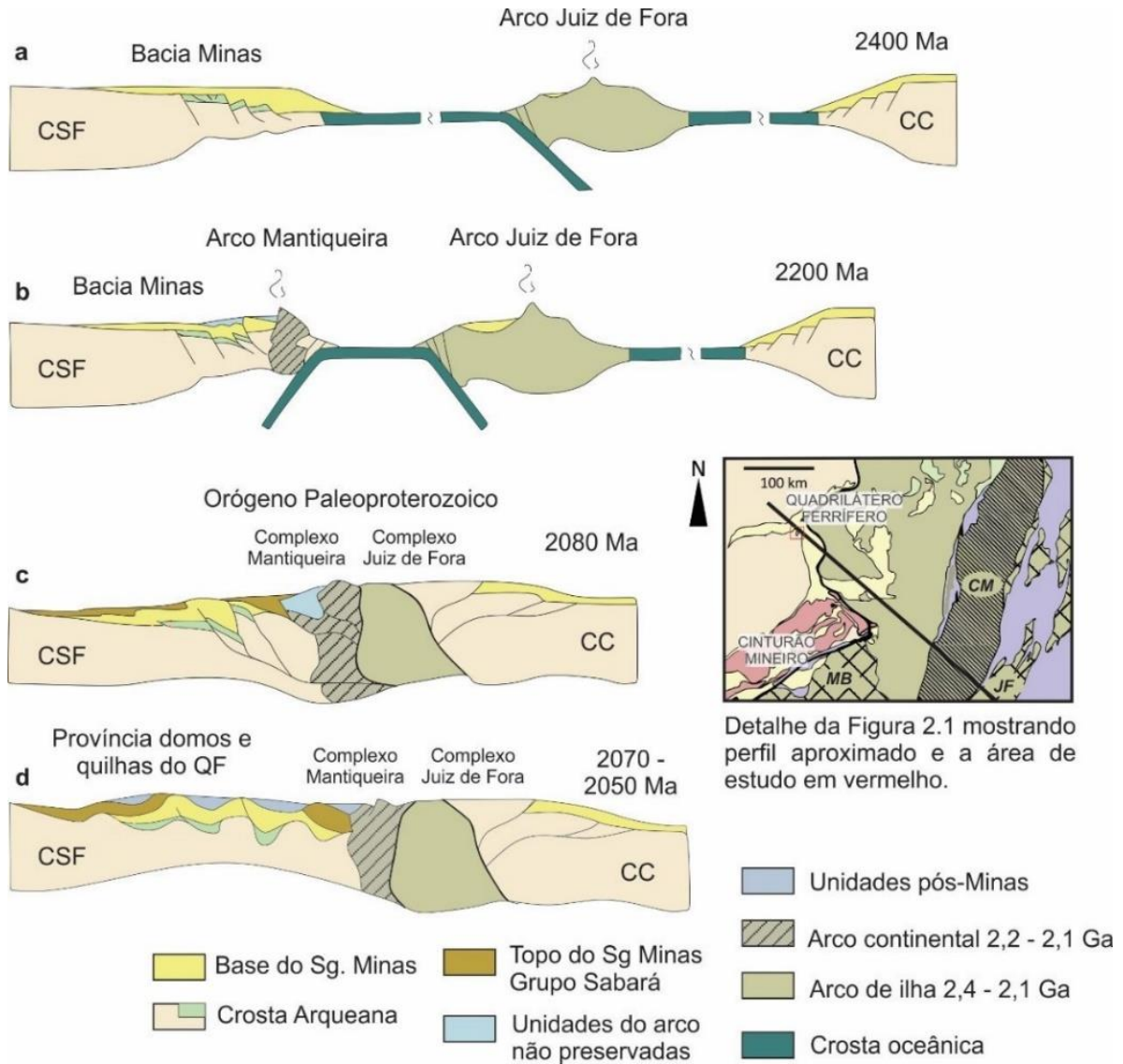
O arcabouço estrutural do Quadrilátero Ferrífero, segundo Alkmim & Marshak (1998); Alkmim & Noce (2006); Endo, I. *et al.* (2005), é composto por três elementos estruturais principais: 1) sistemas de dobras e falhas regionais com vergência para NW e NNW, 2) domos granito-gnáissicos e 3) falhas, dobras e zonas de cisalhamento reativadas sob vergência W e SSE.

Segundo Alkmim & Marshak (1998), a evolução tectônica do QF teve início com a geração dos complexos granito-gnáissicos arqueanos, datados de aproximadamente 3 Ga. Em seguida, entre 2.8 e 2.7 Ga, ocorreu a deposição das sucessões vulcanossedimentares do Supergrupo Rio das Velhas. Os grupos Caraça, Itabira e Piracicaba constituem uma megassequência depositada em margem continental, desenvolvida na porção sul do proto-cráton do São Francisco durante o período sideriano (Alkmim &

Martins-Neto 2012). Nesse período a bacia era alimentada pelo embasamento arqueano localizada a norte da região do QF (Renger *et al.* 1995; Machado *et al.* 1996a, b).

De acordo com Alkmim & Teixeira (2017) a deposição do grupo Sabará (2125-2059 Ma) representa a conversão da margem continental para um sistema ativo, envolvendo a colisão dos núcleos arqueanos do São Francisco e do Congo, com intervenção do arco continental do cinturão mineiro (Barbosa *et al.* 2015 in Alkmim & Teixeira 2017) e do arco de ilhas do complexo Juiz de Fora (Machado *et al.* 1996; Heilbron *et al.* 1997, 2010; Silva *et al.* 2002; Noce *et al.* 2007). A fase pós-orogênica é marcada pela ascensão dos domos granito-gnáissicos e o desenvolvimento de sinclinais, simultaneamente a deposição do grupo Itacolomi (Alkmim & Marshak 1998).

Por fim, um evento colisional de convergência de placas tectônicas atuou na região leste do QF (Alkmim & Marshak 1998) durante o ediacarano, conhecido como orogênese Brasileira. Esse evento está associado à aglutinação de massas continentais, com a formação do Supercontinente Gondwana (Uhlein & Noce 2012), gerando dobras e falhas na região leste do Quadrilátero Ferrífero (Alkmim & Marshak 1998).



**Figura 2.4** - Seção transversal orientada aproximadamente NW-SE ilustrando a evolução tectônica no intervalo 2400-2050 Ma da porção sul do Cráton do São Francisco (CSF) e sua margem leste Cráton Congo (CC) região onde está inserida a área de estudo indicada pela poligonal vermelha; **a)** estágio pré-colisional com o desenvolvimento do arco Juiz de Fora; **b)** início da inversão da margem passiva da bacia Minas, desenvolvimento de bacias de antepaís e do arco continental Mantiqueira; **c)** colisão dos núcleos arqueanos São Francisco e Congo envolvendo o terreno Juiz de Fora e Mantiqueira, hoje Complexo Juiz de Fora (JF) e Complexo Mantiqueira (CM) e consequente deposição das unidades do Grupo Sabará sin-orogênicas; **d)** Colapso extensional que afeta a região de antepaís/antearco e desenvolve a estrutura domos e quilhas caracterizada no QF (retirado de Aguilar *et al.* 2017).





## CAPÍTULO 3

### RIFTES DISTENSIONAIS

---

#### 3.1 RIFTES

O termo *rift* foi empregado pela primeira vez no campo das geociências por Gregory em 1896 (Willock, 1988), para caracterizar depressões alongadas relativamente estreitas e limitadas por falhas. O termo se refere, segundo Neumann & Ramberg (1978) e Burchfiel (1980), a depressões que envolvem a deformação da litosfera em toda sua espessura sob a influência de forças distensionais.

O tipo de rifteamento é controlado pelo comportamento da astenosfera, conduzindo a um rifteamento passivo ou ativo (Sengör & Burke 1978). Riftes passivos ocorrem em resposta a um estiramento ou tração na litosfera, devido a tectônica regional, causando um afinamento crustal e ascensão do manto (Keen 1985; Ruppel 1995; Kincaid et al. 1996 *in* Nemcok 2016). A ressurgência passiva da astenosfera desencadeia diversos processos secundários como a fusão do manto induzida pelo alívio de pressão, erupção de magma basáltico, início de uma zona de convecção e desenvolvimento de amplos gradientes térmicos (e.g., McKenzie & Bickle 1988; Ruppel 1995; Huisman et al. 2001 *in* Nemcok 2016).

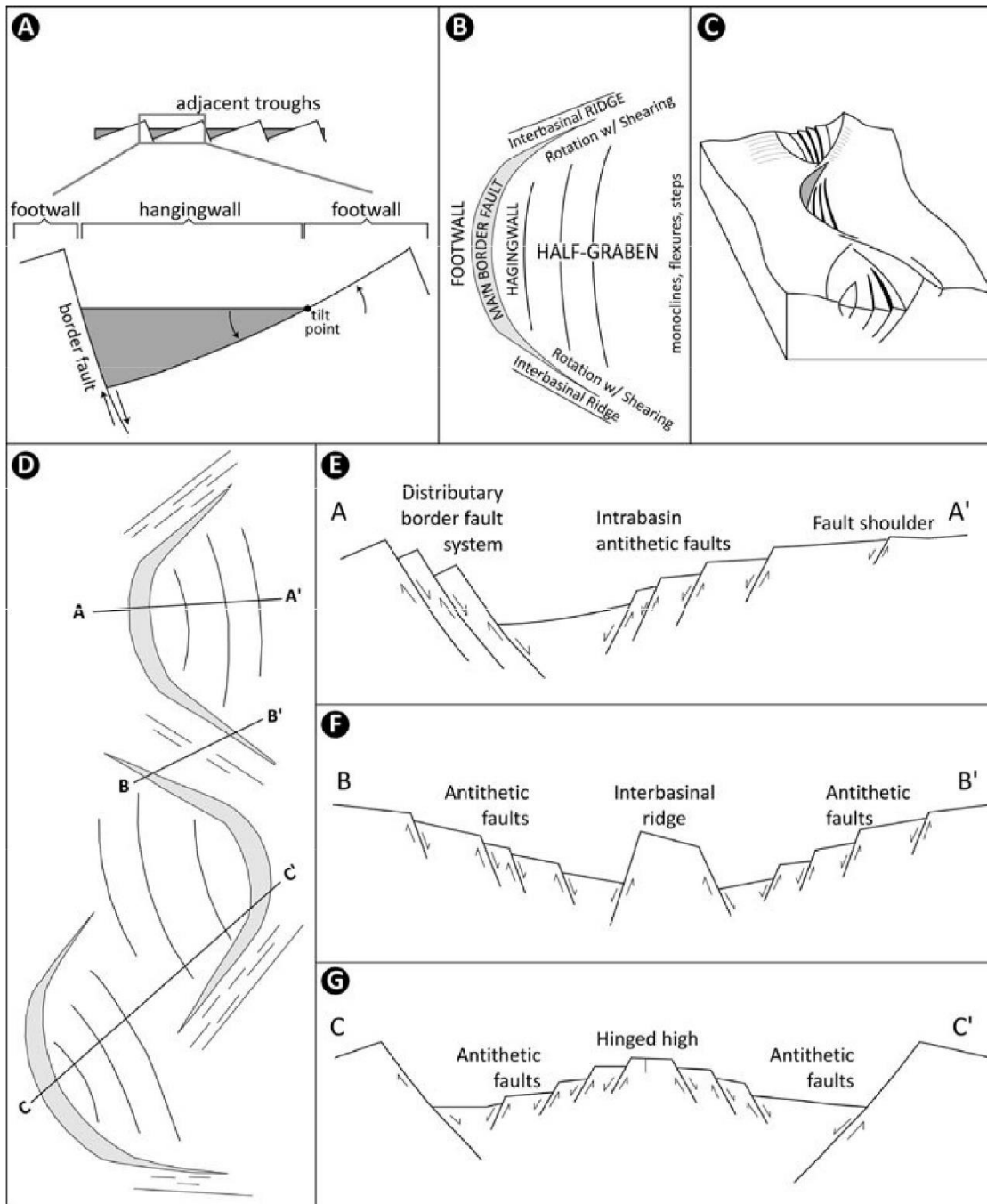
Riftes ativos são constituídos em resposta a uma ascensão do manto ou da pluma mantélica. Nesse caso, as tensões na base da litosfera são geradas pela ascensão de material mantélico, resultando no afinamento crustal (Turcotte & Emerman 1983) e o estiramento em resposta à extensão, deslocando a litosfera lateralmente resultando em sua quebra por meio de falhas normais (e.g., Olsen & Morgan 1995).

#### 3.2 COMPONENTES DE UM SISTEMA RIFTE

O sistema rifte é subdividido em braços de rifte, que por sua vez são formados por zonas de rifteamento, limitadas por deslocamentos (*offsets*), *bends*, *gaps* ou *jumps*. As zonas de rifteamento são compostas por bacias sedimentares de menor porte, separadas por zonas de acomodação, zonas de transferência ou falhas de transferência (Versfelt & Rosendahl 1989).

As bacias sedimentares que compõem as zonas de rifteamento são denominadas unidades rifte (Rosendahl 1987). Ainda segundo Rosendahl (1987), uma unidade rifte ideal é caracterizada por um

meio-gráben isolado e limitado por uma falha normal do tipo lítrica. O meio-gráben é a unidade básica de um rifte e consiste em uma falha de borda e uma rampa com declividade variada, que geram a bacia com formato de cunha (Figura 3.1). O padrão estrutural é controlado pela rotação do bloco, sendo que a porção soerguida é denominada *footwall* e o bloco baixo recebe o nome de *hangingwall*.



**Figura 3.1** - A: Meio-gráben individual e sua compartimentação interna em *footwall* e *hangingwall*. B: vista em planta de um único meio-gráben com terminação lateral da falha de borda. C: bloco-diagrama de um meio-gráben. D: mapa de meio-grábens compondo interações como ilustradas nos perfis E, F e G. Modificado de Rosendhal *et al.* (1986) e retirado de Kuchle (2010).

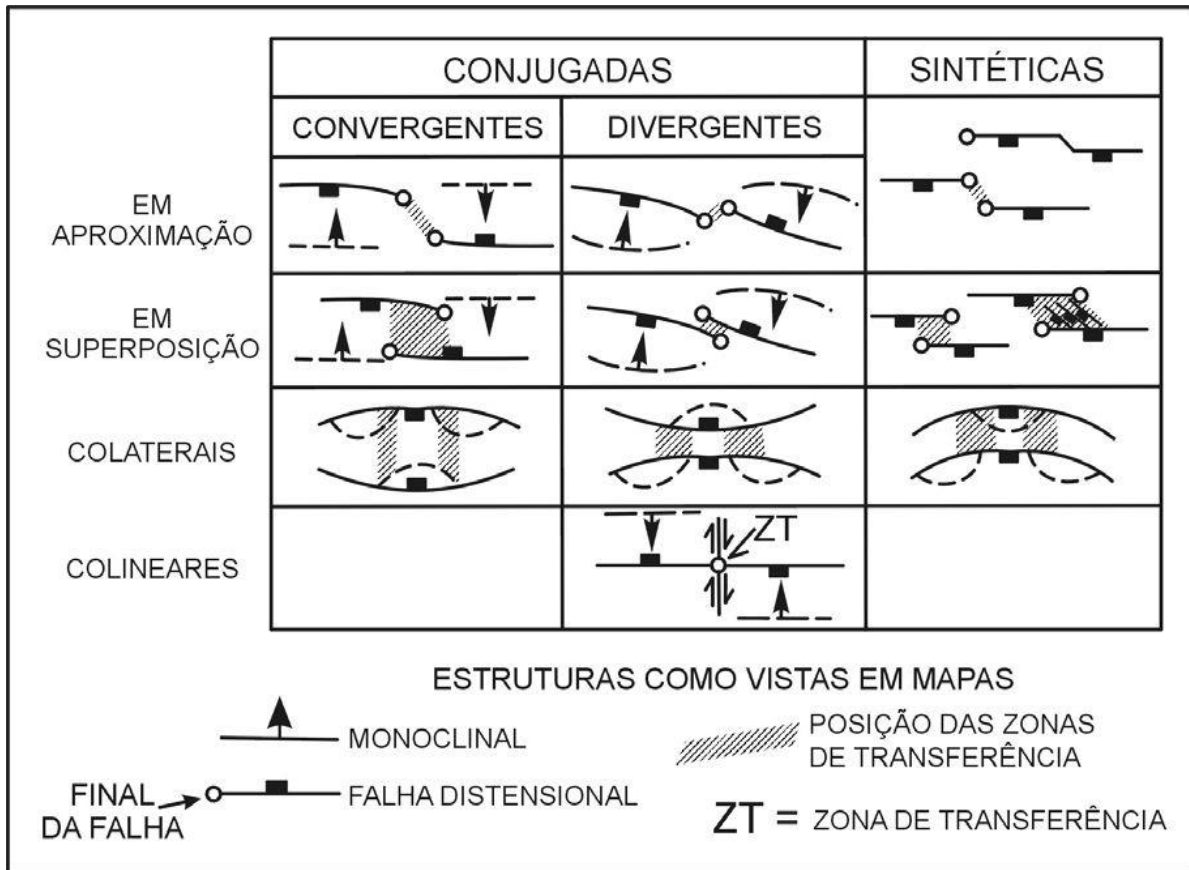
### **3.3 PRINCIPAIS ELEMENTOS ESTRUTURAIS**

Magnavita (1992), a partir de um estudo feito no Sistema de Bacias tipo Rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá definiu os principais elementos estruturais que podem ser encontrados em qualquer rifte ocorrente no mundo, sendo esses elementos: i) falha de borda; ii) margem flexural; iii) degraus ou *steps*; iv) baixo estrutural antitético e sintético; v) plataforma; vi) zona de acomodação; vii) *graben*; viii) sedimentos inconsolidados.

Segundo Gibbs (1990), há dois membros extremos para sistemas de falhas distensionais, os dominados por sistemas de falhas de transferência (*hard linkages*) e sistemas onde o deslocamento é transferido por mecanismos passíveis de deformação entre as terminações de falhas maiores (*soft linkages*), resultando em zonas de acomodação (Rosendahl *et al.* 1986, Scott & Rosendahl 1989, Magnavita 1992), zonas de transferência (Morley *et al.* 1990) ou estruturas de revezamento (Larsen, 1988).

#### **3.3.1 Zonas de transferência**

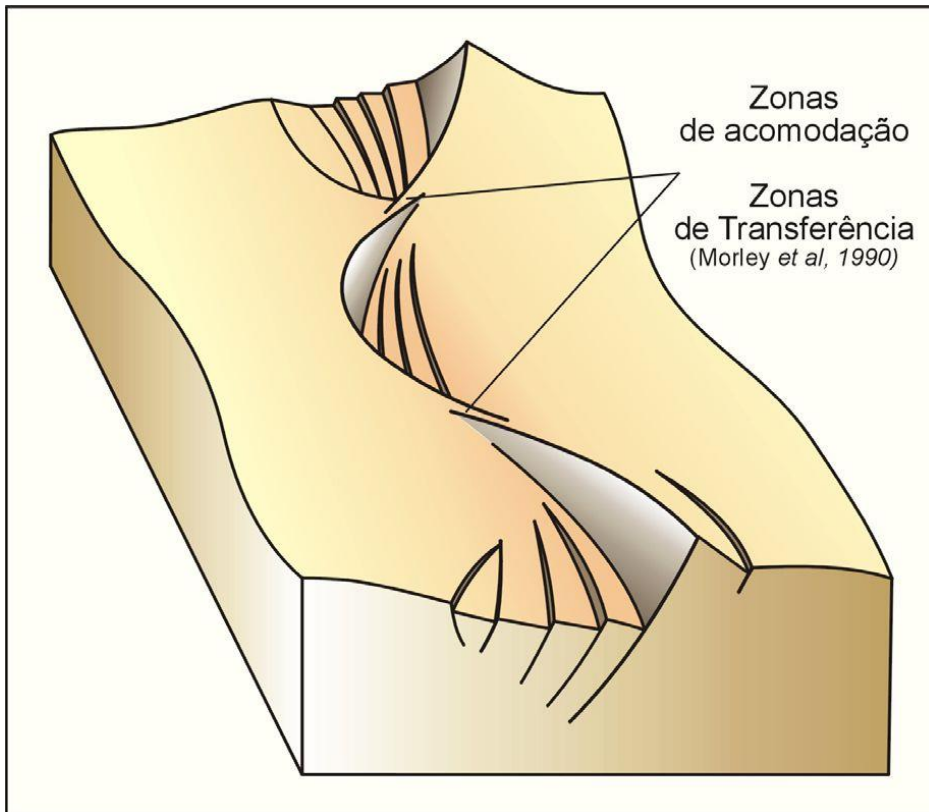
As zonas de transferência são elementos estruturais transversos ou oblíquos associados a bacias distensionais. Morley *et al.* (1990) definiram zonas de transferência como sistemas coordenados de feições deformacionais que conservam estruturas provenientes da extensão regional, classificadas conforme a figura 3.2.



**Figura 3.2** - Classificação esquemática das zonas de transferência, segundo Morley *et al.* (1990), extraído de Vasconcellos (2003).

### 3.3.2 Zonas de acomodação

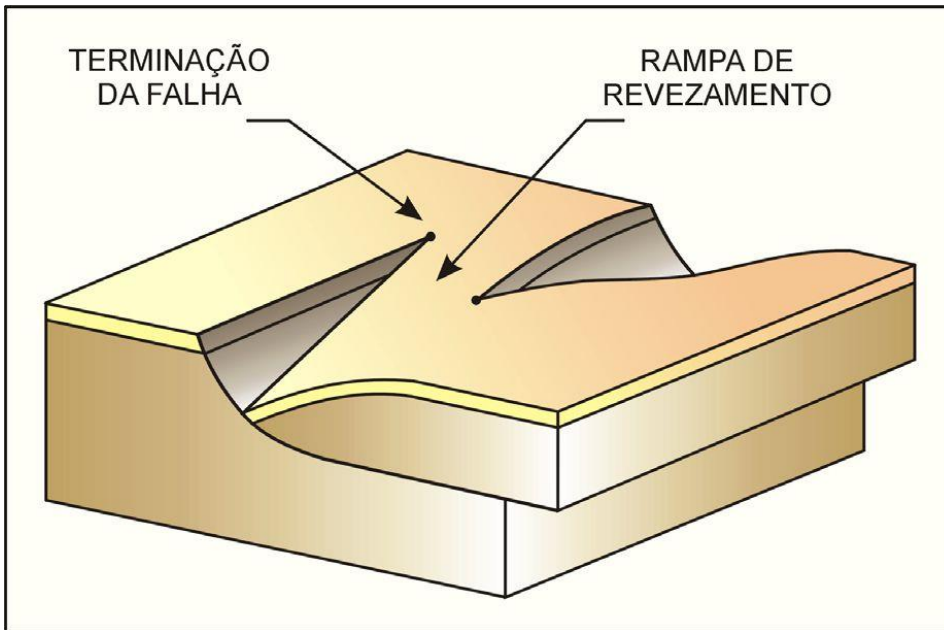
Zonas onde ocorrem mecanismos compensatórios, permitindo assim que blocos distintos ocupem todo o espaço disponível durante a atividade tectônica (Rosendahl *et al.* 1986).



**Figura 3.3** - Bloco-diagrama mostrando alternância na assimetria dos meio-grábens ao longo da interconexão sinuosa das falhas de borda e das cristas interbaciais, segundo Rosendahl *et al.* 1986. Retirado de Vasconcellos 2003.

### 3.3.3 Estruturas de revezamento

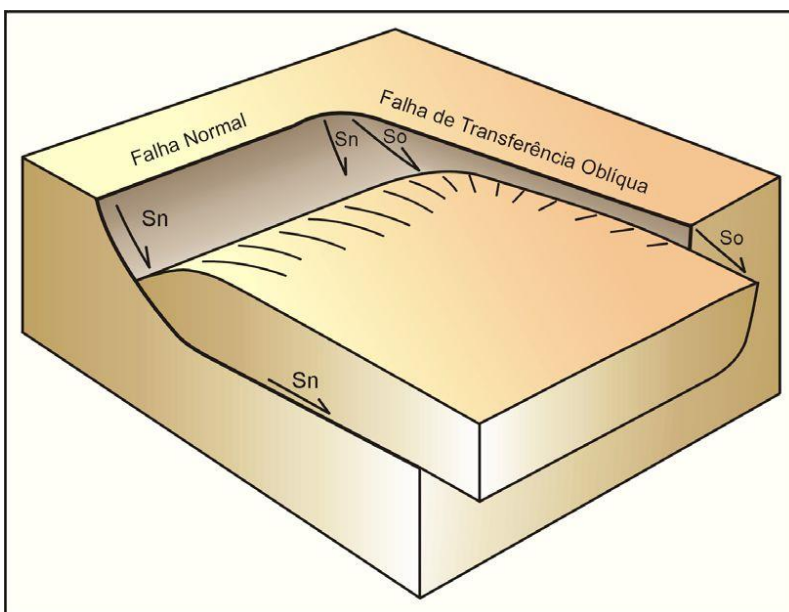
Segundo Larsen (1988), as falhas normais compartilham deformação através das chamadas estruturas de revezamento (*relay structures*). Entre as terminações de duas falhas sintéticas se formam as rampas de revezamento (*relay ramps*). As estruturas de revezamento ainda podem estar dispostas em diferentes padrões compondo um sistema de revezamento (*relay systems*).



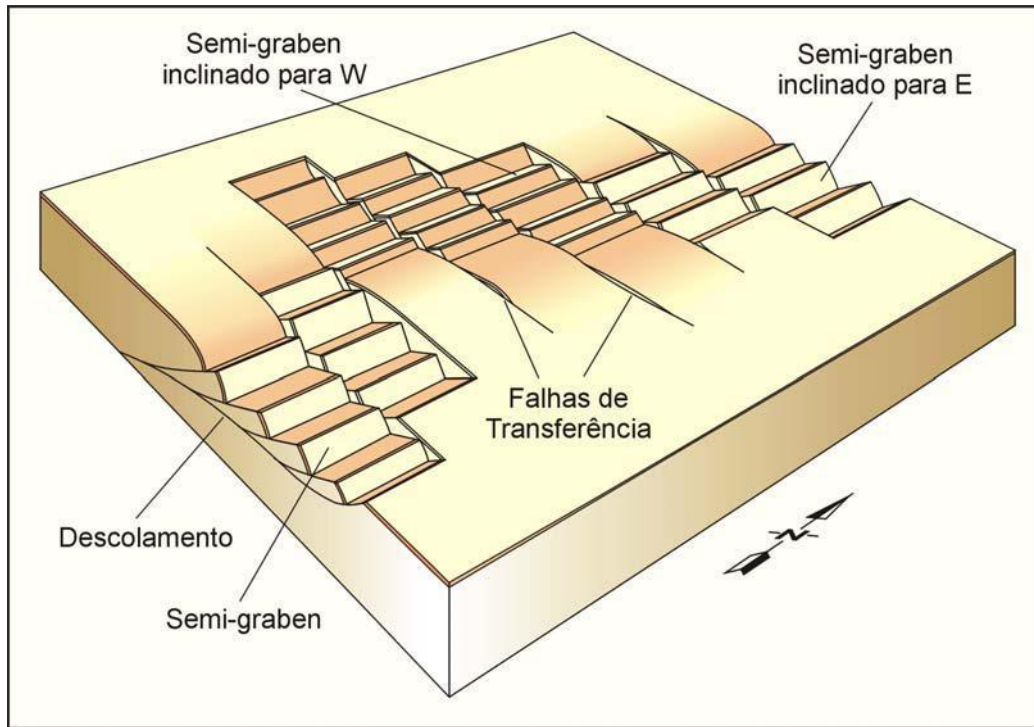
**Figura 3.4** - Bloco-diagrama de uma estrutura de revezamento, segundo Larsen 1988. Retirado de Vasconcellos 2003.

### 3.3.4 Falhas de transferência

Falhas de transferência são falhas transversais dispostas em alto ângulo com o sistema distensional, permitindo a conexão entre as falhas com diferentes taxas de deslocamento (Gibbs, 1984).



**Figura 3.5** - Esboço isométrico de uma falha com deslocamento normal ( $S_n$ ) e uma falha de transferência oblíqua com deslocamento oblíquo ( $S_o$ ). Retirado de Vasconcellos 2003.



**Figura 3.6** - Alternância entre blocos altos e baixos através de falhas de transferência (segundo Lister *et al.* 1986). Retirado de Vasconcellos 2003.





## CAPÍTULO 4

### ESTRATIGRAFIA DE SEQUÊNCIAS DE UNIDADES RIFTE

---

As análises de bacias sedimentares eram focadas em métodos descritivos, definições gerais e padronizações, que foram fundamentais para o processo evolutivo e o surgimento de novas metodologias analíticas. A estratigrafia de sequências surgiu como uma ferramenta para interpretação dos processos sedimentares, originalmente exclusiva para uso em margens passivas. Recentemente, no entanto, essa ferramenta tem sido aplicada a bacias rifte, e os processos, agentes controladores e as correlações genéticas tem se tornado a base do entendimento da evolução desse tipo de bacia.

Dada a natureza mecânica da bacia rifte, o principal controle é estrutural e sua sedimentação controlada pela tectônica. Desse modo, partindo de modelos anteriores, Kuchle (2010) adaptaram um modelo teórico geral da evolução de bacias rifte, e definiram um critério tectôno-estratigráfico para mapeamento de seus registros sedimentares utilizando os princípios de estratigrafia de sequência, estabelecido por Catuneanu (2006). O modelo é sintetizado a seguir.

#### 4.1 PARAMETROS CONTROLADORES EM BACIAS RIFTE

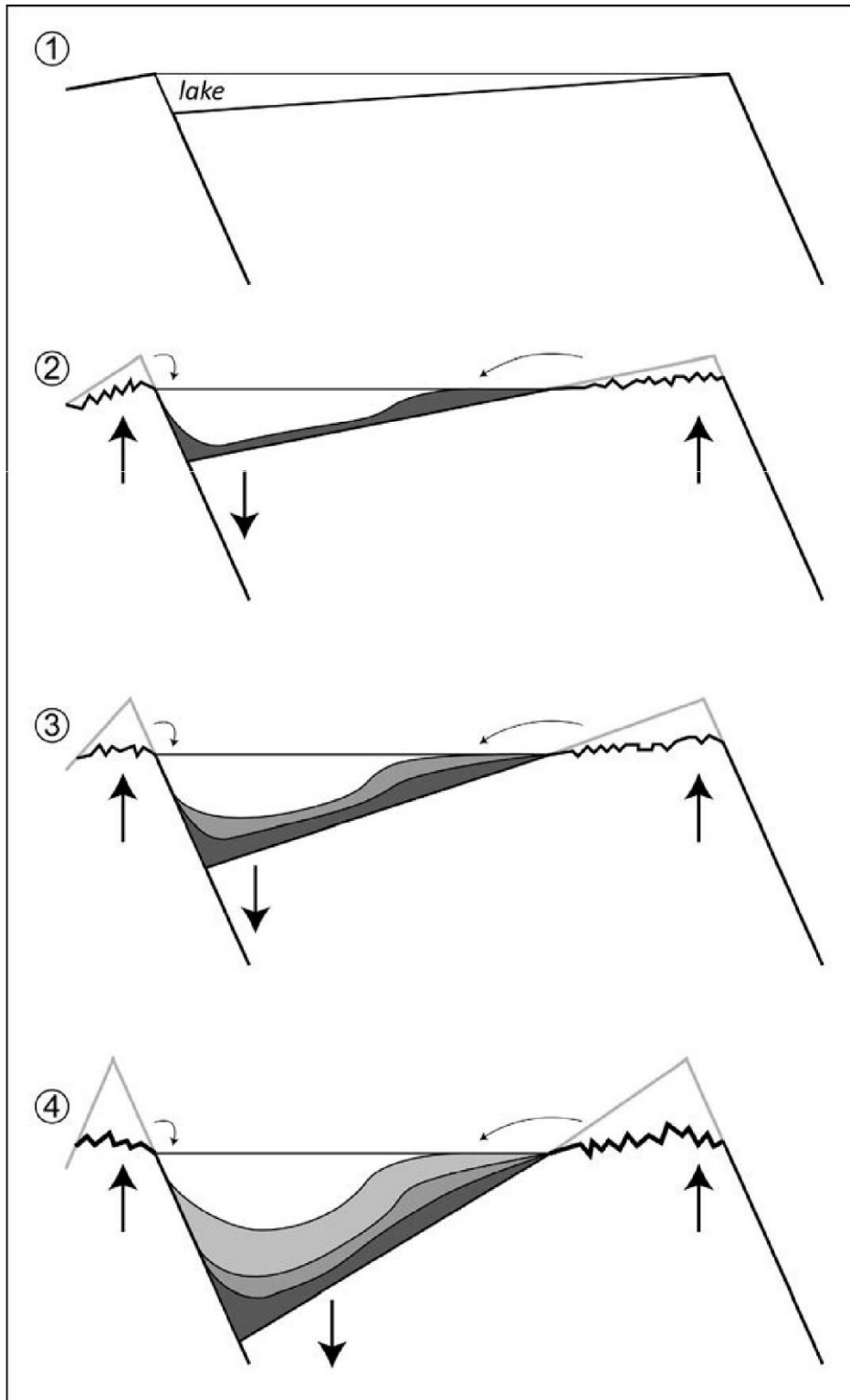
A estratigrafia de sequências é fundamentada principalmente na determinação dos parâmetros controladores e a influência desses parâmetros como agentes no controle do registro sedimentar (Catuneanu *et al.* 2008). Em bacias do tipo rifte a proposta é a mesma.

Por se tratar de uma bacia extensional, é principalmente controlada pela tectônica, ainda que se desenvolva de maneira descontínua, na forma de diferentes pulsos ou taxas de subsidência ao longo do processo de rifteamento. Esses pulsos são considerados eventos instantâneos no tempo geológico, com deslocamento superior a cinco metros (Leeder, 1995). A dinâmica de um meio-gráben consiste no soerguimento do *footwall* e na subsidência no *hangingwall*, controlado pela falha de borda.

Seguido da tectônica, o clima é o segundo fator mais importante, controlando diretamente dois principais aspectos na evolução de um meio-gráben: o nível do lago (ou nível freático) e o intemperismo, com influência direta no aporte sedimentar. Em períodos úmidos, as unidades expostas são mais intensamente intemperizadas, assim como os sistemas de drenagens são melhores desenvolvidos do que em um período árido, onde domina a desagregação física dos sedimentos, com a instalação de ambientes eólicos e rios efêmeros.

O aporte sedimentar controla o preenchimento da bacia e é diretamente afetado pelas condições climáticas, que determinam qual volume de sedimento será gerado e transportado através do intemperismo e da descarga hídrica (mais intensos e bem desenvolvidos em climas úmidos). A sedimentação também é diretamente afetada pela tectônica, que controla os pulsos de subsidência do rifte e o soerguimento do *footwall*. Por fim, a relação entre tectônica (como geradora de espaço de acomodação) e o aporte sedimentar resulta nos diferentes padrões de empilhamento de sistemas deposicionais (progradacional, retrogradacional e agradacional).

Os pacotes sedimentares depositados em uma bacia rifte são controlados por pulsos tectônicos, criando espaços de acomodação pela subsidência do *hangingwall*, e concomitantemente destruindo esse mesmo espaço criado através erosão do *footwall*, em resposta ao soerguimento. Essa situação coloca a erosão e sedimentação sincronicamente atuando num mesmo pulso tectônico (Kuchle, 2010).

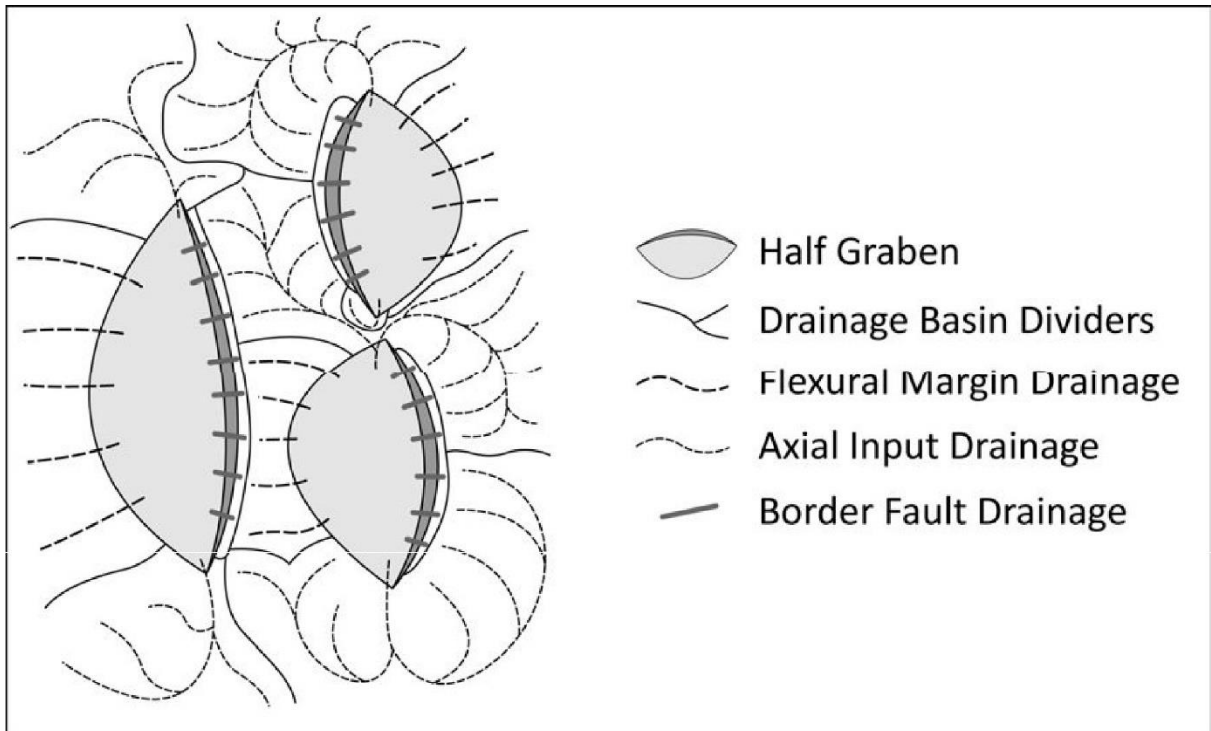


**Figura 4.1** - Modelo de evolução de um meio-gráben relacionado ao pulso tectônico, responsável pela criação de espaço de acomodação no *hangingwall* e ao mesmo tempo pela erosão no *footwall*, o que consequentemente gera um pacote deposicional geneticamente correlacionado com uma superfície erosiva adjacente. (Retirado de Kuchle, 2010).

Controlado pelos pulsos tectônicos, o *footwall* fornece áreas para serem erodidas através do soerguimento. No entanto, as taxas de erosão e denudação variam bastante. A erosão está diretamente relacionada com os fatores climáticos e a rugosidade do terreno. Naturalmente, nem mesmo nas áreas com as mais elevadas taxas de erosão e denudação podem acompanhar os pulsos tectônicos, não ocorrendo a descarga sedimentar concomitante à erosão (Kuchle, 2010).

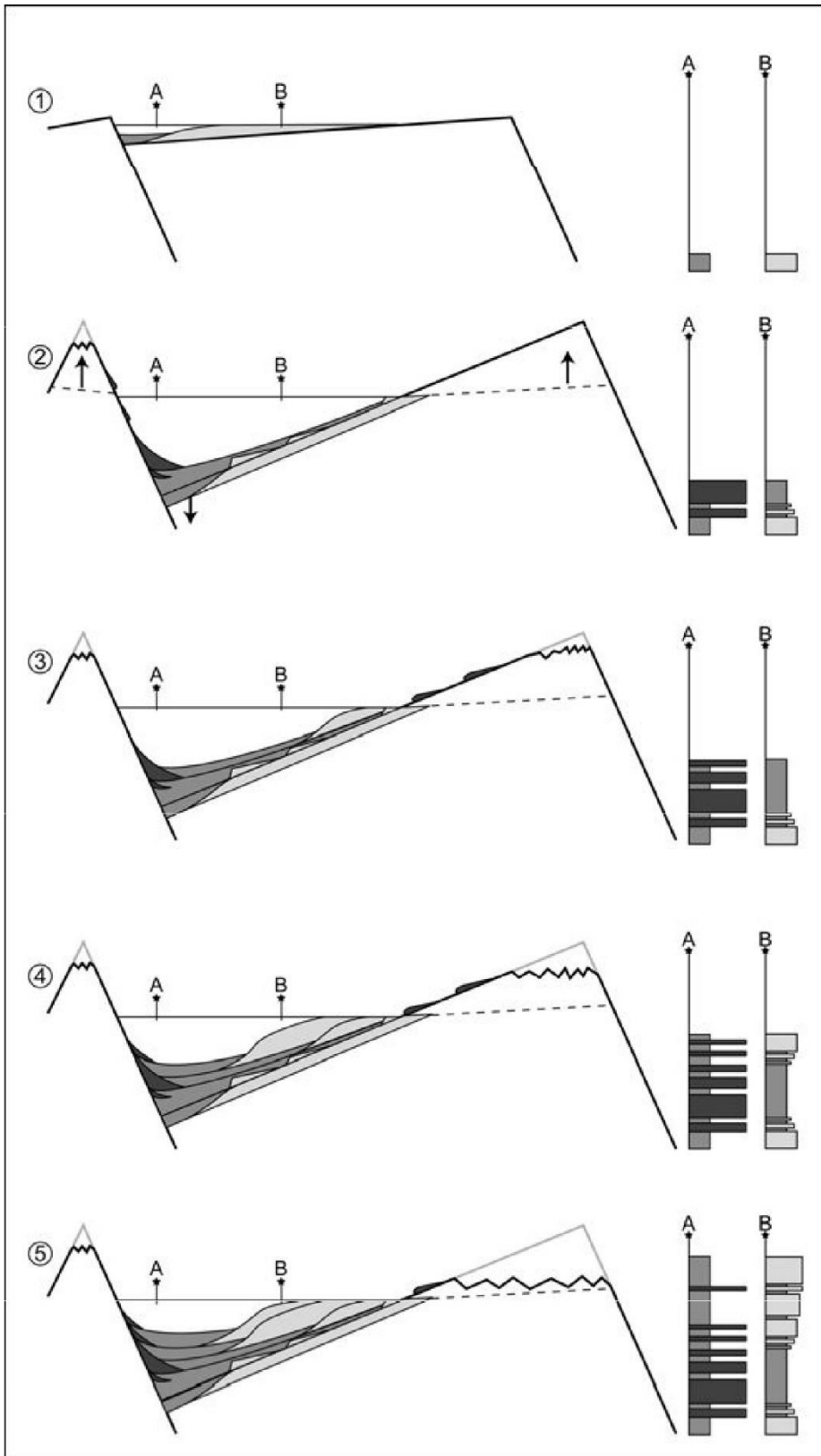
Como apresentado no Capítulo 3, um meio-gráben pode ocorrer associado a vários outros lateralmente, podendo estar conectados por estruturas de revezamento (Rosendhal *et al.*, 1986). Essa configuração acaba por gerar um padrão de drenagem muito complexo, o qual pode ser dividido em três tipos, segundo Kuchle (2010):

- i) drenagem de margem flexural: flui da margem flexural para o meio-gráben, com declividade relativamente baixa carregando sedimentos provenientes de uma área em terreno de média rugosidade. É um importante fornecedor do sistema de deltas marginais (subordinados ao sistema de deltas axial). São as drenagens que controlam a transgressão e regressão da margem flexural.
- ii) drenagem de borda de falha: flui diretamente para o meio-gráben em direção perpendicular a falha de borda. Ocorre em uma área restrita com declividade muito acentuada. É dominado por leques aluviais e fluxos de detritos.
- iii) drenagem axial: flui na borda dos meio-grábens capturando os sedimentos em amplas áreas, geralmente rugosas e com declividade alta. É o principal transportador de sedimentos e juntamente com o sistema de drenagem flexural, compõe os sistemas deltaicos que ditam a regressão ou transgressão da margem flexural.



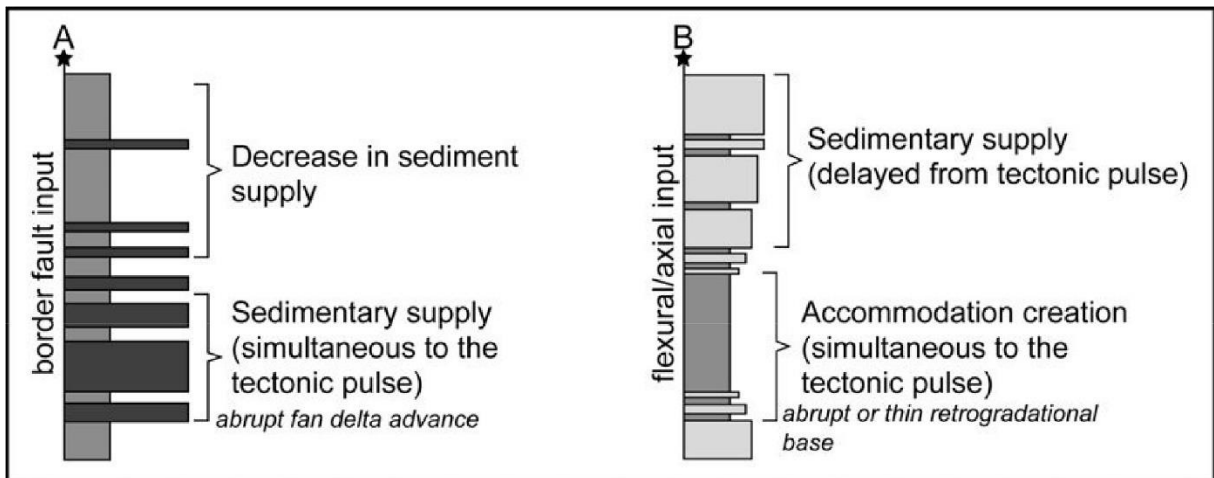
**Figura 4.2** - Três tipos de sistemas de drenagem de meio-grábens (retirado de Kuchle, 2010).

Enquanto a drenagem de borda de falha é instantaneamente reorganizada, as drenagens flexural e axial levam tempo para se readequarem as novas condições geradas pelo pulso tectônico. Como ilustrado na figura 4.3 o atraso da sedimentação em relação a criação de espaço de acomodação resulta em diferentes padrões de empilhamento ao longo do meio-gráben.



**Figura 4.3** - Modelo evolutivo de um meio-gráben associado a um pulso tectônico instantâneo (retirado de Kuchle & Shcherer, 2010).

De acordo com Kuchle (2010), o espaço de acomodação gerado instantaneamente (tempo 1 para o tempo 2) resulta em um padrão retrogradacional na margem flexural enquanto que na falha de borda os leques aluviais formam um padrão progradacional. Esse padrão na margem flexural está diretamente ligada ao atraso no fornecimento de sedimentos em comparação a área adjacente a falha de borda. Quando a drenagem flexural e axial se estabilizam, o suprimento sedimentar entra em equilíbrio, posteriormente superando, o espaço de acomodação (tempo 3 para 4), e resultando em um padrão progradacional na margem flexural. Com a atividade tectônica encerrada, os leques aluviais das bordas de falha recuam e estabelecem um padrão retrogradacional (tempo 4 para 5).



**Figura 4.4:** Padrões de empilhamento na margem flexural (padrão de empilhamento progradacional para retrogradacional) (A) e na borda de falha (padrão de empilhamento retrogradacional para progradacional) (B) (retirado de Kuchle, 2010).

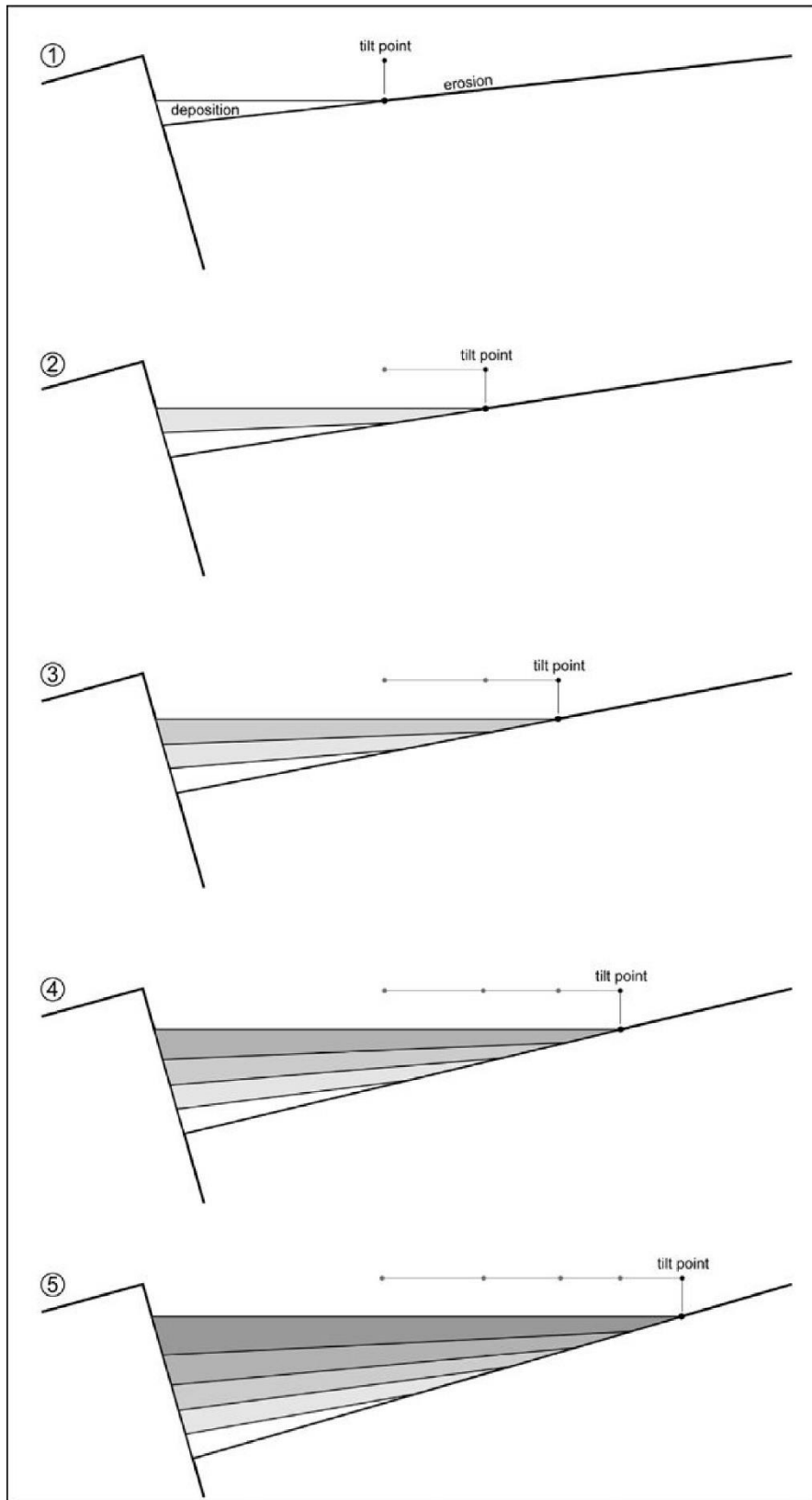
A expansão do graben é observada em modelos mecânicos (Kuszniir *et al.*, 1991; Roberts *et al.*, 1993; Withjack *et al.*, 2002; Gibson *et al.*, 1989 e Gawthorpe & Leeder, 2000) e em diversas interpretações de bacias rifte (Magnavita, 1992; Withjak *et al.*, 1998; Colletia *et al.*, 1988; Morley, 2002 e Hinsken *et al.*, 2007). Essa expansão está diretamente ligada ao soerguimento do *footwall* e a subsidência do *hangingwall* e conseqüentemente aos pulsos tectônicos. E para estabelecer e simplificar a interação da tectônica com os padrões de empilhamento gerados, é fundamental o entendimento do *tilt point* (ponto de rotação). O *tilt point* é o ponto que divide o meio-graben em duas áreas: a área de criação de espaço de acomodação e a área de erosão. Esse ponto de equilíbrio entre acomodação e destruição pode ser influenciado também por mudanças climáticas, deslocando o ponto para cima ou pra baixo na margem flexural.

Kuchle (2010) descrevem o deslocamento do ponto de rotação à medida em que o pulso tectônico acontece. O movimento tectônico cria uma área de acomodação na margem flexural, conseqüentemente, aumentando a área de deposição e o tamanho do meio-gráben, como mostrado na figura 4.5, tempo 1 ao 5.

A expansão do meio-gráben, por meio dos pulsos tectônicos, implica na migração do ponto de rotação em direção a margem flexural e no aumento da área de deposição (*hanginwall*). Aliado a sedimentação tardia, como discutido anteriormente, acaba por gerar sucessivos *onlaps* e retrogradação do sistema.

Ainda se tratando do mesmo modelo, ocorre também, a migração contrária do *tilt point* em direção a falha de borda. Esse movimento, embora continue a gerar espaço de acomodação, retrai a área de deposição ao passo que inicia o processo de erosão de sucessões mais antigas da bacia (Figura 4.6, tempo 6 ao 8). O resultado é a geração de um truncamento erosivo e uma sucessiva restrição da área de deposição, gerando padrões progradacionais em associação com a sedimentação tardia.





**Figura 4.5** - Migração do ponto de rotação em direção a margem flexural durante a criação de espaço de acomodação (retirado de Kuchle, 2010).

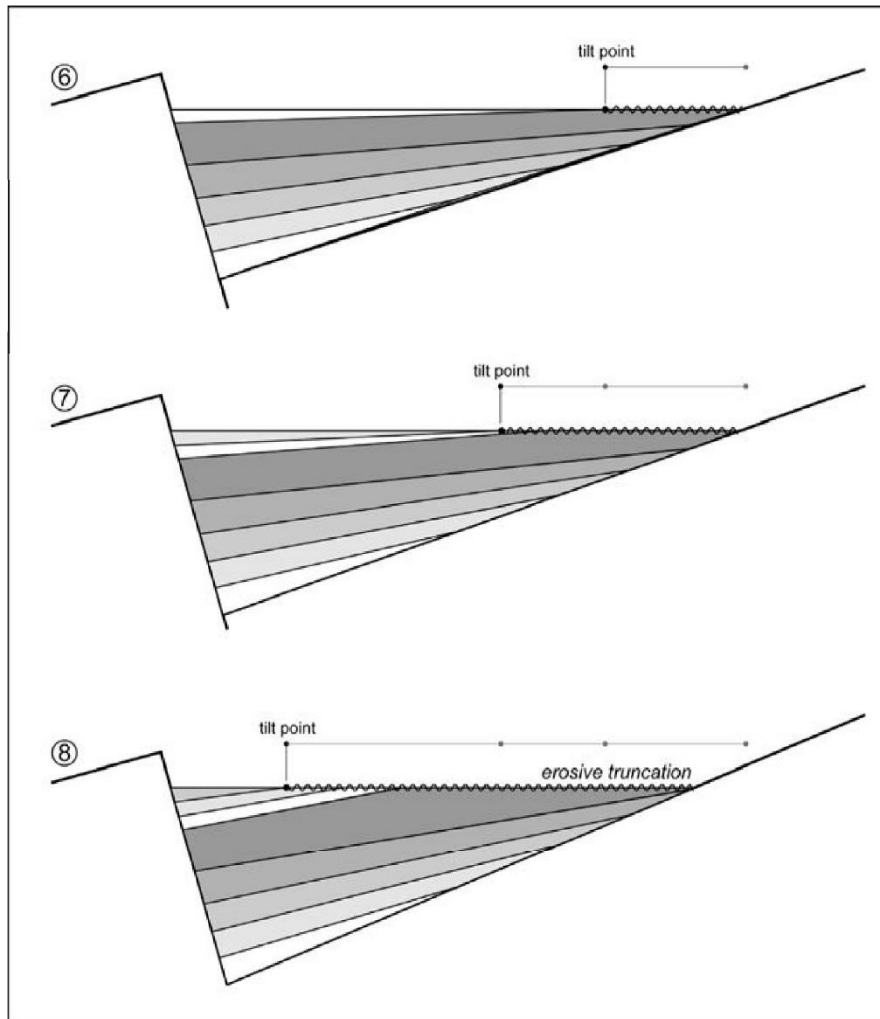


Figura 4.6 - Migração do ponto de rotação em direção a falha de borda (retirado de Kuchle, 2010).

## 4.2 TRATOS DE SISTEMAS E PADRÕES DE EMPILHAENTO

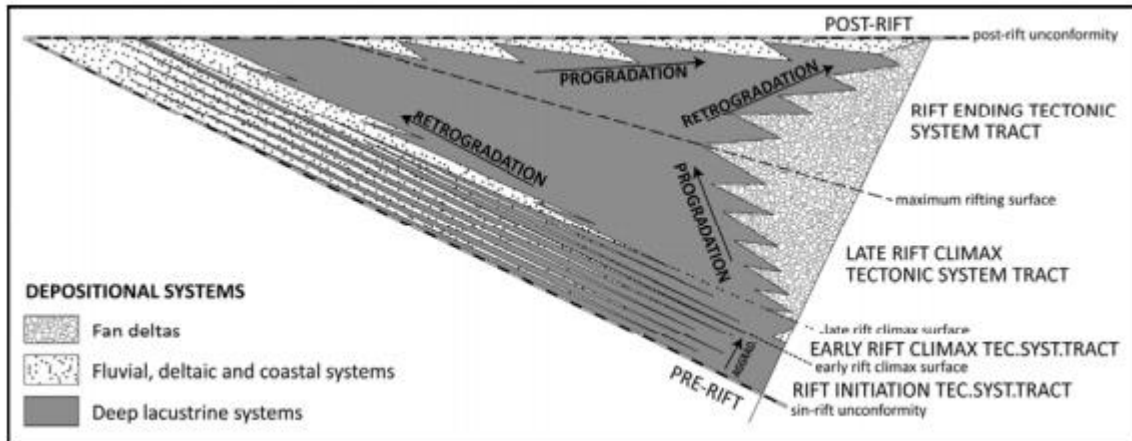
Baseado nas proposições supracitadas, Kuchle (2010) propõem um modelo estratigráfico preditivo que se baseia no arranjo dos sistemas deposicionais. Trata-se de um modelo modificado e detalhado baseado nos tratos de sistemas tectônicos elaborados por Prosser (1993). O conceito de tratos de sistemas é o mesmo empregado por Brown & Fisher (1977), como sendo sistemas deposicionais contemporâneos, depositados durante um mesmo evento e com a atuação simultânea dos principais parâmetros controladores de preenchimento da bacia - tectônico, climático ou eustático.

O início da fase rifte é sob a “discordância sin-rifte”. O mesmo se aplica a fase final do rifte, marcado pela “discordância de pós-rifte”, seja para um rompimento total da crosta para geração de oceano (*breakup*), ou na abortagem ou abandono do rifte.

Kuchle (2010) reconhecem basicamente três tratos de sistemas tectônicos na fase sin-rifte:

- 1) Trato de Sistemas Tectônico de Início de Rifte: representa os depósitos primários relacionados ao início de uma fase rifte. Com o aumento progressivo da tectônica incipiente, os depósitos ocorrem em uma ampla bacia rasa, continental, com lagos rasos e comumente recobertos por depósitos fluviais e eólicos. Internamente, em afloramentos, são observados controles estruturais na deposição desta fase, o que indica uma tectônica ativa e ainda discreta. A base do início do rifte é a “discordância sin-rifte”, um truncamento erosivo regional. O preenchimento se dá por ciclos de inundação lacustre e recobrimento fluvial, resultando em um padrão de empilhamento agradacional.
- 2) Trato de Sistemas Tectônico de Clímax de Rifte: marca o momento de aumento e de máxima atividade tectônica na bacia. O Clímax Inferior é representado por um rearranjo do sistema de drenagem para responder a uma protocalha (que é onde se desenvolverá o meio-gráben), também preenchido por sistemas fluvio-lacustres, porém os lagos apresentam profundidades crescentes. Como a calha ainda apresenta um baixo relevo dado pela diferença topográfica entre o *footwall* e o *hangingwall*, apenas entradas discretas de sedimentos se desenvolvem, não ocorrendo os conglomerados típicos dos leques deltaicos da falha de borda. A base do Clímax Inferior é delimitada pela “superfície de clímax inferior”, uma inundação na região central da bacia (*hangingwall*) correlata com uma discordância na borda da margem flexural. Já o “clímax superior” é marcado pelo pleno desenvolvimento da falha de borda, configuração em meio-gráben e intensa atividade tectônica, o que resulta em alta taxa de criação de espaço e baixo aporte sedimentar (que virá atrasado na fase posterior). Como consequência, padrões retrogradacionais intensos são observados na margem flexural, enquanto que o aporte clástico grosso da falha de borda (conglomerados de leques deltaicos) avança progradante para dentro da bacia, pois é uma resposta automática à intensa atividade tectônica. A base do “clímax superior” é marcada pela “superfície de clímax superior”, uma inundação regional mais intensa que a superfície de clímax Inferior e relacionada diretamente com a atividade inicial da falha de borda e seus leques deltaicos. O topo do “clímax superior” é marcado pela “superfície de máximo rifteamento”, que representa a máxima inundação da bacia, ou seja, o momento de maior expansão do sistema lacustre, máximo recuo dos sistemas continentais na margem flexural e máximo avanço da cunha conglomerática da falha de borda.
- 3) Trato de Sistemas Tectônico de Final de Rifte: é marcado por uma diminuição da atividade tectônica, recuo do sistema lacustre, diminuição da extensão territorial do meio-gráben (na forma de recuo do ponto de rotação da margem flexural, o que gera truncamentos internos), e por consequência, uma diminuição na taxa de criação de espaço de acomodação. Em conjunto, toda a área lateral às calhas e *footwall* soerguidos durante o “clímax”, agora são efetivamente erodidos e um alto aporte sedimentar chega até o meio-gráben. Esta relação de alto aporte e baixa criação de espaço resulta em um padrão progradante na margem flexural, e um recuo nos conglomerados da falha de borda (que diminui sua movimentação devido a diminuição da

atividade tectônica). Por fim, o rifte é totalmente preenchido e a fase rifte se encerra, seja na forma de um rompimento efetivo crustal (*breakup* – geração de um oceano) ou abortagem do processo (transferência do processo de rifteamento para outra região ou término do estiramento), retratado na forma da discordância de pós-rifte.



**Figura 4.7** - Modelo estratigráfico idealizado de uma bacia rifte, com tratos de sistemas tectônicos, superfícies limítrofes, arranjo dos sistemas deposicionais e padrões de empilhamento (extraído de Kuchle, 2010).

## CAPÍTULO 5

# REINTERPRETAÇÃO ESTRATIGRÁFICA DA FORMAÇÃO MOEDA NA ZONA DE RIFTE HOMÔNIMA

---

Apesar das limitações impostas para a análise de bacias proterozóicas deformadas (Della Fávera 2010), a reinterpretação dos dados estratigráficos de Nunes (2016), Madeira *et al.* (2019) e Madureira *et al.* (2021) foi feita à luz da estratigrafia de sequências de bacias rifte, tal como postulado por Kuchle (2010).

A seguir, cada uma destas áreas de estudo é apresentada e reinterpretada em separado, para somente depois serem os dados então reunidos para o esboço de um modelo evolutivo da zona rifte Moeda.

### 5.1 A FORMAÇÃO MOEDA NO MACIÇO DO CARAÇA (NUNES 2016)

A serra do Caraça limita a porção leste do QF e é basicamente constituída pela Formação Moeda e rochas máficas intrusivas uma área de aproximadamente 130 km<sup>2</sup>. É caracterizada por ser uma das regiões com relevo mais destacado da província, com escarpas íngremes e contorno ovalado. Nunes (2016) levantou quatro seções litoestratigráficas de semidetalhe, reconheceu cinco litofácies (Tabela 5.1) agrupadas em três unidades (unidade 1, unidade 2 e unidade 3). A unidade 1 é interpretada como um sistema fluvial entrelaçado proximal. A unidade 2 é representada por um sistema fluvial entrelaçado proximal com retrabalhamento eólico localizado, e a unidade 3 representa um sistema fluvial entrelaçado com formação de linha de costa em porção restrita (Nunes 2016).

Os perfis foram posicionados de forma a representar as principais características e relações de contato. Na seção 1, a unidade 2 tem espessura inferida de 450 m e o contato com o Supergrupo Rio das Velhas é tectônico e invertido por falhamento. A unidade 3 repousa em contato brusco com a Unidade 2 com espessura de 200 m.

A seção 2, assim como a seção 3 foram levantadas no interior do maciço, a primeira na porção centro norte da área e a outra na porção sul. A seção 2 apresenta 1500 metros de espessura, enquanto a seção 3 passa dos 600 m. Em ambas seções, o contato entre a unidade 3 e a unidade 2 é de forma brusca. A unidade 1 não ocorre no interior do maciço.

**Tabela 5.1** - Unidades de litofácies propostas por Nunes (2016) para a serra do Caraça.

<b>Unidade</b>	<b>Associação de fácies dominantes/subordinadas</b>	<b>Litofácies - Descrição</b>
3	Qca, mP / Qcp, Qpp	Qca - Quartzito fino a grosso, às vezes com grânulos e seixos, apresentando estratificação cruzada acanalada. Qcp - Quartzito fino a grosso, às vezes com grânulos e seixos, apresentando estratificação cruzada tabular planar. Qcpc - Quartzito fino a médio, apresentando estratificação cruzada tabular de grande porte e alto ângulo (> 35°). Qpp - Quartzitos fino a médios, apresentando estratificação planoparalela e cruzada de grande porte e baixo ângulo (< 10°). mP - Metapelito e metasiltitos em lentes e camadas.
2	Qca, Qcp / Qcpc	
1	Qca	

A seção 4 é descrita na porção oeste e apresenta 450 m de espessura. A unidade 1 repousa discordante sob o Supergrupo Rio das Velhas. A unidade 2, com 200 m de espessura sobrepõe a unidade 1 em contato tectônico.

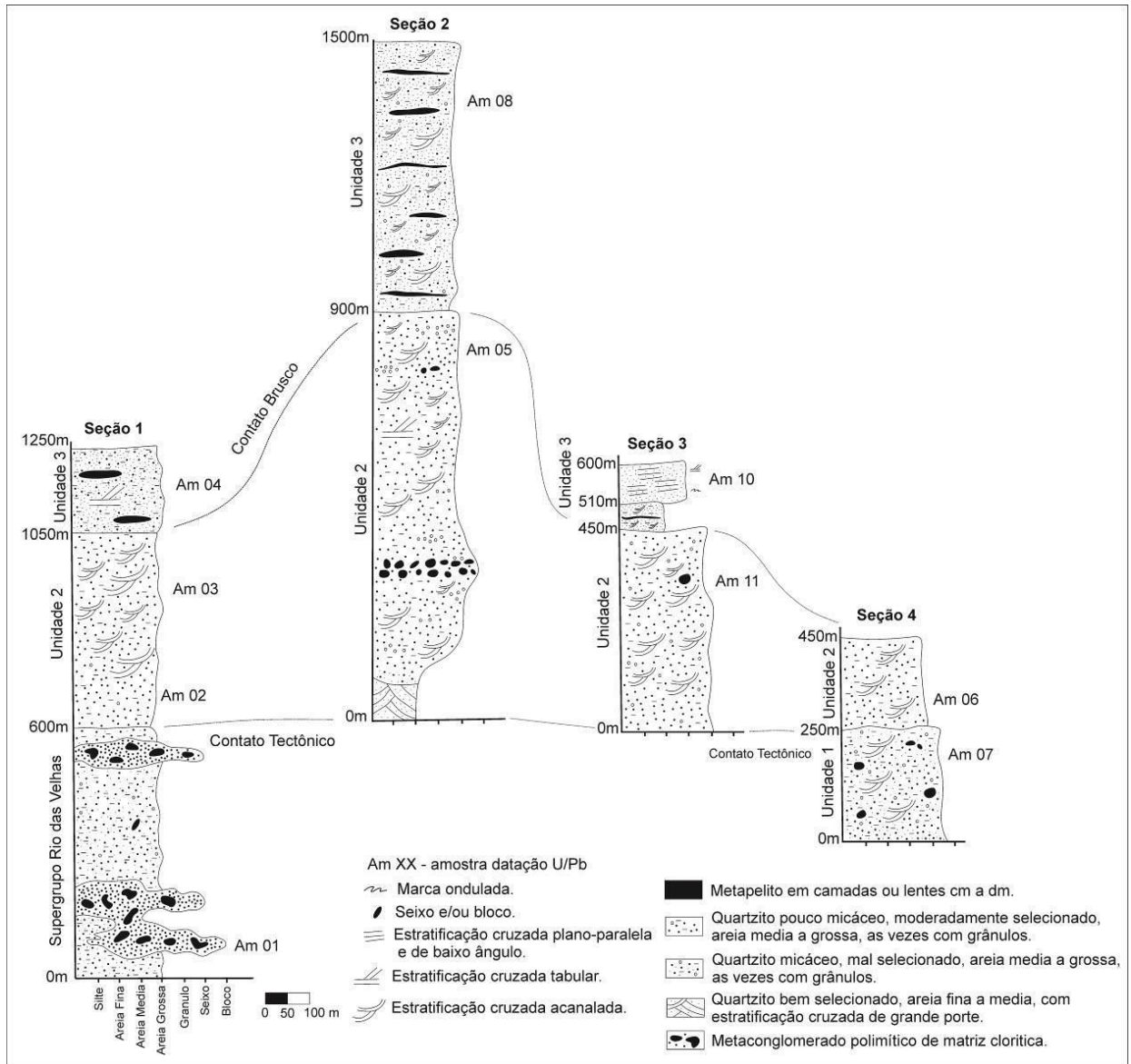
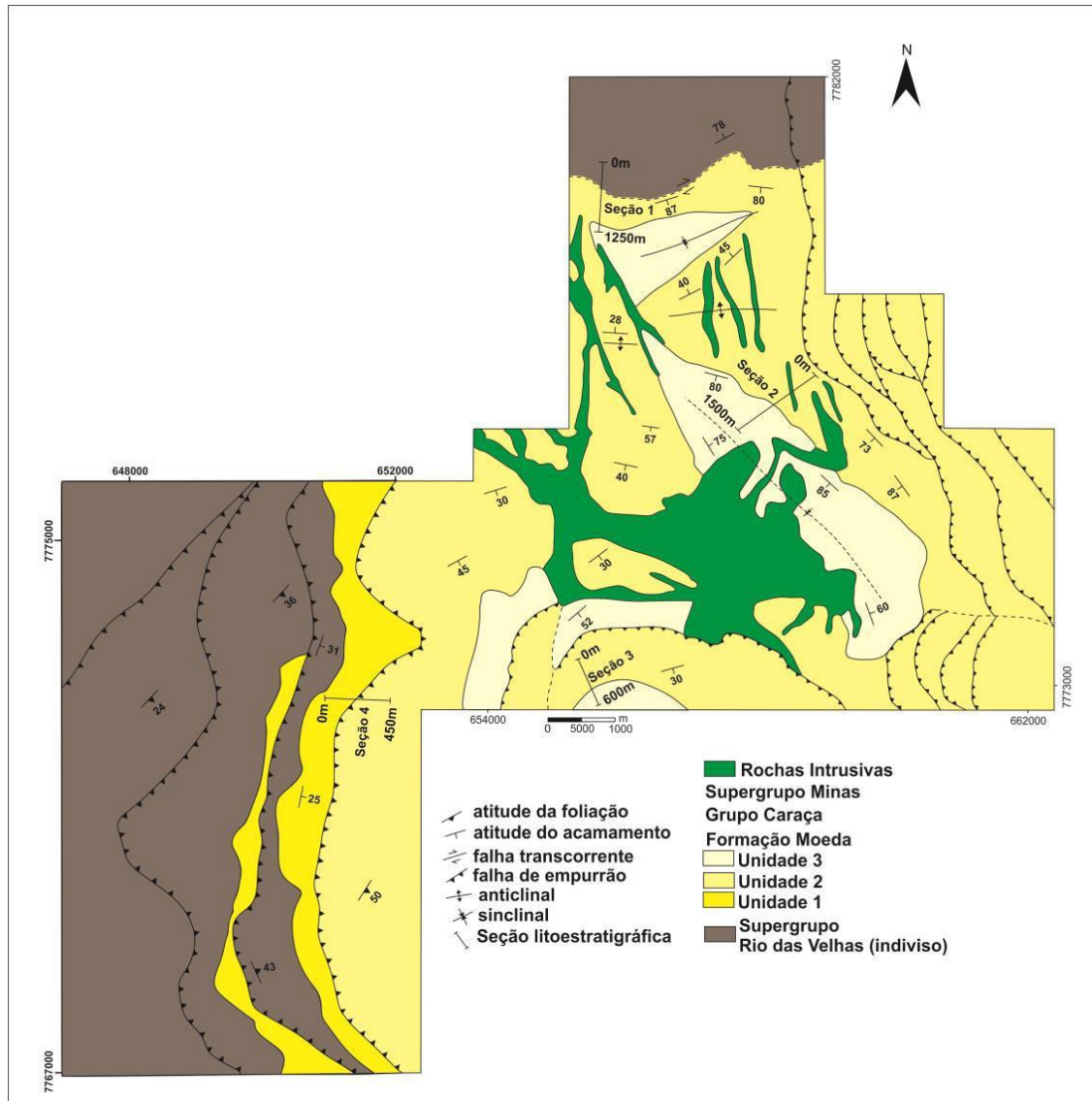


Figura 5.1 - Colunas estratigráficas levantadas por Nunes (2016) na serra do Caraça.



**Figura 5.2** - Mapa geológico simplificado da serra do Caraça, com a posição das seções litostratigráficas levantadas, retirado de Nunes (2016).

### 5.1.1 Tratos de sistemas inferidos para a Formação Moeda na serra do Caraça

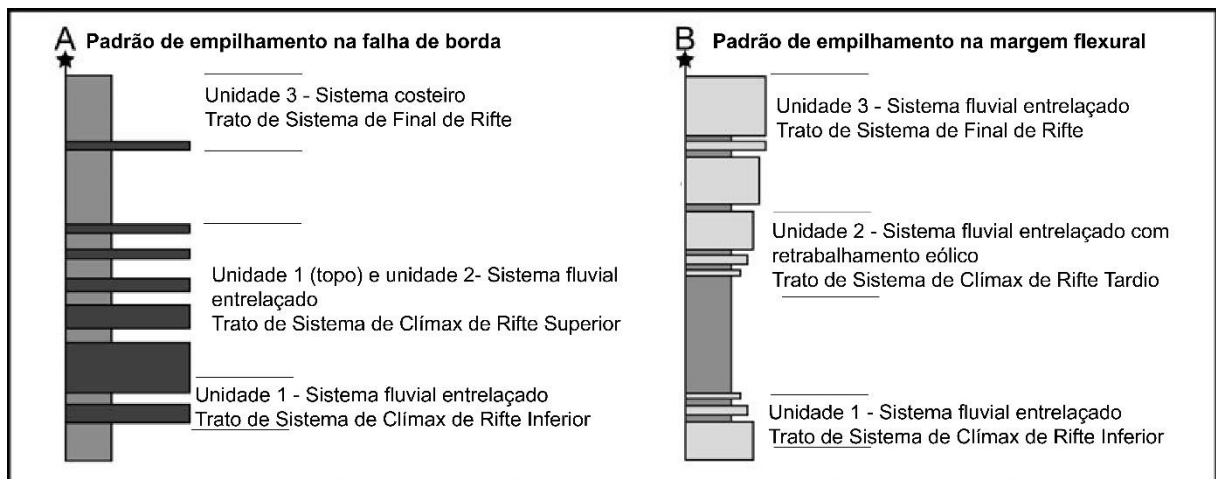
A unidade 1 descrita por Nunes (2016) na serra do Caraça, representa um sistema fluvial proximal. Essa unidade já apresenta características de um sistema controlado pelo desenvolvimento das falhas de borda, sendo essa unidade de ocorrência restrita a porção sudoeste da área estudada.

A unidade faz contato basal com o Supergrupo Rio das Velhas em discordância angular, interpretada aqui como a “inconformidade sin-rifte”. Naturalmente, de acordo com o modelo aplicado no presente trabalho, essa superfície estaria acompanhada dos depósitos do Trato de Sistemas de Início de Rifte, no entanto a geometria e a distribuição restrita dessa unidade podem ser interpretadas como



sendo parte do Trato de Sistemas de Clímax de Rifte Inferior (Kuchle 2010), dada as condições iniciais de influência de falhamentos e rotação de blocos.

A relação de contato entre as unidades 1 e 2 foi obliterada pela inversão imposta pela tectônica brasileira, impossibilitando sua correlação com alguma superfície semi regional dentro da Formação Moeda. No entanto, a unidade 2 apresenta sedimentação predominantemente continental e uma maior distribuição em área. Representa o contínuo desenvolvimento da sub-bacia Caraça, portanto associada ao Trato de Clímax de Rifte Tardio (Figura 5.3).



**Figura 5.3** - Modelo de empilhamento estratigráfico aplicado ao meio-gráben do Caraça.

O contato da unidade 3 com a unidade 2 é essencialmente brusco. É a unidade que representa a transição de um sistema continental a marinho-litorâneo. Sua ocorrência é restrita a porção centro-sul da bacia. Foi associada ao Trato de Sistemas de Final de Rifte. Embora o reconhecimento da “superfície de máximo rifteamento” que marca o início do trato é em parte dificultada pela deformação.

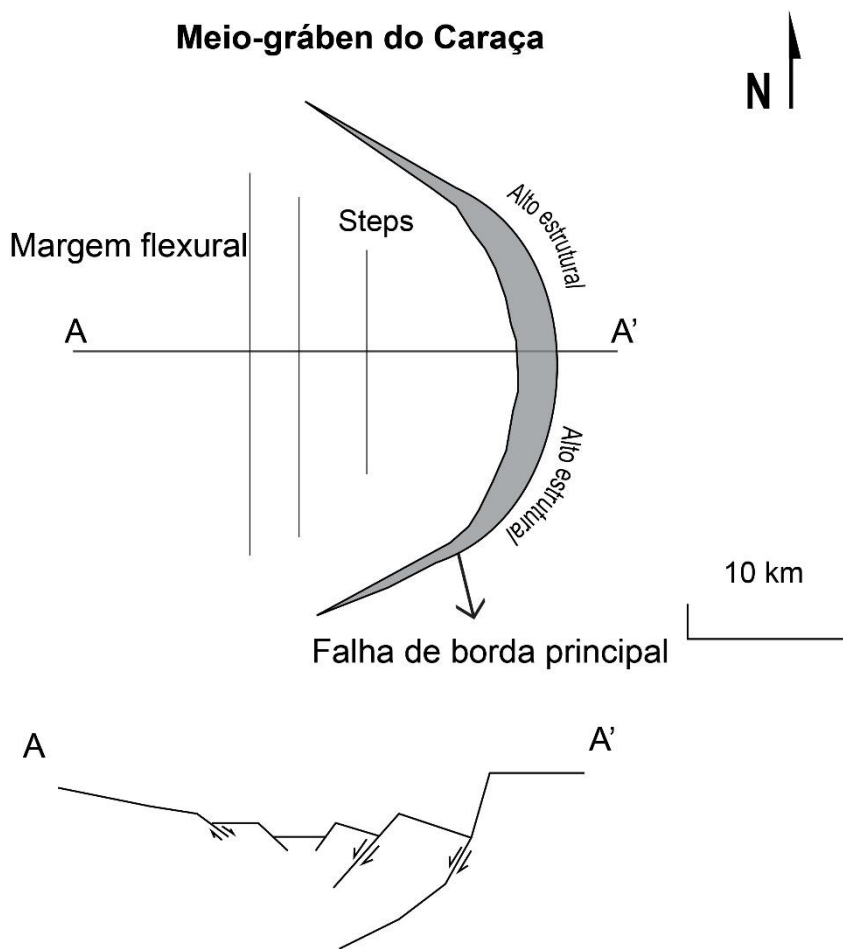
O contato entre o topo da unidade 3 com a Formação Batatal é gradacional, (conforme proposto por Ribeiro-Rodrigues 1992) e poderia representar uma paraconformidade transgressiva do tipo “discordância de pós-rifte”, marcando o início da deposição em margem passiva.

### 5.1.2 Parâmetros controladores

Ferreira (2011) descreve a ocorrência dos conglomerados basais imediatamente a leste do maciço, sugerindo que a estruturação da falha de borda do meio-graben do Caraça ocorreu nessa região, com mergulho para oeste. Embora não integrado na coluna estratigráfica levantada por Nunes (2016) é inferido que esses conglomerados estejam relacionados com o “clímax tardio”, estágio de maior desenvolvimento da bacia.

- Trato de Sistemas de Clímax de Rifte Inferior

Representado pela base da unidade 1 é a fase inicial do rifteamento. Caracterizada por um desenvolvimento incipiente da falha de borda associada a sistemas fluviais proximais. A ocorrência restrita à faixa oeste do maciço, a geometria da unidade (Imagem 5.2) e a relação com a falha de borda a leste, sugere o desenvolvimento de falhas intrabacinais antitéticas, formando *steps* no interior do meio-graben (Figura 5.4).



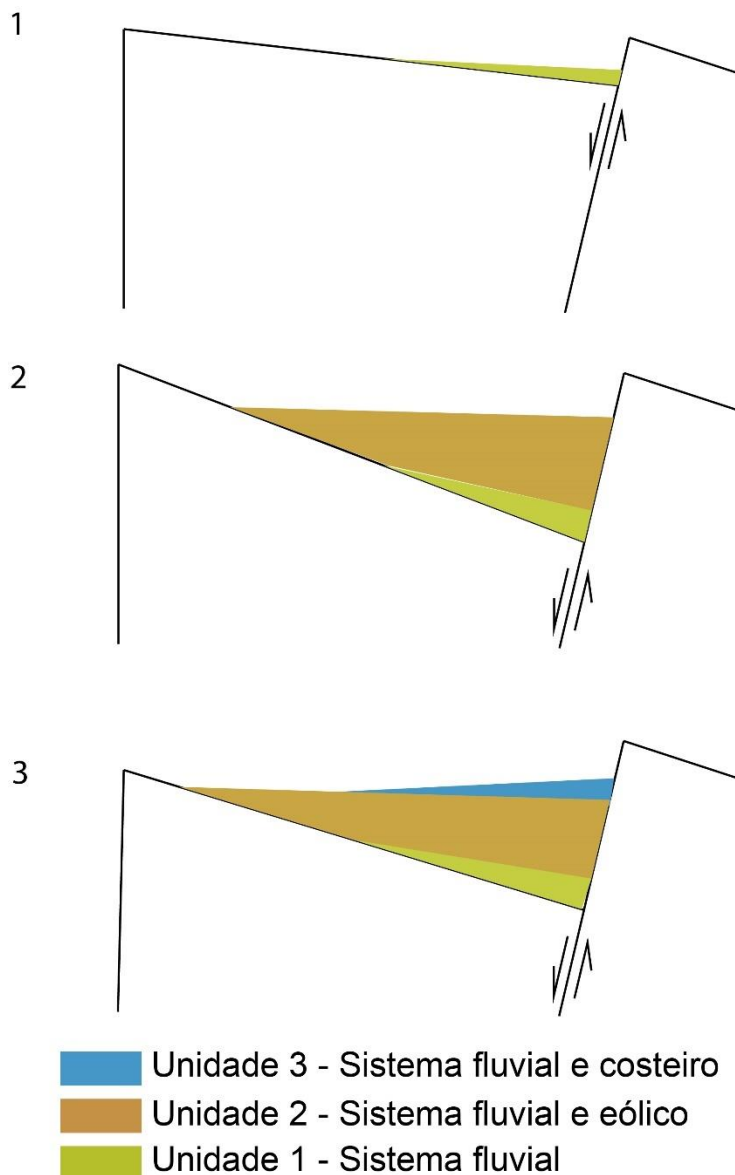
**Figura 5.4** - Mapa esquemático das principais estruturas do meio-graben do Caraça.

- Trato de Sistema de Clímax de Rifte Tardio

Constituído pelo topo da unidade 1 e unidade 2. Nesse estágio, as falhas de borda continuam se desenvolvendo expandindo a área da bacia (Figura 5.5). Os depósitos fluviais entrelaçados se desenvolvem e são retrabalhados localmente por sistemas eólicos. O “clímax de rifte” deveria estar associado a depósitos de ambiente lacustre e lacustre profundo, como ilustrado pelas colunas da figura 5.3, devido à alta taxa de criação de espaço de acomodação e o aporte sedimentar relativamente baixo,

tanto no estágio anterior, o “clímax inicial”, mas principalmente no “clímax tardio”, no entanto, não é o que se observa na sub-bacia do Caraça.

O aporte sedimentar acompanha o desenvolvimento da bacia e conseqüentemente a taxa de criação de espaço de acomodação. Não há, até então, a entrada de sedimentos finos que evidenciam a inundação da bacia e o desenvolvimento de sistemas lacustres como postulado por Kuchle (2010). Essa configuração pode estar relacionada a um ambiente seco com tempestades periódicas que alimentam os sistemas fluviais e um nível de base que permanece abaixo do depocentro da bacia.



**Figura 5.5** - Esboço evolutivo do preenchimento sedimentar do meio-graben do Caraça. 1) Início do desenvolvimento da falha de borda formando uma área de deposição restrita. 2) Pleno desenvolvimento da falha de borda aumentando a área do meio-graben. 3) Diminuição da atividade tectônica e recuo da margem flexural em direção a falha de borda restringindo a área deposicional.

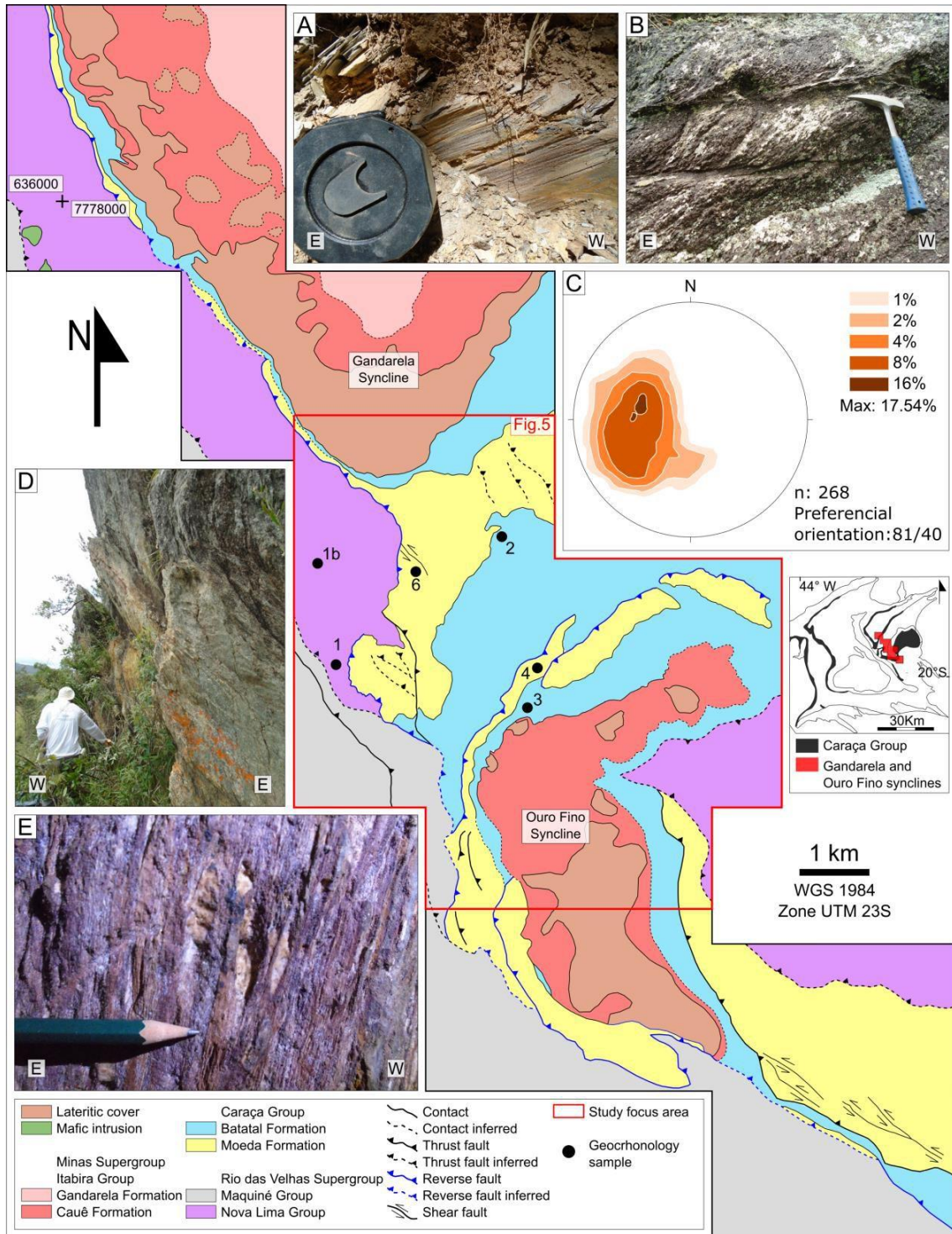
- Trato de Sistemas de Final de Rifte

Representado pela unidade 3, é o estágio onde a atividade tectônica começa a diminuir de intensidade e frequência e o aporte sedimentar supera a criação de espaço. O *tilt point* recua resultando na redução do meio-gráben (Figura 5.5). Isso fica evidenciado pela diminuição da distribuição em área da unidade 3, que agora fica restrita as porções sul e leste da área. Há nesse momento a entrada de sedimentos finos pela transgressão marinha resultando na implantação de um sistema costeiro restrito, associado a porção terminal de um sistema fluvial entrelaçado.

## **5.2 A FORMAÇÃO MOEDA NA SERRA DE OURO FINO E NA TERMINAÇÃO MERIDIONAL DA SERRA DO GANDARELA (MADUREIRA ET AL. 2021)**

O sinclinal Ouro Fino e a terminação sul do sinclinal Gandarela estão localizados na porção centro-leste do QF. O sinclinal Ouro Fino é uma estrutura sinforme de eixo E-W e vergência para W. A estrutura é limitada pela Formação Moeda e preenchida interiormente pelas formações Batatal e Cauê. A porção sul está em contato tectônico com as rochas do Grupo Maquiné, enquanto a porção norte a Formação Moeda sobrepõe a Formação Batatal por falhamento reverso. O contato de topo é gradual com a Formação Batatal na porção norte e central e do tipo brusco com a Formação Cauê na porção sul (Madureira *et al.* 2021, figura 5.6).

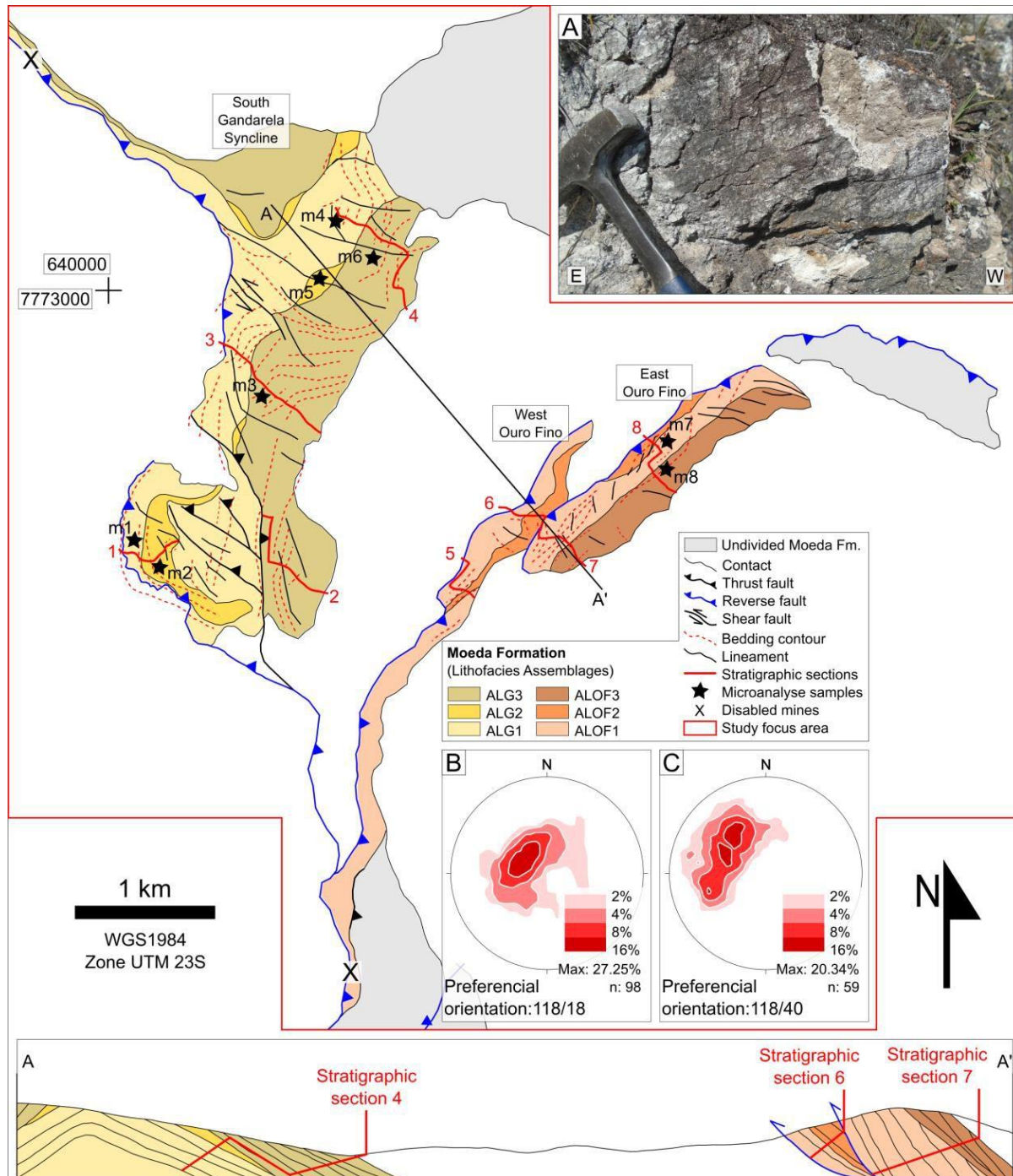
O segmento compõe uma megadobra reclinada de escala regional de plano axial NE-SW (Dorr 1969). A terminação sul do sinclinal Gandarela é constituído pelas rochas da Formação Moeda distribuídas em formato retangular em uma área de aproximadamente 4 km<sup>2</sup>. O lado oeste está em contato por falhamento com as rochas do Grupo Nova Lima enquanto a porção norte, sul e leste estão em contato gradual com as rochas da Formação Batatal.



**Figura 5.6** - Mapa geológico simplificado da terminação sul do sinclinal Gandarela e sinclinal Ouro Fino (retirado de Madureira *et al.* 2021).

Madureira *et al.* (2021) realizam oito levantamentos litoestratigráficos de detalhe (escala 1:200), sendo quatro ao longo da terminação sul do sinclinal Gandarela e o restante na porção norte do sinclinal Ouro Fino (Figura 5.7). Segundo estes autores, a Formação Moeda nessas áreas tem espessuras que

variam de 100 a 270 e de 180 a 275 m, respectivamente. Foram reconhecidas nove litofácies para a Formação Moeda agrupadas em seis associações, sendo três em cada área (Tabelas 5.2 e 5.3).

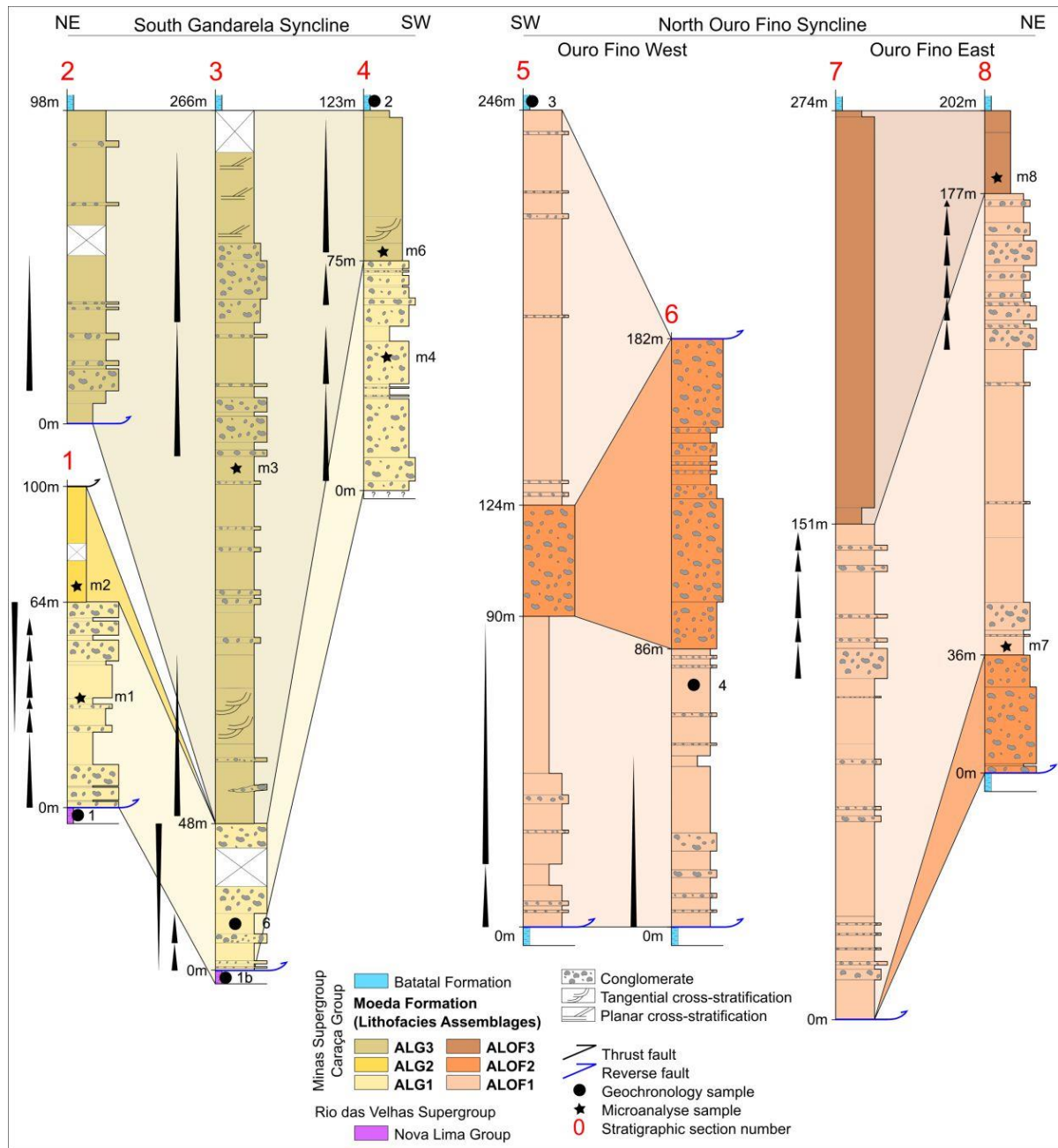


**Figura 5.7** - Mapa de associação de fácies da terminação sul do sinclinal Gandarela e porção centro-norte do sinclinal Ouro Fino. A) Steps de cisalhamento indicando movimento sinistral. B) Diagrama de densidade polar do acamamento da Formação Moeda na terminação sul do sinclinal Gandarela. C) Diagrama de densidade polar do acamamento da Formação Moeda no sinclinal Ouro Fino (retirado de Madureita *et al.* 2021).

**Tabela 5.2** - Tabela de associação faciológica e descrição de litofácies da porção sul do sinclinal Gandarela e porção norte do sinclinal Ouro Fino (modificado de Madureira *et al.* 2021)

<b>Sinclinal Gandarela</b>		<b>Descrição das litofácies</b>
<b>Associação faciológica</b>	<b>Litofácies dominante / subordinada</b>	
ALG1	CcsI, Cms, CcsII / Amg, Ammg, Acd	<b>Cms</b> - Conglomerado matriz-suportado. Clastos angulares de 1 a 18 cm. Matriz arenosa moderadamente selecionada. <b>CcsI</b> - Conglomerado clasto-suportado. Clastos angulosos a subarredondados de 0,5 a 4 cm. Matriz arenosa quartzítica grossa a muito grossa. <b>CcsII</b> - Conglomerada clasto-suportado. Clastos angulosos a subarredondados de 1 a 20 cm.
ALG2	Amm	<b>Amm</b> - Arenito maciço moderado a bem selecionado. Grãos angular e sub-angular com granulometria fina a média.
ALG3	Ammg, Apmg, Atmg / Cms, CcsI, Amg, Acd, CcsII	<b>Ammg</b> - Arenito maciço moderadamente selecionado de granulometria média a grossa. <b>Ammg</b> - Arenito maciço mal selecionado. Grãos angulosos a sub-angulosos, grossos e muito grossos, podendo conter granulos.
<b>Sinclinal Ouro Fino</b>		
ALFO1	Ammg, Amg / CcsI, CcsII	<b>Apmg</b> - Arenito com estratificação cruzada planar de alto ângulo. Mal selecionado, grãos angulosos grossos a muito grossos. Matriz argilosa.
ALFO2	Ccs II, CCsI / Ammg	<b>Atmg</b> - Arenito com estratificação cruzada tangencial. Mal selecionado, grãos angulosos grossos e muito grossos.
ALFO3	Ammg, Amg	<b>Acd</b> - Arenito maciço moderadamente selecionado. Grãos angulosos de granulometria grossa a muito grossa. Apresenta clastos subarredondados dispersos.

Conforme interpretado por Madureira *et al.* (2021) da associação faciológica ALG1, localizada na porção sul do sinclinal Gandarela, está associada a um sistema de leques aluviais dominados por fluxo de detritos em zona proximal, ao passo que a associação faciológica ALG2 se relaciona a uma planície aluvial com fluxo de baixa energia com áreas de várzea. A associação faciológica ALG3 se atribui a um sistema fluvial dominado por rios entrelaçados com barras cascalhosas. Na porção norte do sinclinal Ouro Fino, os autores interpretam a associação faciológica ALFO1 como um sistema de leques fluviais dominados por rios entrelaçados em zona proximal. A associação faciológica ALFO2 estaria associada a leques aluviais dominados por fluxo de detritos, ao passo que a ALFO3 associado a uma zona distal de um sistema de leque fluvial.



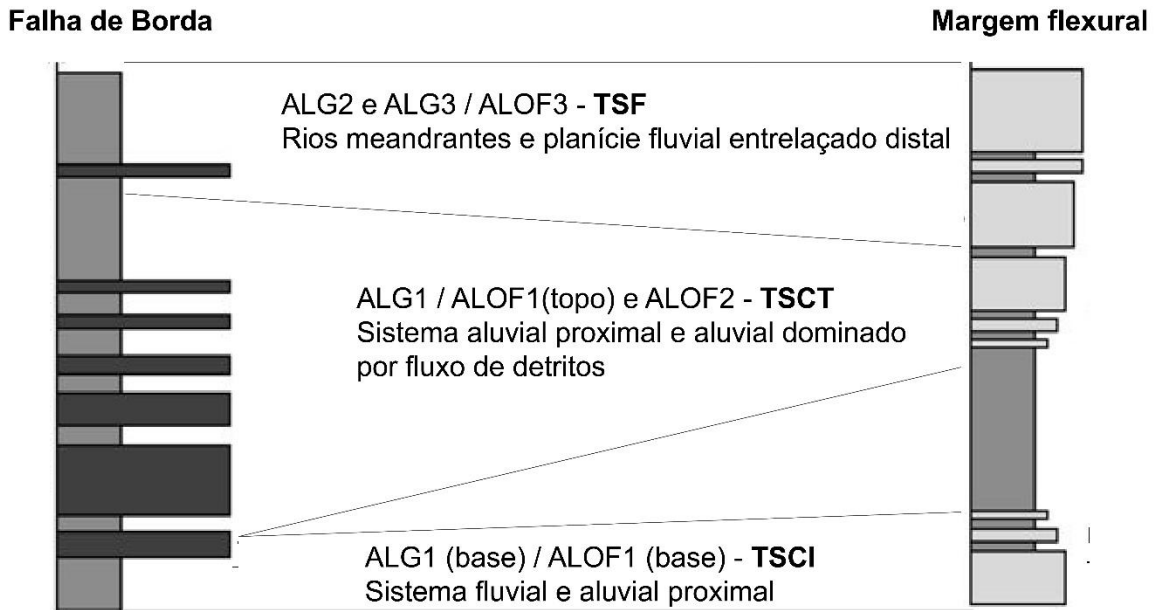
**Figura 5.8** - Colunas litoestratigráficas de detalhe da Formação Moeda no sul do sinclinal Gandarela e norte do sinclinal Ouro Fino (retirado de *Madureira et al.* 2021).

### 5.2.1 Tratos de Sistemas inferidos para a Formação Moeda na serra de Ouro Fino e Terminação Meridional da serra do Gandarela

A base das associações faciológica ALG1 e ALFO1 estão relacionadas com um primeiro pulso tectônico que gerou as falhas de borda da bacia meridional do Gandarela e da bacia Ouro Fino, respectivamente. Os primeiros registros de conglomerados associados a sistema fluvial proximal são características do “clímax inferior”. A associação faciológica ALG1 expõe o desenvolvimento da falha



de borda na bacia do Gandarela. Fica nítido na coluna estratigráfica (Figura 5.9) um ciclo de granocrescência ascendente composto por vários ciclos menores de granodecrescência ascendente, tal característica pode ser relacionada com o padrão progradacional dos leques aluviais da falha de borda associados ao padrão retrogradacional da margem flexural, típicos do “clímax tardio”. O aparecimento de barras cascalhosas na ALG3 sugere cenário de aumento no aporte sedimentar associado a pausa na criação de espaço de acomodação, representando o “final de rifte”.

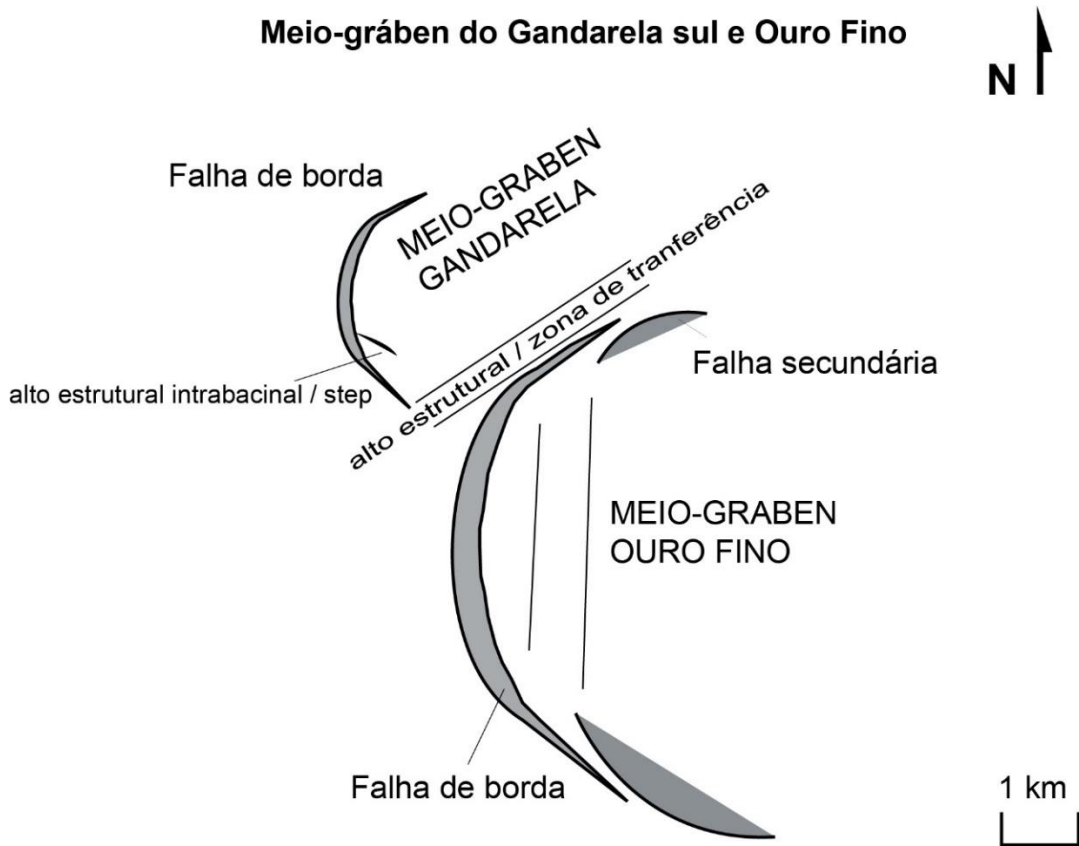


**Figura 5.9** - Modelo de emplamento estratigráfico aplicado a terminação meridional da serra da Gandarela e serra de Ouro Fino.

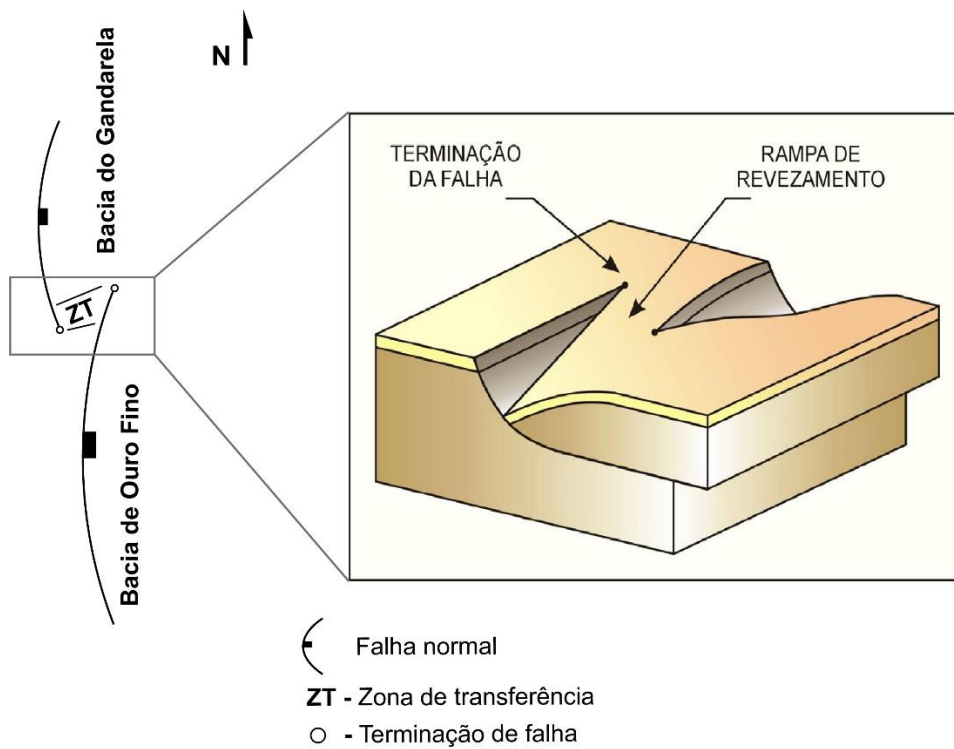
No meio-graben Ouro Fino, o “clímax tardio” é representado pelo topo da associação faciológica ALOF1 sobreposta em contato brusco pela ALOF 2. A ALOF1 representaria o sistema fluvial instalado na margem flexural enquanto a ALOF2 os leques aluviais da falha de borda durante o período de máxima atividade tectônica. O “final de rifte” é representado também pelas associações faciológicas ALOF3 e ALOF1, que reaparece sobrepondo a ALOF2.

### 5.2.2 Parâmetros controladores

A distribuição e geometria das unidades basais descritas e mapeadas na terminação sul do sinclinal Gandarela e no sinclinal Ouro Fino, remetem ao preenchimento de dois meio-grabens principais de direção meridiana (Figura 5.10), assim como interpretado por Madureira *et al.* (2021). As duas unidades rifte operam separadas por uma zona de transferência, interpretada como uma rampa de revezamento pela configuração sintética das duas falhas principais (Figura 5.11).



**Figura 5.10** - Mapa simplificado da distribuição das principais estruturas das bacias Gandarela e Ouro Fino.



**Figura 5.11** - Zona de transferência entre a terminação das falhas de borda da bacia do Gandarela e da bacia de Ouro Fino.

- Trato de Sistemas de Clímax de Rifte Inferior

Representada pela porção basal da associação faciológica ALG1 na bacia sul do Gandarela e pela porção basal da ALOF1 na bacia Ouro Fino. Controlado pelas falhas de borda embrionárias formadas pela tectônica incipiente nessa área. O aparecimento dos de leques aluviais conglomeráticos ainda é discreto devido ao pequeno desenvolvimento da falha. Sistemas fluviais entrelaçados aparecem na margem flexural devido ao aporte sedimentar compatível com a criação de espaço.

- Trato de Sistemas de Clímax de Rifte Tardio

Na bacia do Gandarela é composto pela associação ALG1. Nesse estágio o meio-graben desenvolve as falhas geradas na fase anterior, evidenciado pelo aparecimento dos níveis conglomeráticos.

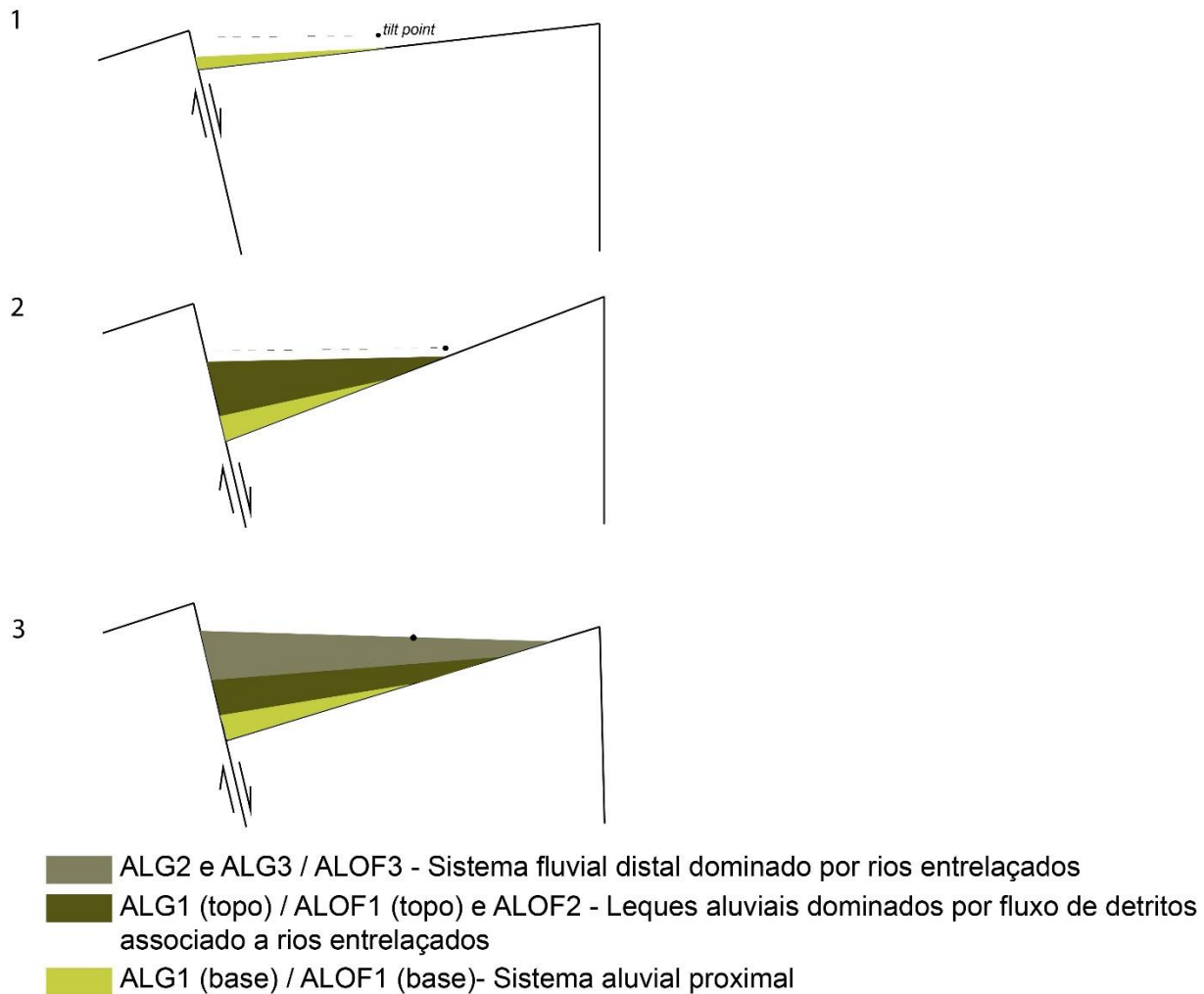
Na bacia Ouro Fino é composto pelas associações ALOF1 (topo), que representa a expansão do sistema fluvial entrelaçado e ALOF2, que representa os leques aluviais conglomeráticos em resposta ao desenvolvimento da falha de borda. Esse desenvolvimento gera falhas secundárias no interior da bacia Ouro Fino (Figura 5.10), preenchidas sob as mesmas condições e conectadas no estágio seguinte.

O clima e a disponibilidade hídrica nessas bacias se assemelham à bacia do Caraça, visto que nesse estágio de rifteamento não se desenvolve sistemas lacustres ou áreas alagadas com entrada de sedimentos finos. A sedimentação essencialmente grosseira pode ser relacionada a ambiente de alta energia sem conexão com o nível de base.

- Trato de Sistemas de Final de Rifte

Na bacia do Gandarela é registrada pelas associações faciológicas ALG2 e ALG3. A ALG2 pode ser relacionada ao estágio de quiescência tectônica e com baixo aporte sedimentar. A ALG3 pode estar relacionado a um outro pulso de menor magnitude atrelado ao aumento do aporte sedimentar e a baixa criação de espaço, intrínseco ao estágio final de rifteamento.

Na bacia Ouro Fino o “final de rifte” é representado pela ALFO3 podendo estar associado ao topo da ALOF2, que apresenta um aumento da granulometria, aqui associada ao crescimento do aporte sedimentar do estágio final. Durante essa fase, algumas falhas internas menores podem ter sido parcialmente reativadas conectando os sistemas de drenagem, gerando sistemas fluviais distais.



**Figura 5.12** - Esboço evolutivo do preenchimento sedimentar dos meio-grabens do Gandarela e Ouro Fino. 1) Início do desenvolvimento da falha de borda formando uma área de deposição restrita. 2) Pleno desenvolvimento da falha de borda aumentando a área do meio-graben. 3) Novo pulso de menor magnitude acompanhado da diminuição da atividade tectônica e recuo da margem flexural em direção a falha de borda.

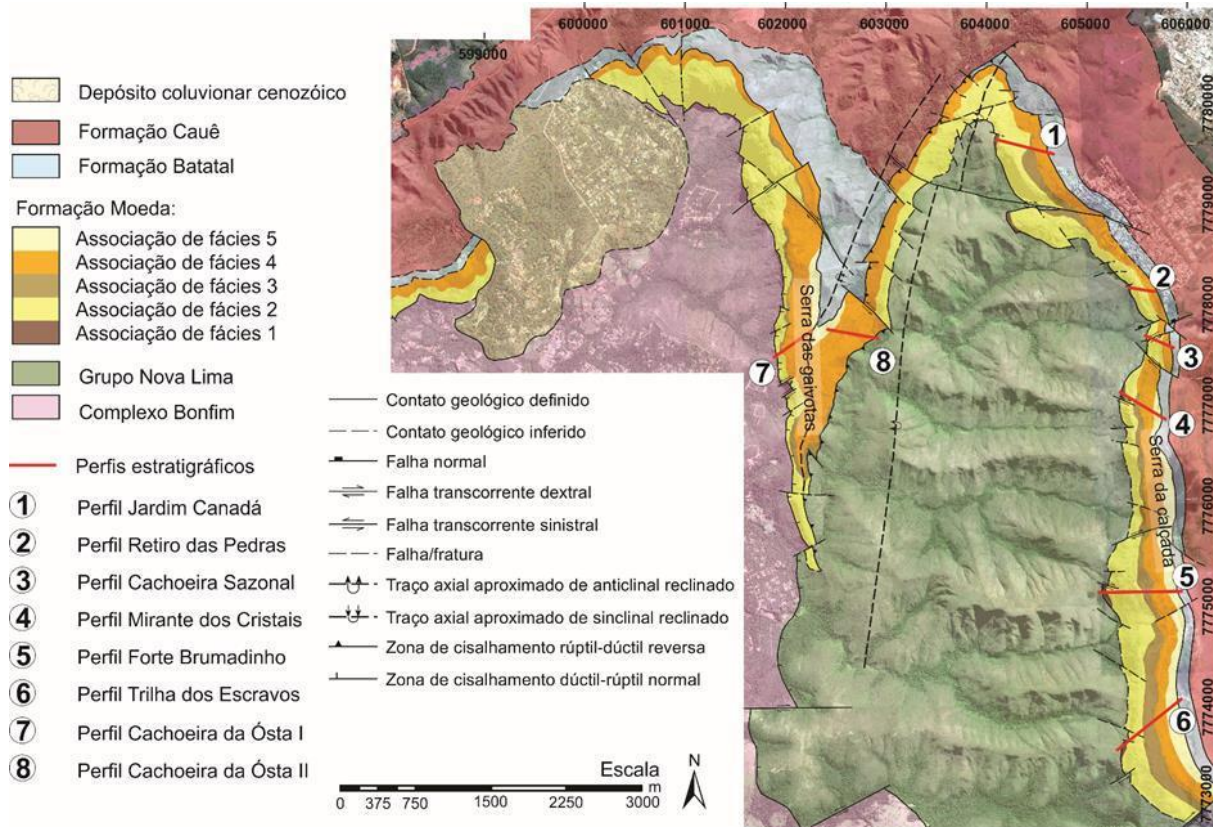
Diferentemente dos outros segmentos, as bacias Gandarela e Ouro Fino não registram a ocorrência de formação de linha de costa na fase de rifteamento. Possivelmente esses meio-grabens se desenvolveram em uma porção topograficamente mais alta que as demais.

### 5.3 A FORMAÇÃO MOEDA NA JUNÇÃO ENTRE AS SERRAS DA MOEDA E DO CURRAL (MADEIRA ET AL. 2019)

A Formação Moeda no flanco oeste do sinclinal Moeda apresenta grande variedade litológica e destaca-se por ser a área onde os efeitos tectônicos da inversão brasileira encontram-se atenuados, conservando parcialmente feições tectono-estruturais (Villaça 1981, Silva 1999 *in* Madeira *et al.* 2019).

Na serra homônima a Formação Moeda encontra se distribuída segundo a direção meridiana e apresenta espessuras que variam de 195m na porção norte até 442m na porção sul. O contato basal ocorre com o Grupo Nova Lima por uma discordância erosiva angular (Raynearson *et al.* 1954, Pires 1979). A porção do sinclinal Moeda na área do levantamento realizado por Madeira *et al.* (2019) é denominado serra da Calçada (Figura 5.13).

A porção norte do sinclinal Moeda é composto pela complexa junção com a serra do Curral, representado na área de estudo pelo sinclinal Gaivotas, uma estrutura sinforme com fechamento voltado para sul e eixo aproximadamente NNE-SSW. Na porção leste do sinclinal Gaivotas este contato pode ser na forma de falha de empurrão com mergulho para leste (Pires 1979). Na porção oeste o contato com as rochas do Complexo Bonfim se dá através Zona da Cisalhamento Moeda-Bonfim (Nalini Jr 1990, Endo & Nalini Jr. 1992), zona de intensa deformação dúctil com falhamento normal. O contato superior entre as formações Batatal e Moeda é gradacional ou abrupto, exceto pelo flanco leste do sinclinal Gaivotas, onde o contato é tectônico por falha reversa. (Madeira *et al.* 2019). Na serra das Gaivotas ele é marcado por uma superfície de conformidade bem definida (Pires 1979 *in* Madeira *et al.* 2019, Figura 5.13). A Formação Moeda na serra das Gaivotas apresenta espessura média de 260 m.

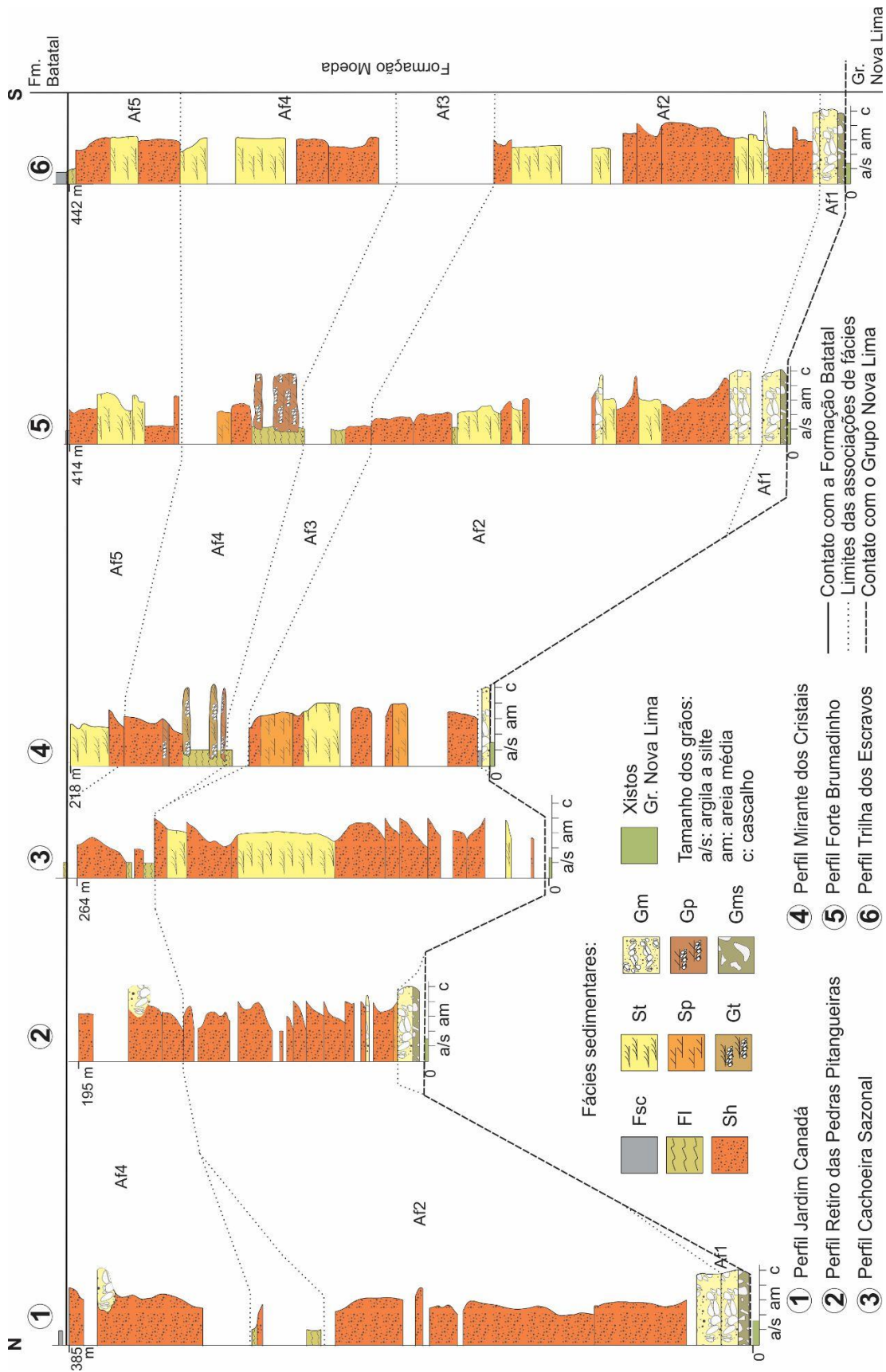


**Figura 5.13** - Mapa geológico da porção oeste da junção Curral-Moeda mostrando as associações de fácies e perfis estratigráficos (retirado de Madeira *et al.* 2019).

Ao todo foram construídos oito perfis litoestratigráficos de detalhe (escala 1:200), sendo seis distribuídos na serra da Calçada e dois na serra das Gaivotas (Figura 5.13). A partir do levantamento estratigráfico da Formação Moeda foram reconhecidas nove litofácies, agrupadas em cinco associações na junção do sinclinal Moeda com a serra do Curral (Tabela 5.3).

**Tabela 5.3** - Tabela com a descrição e interpretação das associações de fácies da Formação Moeda feitas por Madeira *et al.* (2019).

<b>Associações de fácies</b>	<b>Descrição</b>	<b>Sistema deposicional</b>	<b>Interpretações</b>
AF1 Gms, Gm e Fsc	Conglomerados polimíticos com matriz argilosa a arenosa em direção ao topo (maciços ou gradação incipiente), descontínuos lateralmente. Clastos angulosos a arredondados de quartzo, filitos, xistos e chert. Raras lentes de pelitos intercalados.	Sistema de lesques aluviais com rios entrelaçados associados	Fluxo de sedimentos por gravidade em área proximal de leques aluviais evoluindo para a porção distal com rios entrelaçados associados. A variação faciológica pelítica indica efeitos tectônicos atuantes ou sistemas climáticos diversificados.
AF2 Gm, Sh, St, Sp e Fl	Conglomerado polimíticos interdigitados com arenitos imaturos, maciços e com estratificação cruzada acanalada e planar, lentes de conglomerado maciças e intercalações pelíticas.	Sistema de planície fluvial entrelaçada	Depósito aluvial /fluvial. Ambiente deposicional em planície fluvial entrelaçada. Com registros de acreção à jusante, canais, planícies de inundação e pequenas barras.
AF3 Fl e Sh	Intercalações de arenitos finos a muito finos, siltitos a pelitos com nódulos de óxido de ferro, laminações e estruturas lenticulares arenosas (acamamento lenticular).	Sistema marinho raso e/ou lacustre associado	Entrada de sedimentos finos no ambiente aluvial. Acamamento indicando flutuações de suprimento sedimentar e atividade de correntes ou ondas, fácies típicas de planície de maré. Sistema lacustre ou marinho raso, com frente deltaica associada.
AF4 Gm, Gp, Gt, Fl, Sh, Sp, St.	Lentes de conglomerados polimíticos com estratificações cruzadas acanalada e planar, arenitos maciços, com estratificações cruzada acanalada e planar, siltitos estratificado	Sistema de planície fluvial entrelaçada	Depósitos fluviais com registros de canais, planícies de inundação e barras conglomeráticas. Ambiente fluvial entrelaçado.
AF5 Sh, St, Fl, Fsc	Arenitos estratificados, laminados e maciços com granulometria fina a média, enriquecidos em argilominerais. Em direção ao topo gradação normal e intercalações mais frequentes de pelitos. Discordância onlap com AF4	Sistema marinho raso	Ambiente litorâneo, com planície de maré e transgressão marinha associada.



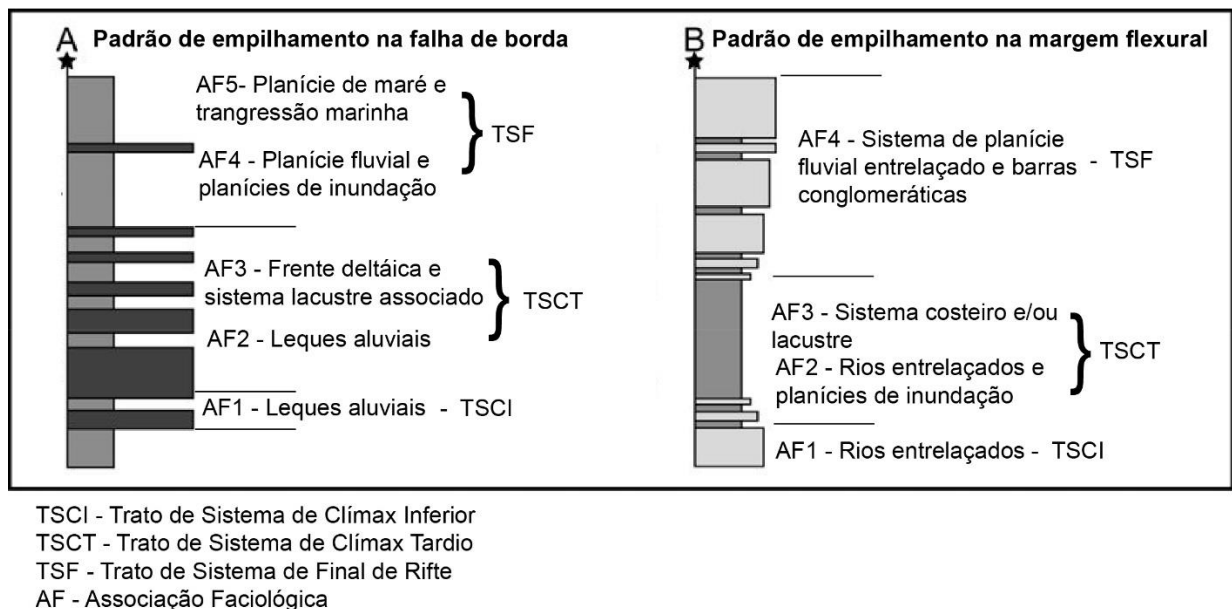
**Figura 5.14** - Colunas estratigráficas levantadas integradas e associações de fácies identificadas (retirado de Madeira *et al.* 2019).



### 5.3.1 Tratos de sistemas inferidos para a Formação Moeda na junção serra do Curral e serra da Moeda

As cinco associações faciológicas descritas por Madeira *et al.* (2019) compõem um empilhamento estratigráfico mais diversificado e completo do ponto de vista evolutivo da zona de rifteamento Moeda. Da mesma forma que os outros segmentos do QF abordados nesse trabalho, a Formação Moeda no sinclinal homônimo não exibe os depósitos e o padrão de empilhamento referentes ao Trato de Sistemas de Rifte Inicial. No entanto, os clastos que compõem os conglomerados basais apresentam composição diferente do embasamento (Grupo Nova Lima), sugerindo que houve uma subsidência incipiente responsável pela maturação inicial desses sedimentos.

O “clímax inferior” se relaciona com a associação faciológica AF1 pela pequena extensão em área e pela presença dos conglomerados associado a um sistema fluvial entrelaçado, evidenciando os primeiros pulsos da falha de borda. O contato basal com o Grupo Nova Lima se dá por meio de uma discordância erosiva angular que pode ser interpretada como a “discordância sin-rifte”. As associações faciológicas AF2 e AF3 representam o máximo desenvolvimento da falha de borda portanto interpretados como parte do “clímax superior”, sendo o topo da AF3 marcado pela “superfície de máximo rifteamento”.



**Figura 5.15** - Modelo de empilhamento estratigráfico de unidade rifte aplicado ao graben Moeda.

A AF4 e a porção basal da AF5 representam o aumento no aporte sedimentar atrelados a diminuição do movimento das falhas de borda e afundamento da bacia em uma transgressão marinha, ambientes e padrões de empilhamento relacionados ao “final de rifte” (Figura 5.15). A transgressão marinha ocorre restrita à porção centro-sul da área marcada por uma superfície *onlap* sob a AF4. Essa

discordância pode ser interpretada como a “discordância pós-rifte” do gráben Moeda, que posteriormente foi definitivamente afundada e sobreposta pelos sedimentos da Formação Batatal.

### 5.3.2 Parâmetros controladores

No domínio ocidental a zona de rifteamento Moeda é caracterizada pela formação de bacias em condições transtrativas. Gomes (1998) sugere uma direção de abertura da bacia em aproximadamente ENE, como consequência a sub-bacia da serra do Curral caracterizaria uma bacia transtracional com maior componente transcorrente, seguida pela estrutura do sinclinal Dom Bosco e pela sub-bacia da serra da Moeda, esta com a menor componente transcorrente. A geometria do sinclinal Moeda e a sua interação com a serra do Curral e sinclinal Dom Bosco é interpretada como uma bacia do tipo pull-apart nucleada sob estruturas pré-existentes do embasamento (Figura 5.16).

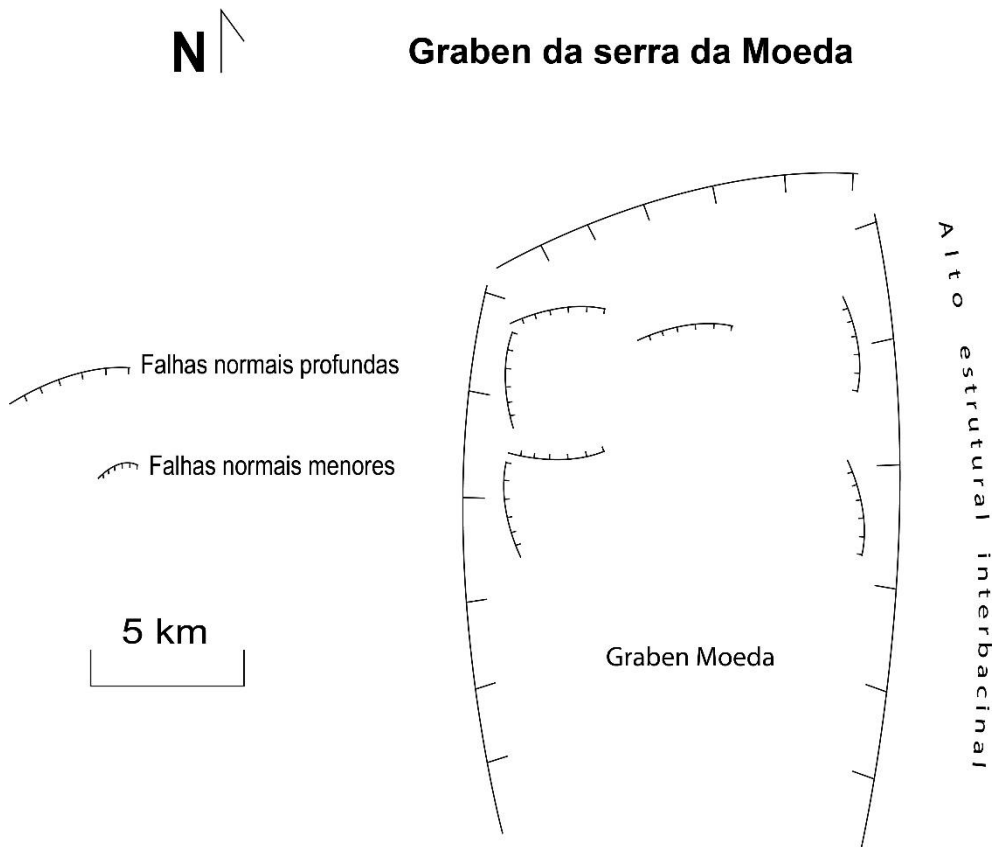
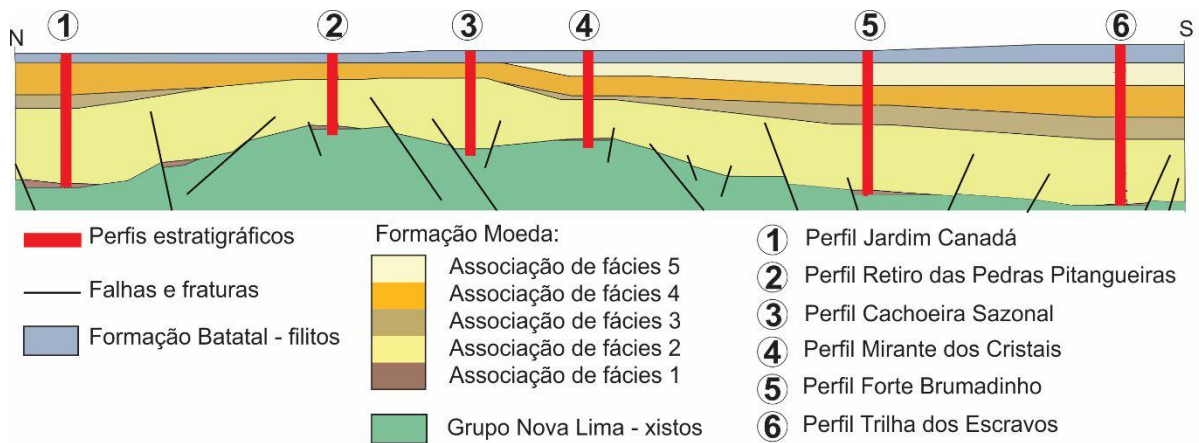


Figura 5.16 - Mapa simplificado da distribuição das principais estruturas do graben Moeda.

- Trato de Sistemas de Clímax de Rifte Inferior

Associado à deposição da AF1, caracterizado por sistemas de leque aluviais e fluxo de detritos em área restrita, sugerindo proximidade com a falha de borda. Madureira *et al.* (2019) interpretam os lineamentos NEE e NWW (Figura 5.17) como sendo originalmente as falhas normais que operaram durante esse estágio.



**Figura 5.17** - Seção esquemática mostrando as falhas intrabaciais que operaram durante o rifteamento da serra da Calçada, relação de empilhamento das associações faciológicas e colunas estratigráficas levantadas (retirado de Madeira *et al.* 2019)

- Trato de Sistemas de Clímax de Rifte Tardio

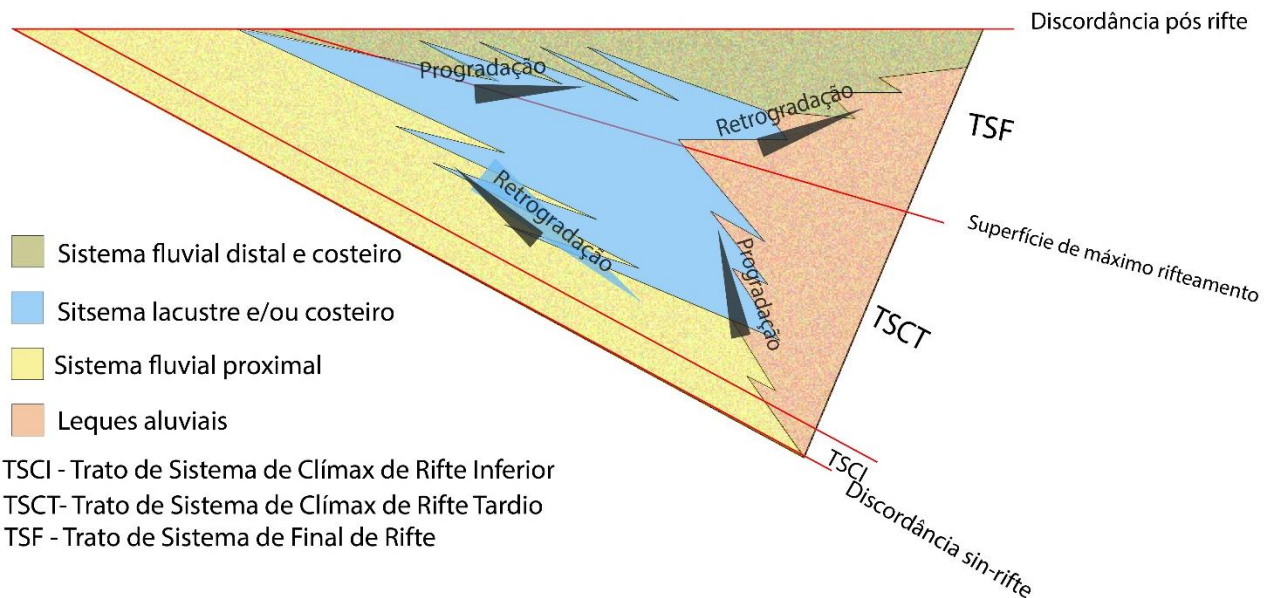
Composto pelas associações faciológica AF2 e AF3 representando o estágio de maior desenvolvimento das falhas de borda O graben da serra da Moeda desenvolveu se sob a influência de pelo menos duas falhas principais, a primeira de EW com caimento para sul, e a segunda NS com caimento para leste. A partir da modelagem feita por Gomes *et al.* (1998), infere se que houve uma terceira falha em simetria com a segunda, resultando em um graben simétrico de direção meridiana.

. Os leques aluviais e as planícies fluviais de rios entrelaçados da AF2 foram controlados principalmente pela atividade das falhas geradas no primeiro estágio, ampliando a área de atuação da bacia. O aporte sedimentar diminui em contraposição ao afundamento contínuo do graben Moeda, gerando ambientes menos energéticos e deposição em ambiente lacustre. Na porção meridional da bacia houve a formação de uma rampa com declividade para sul responsável por uma transgressão marinha (parte da AF3) sob uma discordância transgressiva do tipo *onlap* sobre a AF2.

- Trato de Sistemas de Final de Rifte

Representado pelas associações faciológicas AF4 e AF5. Nesse estágio há a chegada dos sedimentos gerados pelo soerguimento do *footwall* no estágio anterior. O aporte sedimentar atrasado

atrelado a um novo pulso tectônico de menor expressão que o anterior, resulta no estabelecimento de um novo sistema fluvial entrelaçado com boa seleção e maturação dos sedimentos, indicando distanciamento da área fonte. A deposição da AF5, caracterizado por uma transgressão marinha, é controlada pela variação eustática e pela rampa na porção centro-sul da bacia.



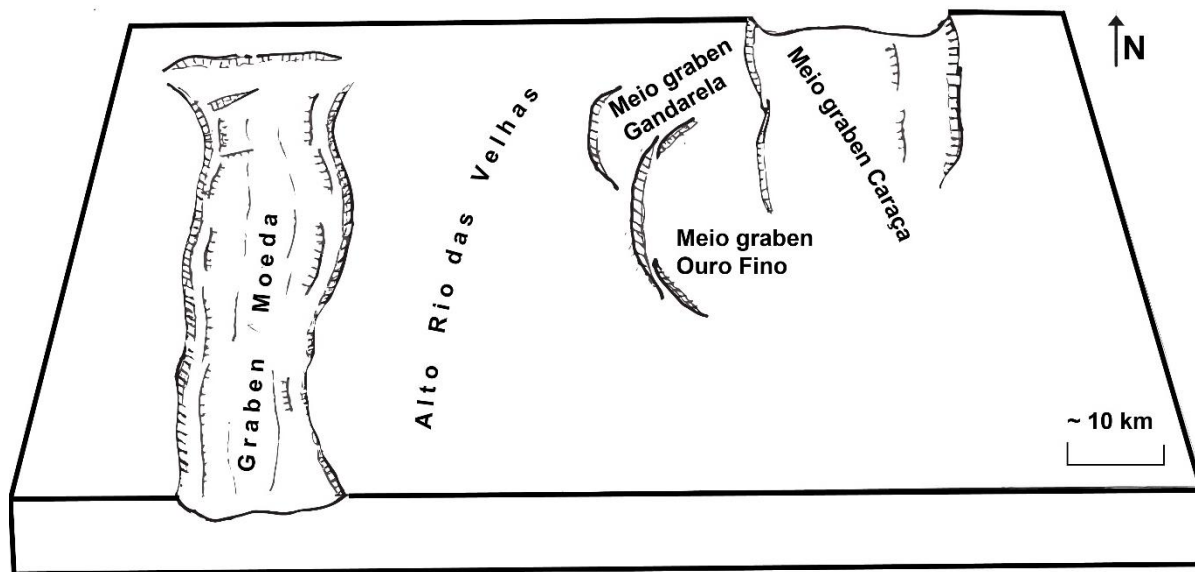
**Figura 5.18** - Modelo estratigráfico idealizado de uma bacia rifte aplicado a serra da Calçada, sistemas deposicionais, padrões de empilhamento e tratos de sistemas.

## 5.4 REINTERPRETAÇÃO ESTRATIGRÁFICA E IMPLICAÇÕES EVOLUTIVAS PARA A ZONA RIFTE MOEDA

Os tratos de sistemas inferidos para cada segmento foram compilados (Tabela 5.4) para uma interpretação integrada dos estágios de preenchimento da zona de rifteamento Moeda. Cada trato de sistema está associado a uma configuração estrutural e estágio tectônico. As principais estruturas da zona de rifteamento Moeda (Figura 5.19) foram reconstituídas a partir dos dados estratigráficos e estruturais de cada segmento.

**Tabela 5.4** - Tratos de sistemas e as respectivas associações faciológicas de cada segmento da zona de rifteamento Moeda:

<b>Tratos de Sistemas</b>	<b>Sinclinal Moeda (Madeira et al. 2019)</b>	<b>Gandarela (Madureira 2020)</b>	<b>Ouro Fino (Madureira 2020)</b>	<b>Caraça (Nunes 2016)</b>
Início de Rifte	-	-	-	-
Clímax Inferior	AF1 - Leque aluvial	ALG1 (base) - Zona proximal de leque aluvial dominado por fluxo de detritos	ALOF1 (base) - Zona proximal de leque fluvial dominado por rios entrelaçados	U1 (base) - Zona proximal de leque aluvial
Clímax Tardio	AF2 - Rios entrelaçados de planície fluvial AF3 - Sistema lacustre associado a ambiente marinho raso	ALG1 (topo) - Zona proximal de leque aluvial dominado por fluxo de detritos	ALOF1 (topo) - Zona proximal de leque fluvial dominado por rios entrelaçados  ALOF2 - Leque aluvial dominado por fluxo de detritos	U1 (topo) - Zona proximal de leque aluvial  U2 - Zona proximal de leque fluvial com retrabalhamento eólico
Final de Rifte	AF4 - Rios entrelaçados de planície fluvial  AF5 - Transgressão marinha	ALG2 - Planície aluvial de inundação  ALG3 - Sistema fluvial dominado por rios entrelaçados com barras cascalhosas	ALOF3 - Leque fluvial terminal	U3 - Zona distal de rios entrelaçados com formação de linha de costa



**Figura 5.19** - Esboço da zona de rifteamento Moeda com a distribuição espacial aproximada das principais estruturas extensionais.

#### 5.4.1 Trato de Sistemas de Início de Rife

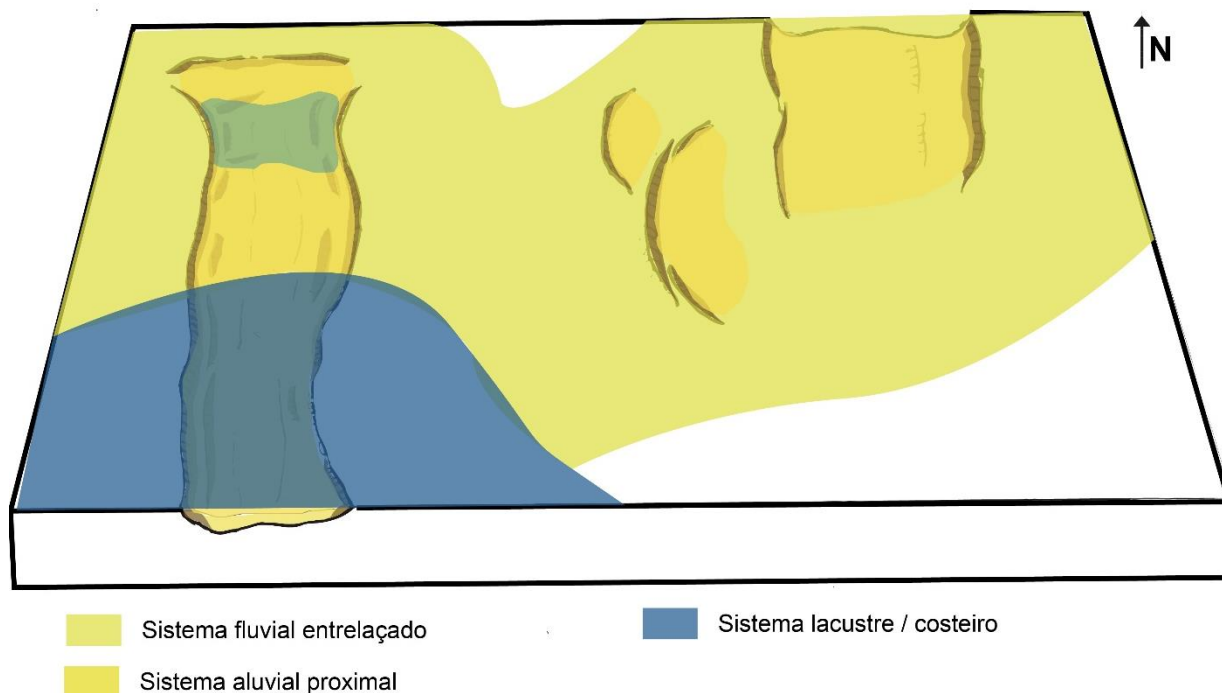
As colunas estratigráficas, até então levantadas na Formação Moeda (Nunes 2016, Madeira *et al.* 2019 e Madureira *et al.* 2021), ao que tudo indica, não registram as unidades e padrões de empilhamento referentes ao trato de “início de rife”. No entanto, a composição dos conglomerados basais descritos na serra da Moeda por Madeira *et al.* (2019) podem ser resultado da ação de uma subsidência inicial que deu início a maturação dos sedimentos (Figura 5.20).



**Figura 5.20** - Esboço dos depósitos de “clímax inferior”. As linhas representam as falhas de borda ainda em desenvolvimento primário.

#### 5.4.2 Trato de Sistemas de Clímax de Rift

Estágio de desenvolvimento incipiente (“clímax inferior”) e tardio (“clímax tardio”, figura 5.21) das falhas de borda dos meio grabens da zona de rifteamento Moeda. A granulometria essencialmente grosseira e pouca entrada de sedimentos finos da Formação Moeda dificulta parcialmente a distinção entre os estágios de “clímax inferior” e “clímax superior”. A fase inferior foi essencialmente dominada pelos primeiros aparecimentos de leques aluviais proximais e leques aluviais dominados por fluxo de detritos em todas as sub-bacias.



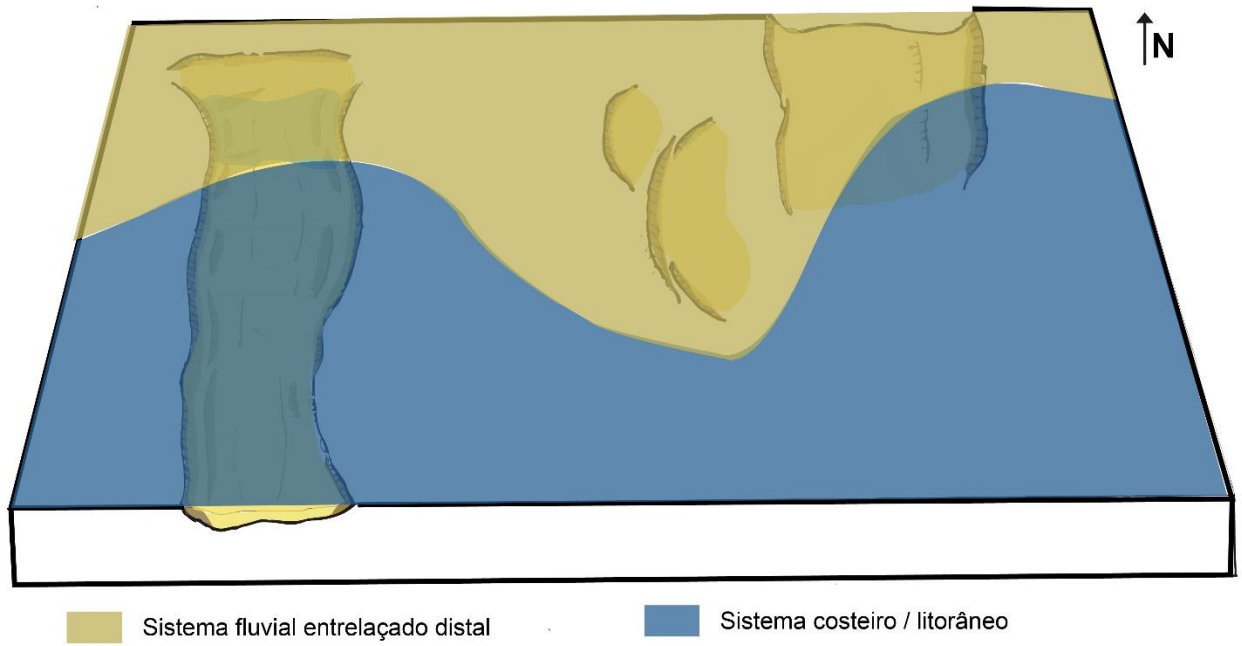
**Figura 5.21** - Esboço do estágio de sedimentação do "clímax tardio". As falhas embrionárias se conectam formando as principais falhas de borda.

No estágio tardio, os meio-grabens Gandarela e Ouro Fino ampliaram a sedimentação de leques aluviais e fluvial dominado por rios entrelaçados. No meio-graben do Caraça ampliou-se a área de influência de leques aluviais com retrabalhamento eólico. De forma distinta, o graben Moeda desenvolveu um sistema de planície de rios entrelaçados associado ao surgimento de depósitos lacustres e marinhos de sul para norte.

### 5.4.3 Trato de Sistemas de Final de Rifte

Estágio de diminuição e estagnação do movimento das falhas de borda. Nesse estágio há a chegada da sedimentação atrasada associada a diminuição na criação de espaço de acomodação. De forma geral, desconsiderando algumas particularidades de cada sub-bacia, o "final de rifte" se desenvolveu sob ação de ambientes fluviais entrelaçados distais com barras cascalhosas. Houve nesse estágio uma transgressão que culminou na formação de linhas de costa e ambientes litorâneos nas porções sul do graben Moeda e do meio-graben do Caraça (Figura 5.22).





**Figura 5.22** - Esboço do estágio de sedimentação do "final de rifte".



## CAPÍTULO 6

### CONCLUSÕES

---

A partir da integração e reinterpretação dos dados estratigráficos de Nunes (2016), Madureira *et al.* (2021) e Madeira *et al.* (2019) utilizando Kuchle (2010) foram reconhecidos os seguintes tratos de sistemas para a Fm. Moeda:

- i) Trato de Sistemas de Início de Rifte: interpretado como a subsidência inicial ampla e rasa, que deu início a maturação dos sedimentos;
- ii) Trato de Sistemas de Clímax de Rifte Inferior: desenvolvimento de sistemas aluviais proximais e restritos em falhas de borda embrionárias;
- iii) Trato de Sistemas de Clímax Superior: estágio de pleno desenvolvimento das falhas e estabelecimento de leques aluviais dominados por fluxo de detritos nas falhas de borda, planícies aluviais e fluviais, sistemas lacustres e costeiros em porções restritas;
- iv) Trato de Sistemas de Final de Rifte: interrupção da atividade tectônica e consolidação de um sistema fluvial distal com formação de linha de costa nas porções sul e sudeste da bacia.

Esses tratos de sistemas se associam ao desenvolvimento das seguintes estruturas extensionais:

- i) graben Moeda: unidade rifte simétrica de direção meridiana na porção oeste da zona rifte, inicialmente separado da porção oriental pelo alto Rio das Velhas;
- ii) ii) meio-graben Gandarela e Ouro Fino: dois meio-grabens de direção meridiana e falhas principais com caimento para leste, conectadas por uma zona de transferência;
- iii) iii) meio-graben Caraça: unidade rifte na porção leste da bacia com falha de borda com caimento para oeste.



## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

---

- Aguilar C., Alkmim F.F., Lana C., Farina, F. 2017. Palaeoproterozoic assembly of the São Francisco craton, SE Brazil: New insights from U–Pb titanite and monazite dating. *Precambrian Research*, **289**:95 – 115
- Alkmim F.F. & Marshak S. 1998. Transamazonan Orogeny in the Southern São Francisco Craton Region, Minas Gerais, Brazil: evidence for Paleoproterozoic collision and collapse in the Quadrilátero Ferrífero. *Precambrian Research*, **90**:29-58.
- Alkmim F.F. & Martins-Neto M.A. 2012. Proterozoic first-order sedimentary sequences of the São Francisco craton, eastern Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, **33**:127-139.
- Alkmim F.F. & Noce, C.M. (eds.) 2006. *The Paleoproterozoic Record of the São Francisco Craton. IGCP 509 Field workshop, Bahia and Minas Gerais, Brazil*. Field Guide & Abstracts, 114 p.
- Alkmim F.F. & Teixeira W. 2017. The paleoproterozoic mineiro belt and the Quadrilátero Ferrífero. In: Heilbron M., Alkmim F.F., Cordani U.G. (Eds), *The São Francisco Craton and its Margins, Eastern Brazil, Geology Review Series*. Springer-Verlag, pp. 71-94.
- Almeida, F.F.M. 1977. O cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, **7**:349-364.
- Braga S.C.M. 2006. *Modelagem estrutural e geofísica da porção centro-norte do Sinclinal da Moeda, Quadrilátero Ferrífero, MG*. Dissertação de Mestrado. Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 113p.
- Brown L.F. & Fisher W.L., 1977. Seismic-stratigraphic interpretation of depositional systems: examples from Brazil rift and pull-apart basins. In: C.E. Payton (Eds.) *Seismic Stratigraphy--Applications to Hydrocarbon Exploration*. *American Association of Petroleum Geology*, **26**:213-248.
- Catuneanu O. 2006. *Principles of Sequence Stratigraphy*. Elsevier, Amsterdam. 375 pp
- Chemale Jr.F., Rosière C.A., Endo I. 1994. The tectonic evolution of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil, *Precambrian Research*, **65**: 25-54.
- Christofolletti A. & Tavares A.C. 1976. Relação entre declividade de vertentes e litologia na área do Quadrilátero Ferrífero. MG. *Notícia Geomorfológica*, **16**:55-70.
- Colletia B., Le Quellec P., Letouzey J., Moretti I., 1988. Longitudinal evolution of the Suez structure Egypte. *Tectonophysics* **153**:221-233.
- Cutts K.A., Lana C., Alkmim F.F., Farina F., Moreira H., Coelho V. 2019. Metamorphism and exhumation of basement gneiss domes in the Quadrilátero Ferrífero: Two stage dome-and-keel Evolution? *Geoscience Frontiers*, **10**:1765-1787.
- Della Fávera, J.C. 2010. *Fundamentos de Estratigrafia Moderna*. Editora UERJ, Rio de Janeiro, p. 264.
- Destro N., Sztatmari P., Ladeira E.A. 1994. Post-Devonian transpressional reactivation of a Proterozoic ductile shear zone in Ceará, NE Brazil. *Journal of Structural Geology*, **16**:35-45
- Dopico C. I. M., Lana C., Moreira H. S., Cassino, L. F., Alkmim, F.F. 2017. U-Pb ages and Hf-isotope data of detrital zircons from the late Neoproterozoic Minas Basin, SE Brazil. *Precambrian Research* **291**:143-161.
- Dorr J.V.N., Gair J.E., Pomerene J.B., Rynearson G A. 1957. *Revisão da estratigrafia pré-cambriana do Quadrilátero Ferrífero*. Rio de Janeiro, DNPM/DFPM. Avulso 81. 31 p.
- Dorr J. V. N. Physiographic, stratigraphic and structural development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. USGS Prof. Paper 641<sup>a</sup>; Washington. 110 p. 1969.
- Dutra L. F., Martins M., Lana C. 2019. Sedimentary and U-Pb detrital zircons provenance of the Paleoproterozoic Piracicaba and Sabará groups, Quadrilátero Ferrífero, Southern São Francisco craton, Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, **49**(2):1-21.
- Endo I. 1997. *Regimes Tectônicos do Arqueano e Proterozóico no Interior da Placa Sanfranciscana: Quadrilátero Ferrífero e Áreas Adjacentes, Minas Gerais*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 243 p.
- Endo I & Fonseca MA. 1992. Sistema de Cisalhamento Fundão – Cambotas no Quadrilátero Ferrífero – MG:

- geometria e cinemática. *In: Simpósio de Geologia de Minas Gerais*, 6, Ouro Preto, Anais, p. 29-31.
- Endo I., Oliveira A. H., Peres G. G., Guimarães M. L. V., Lagoeiro L. E., Machado R., Zavaglia G., Rosas C. F., Melo R. J. 2005. Nappe Curral: Uma megaestrutura alóctone do Quadrilátero Ferrífero e controle da mineralização. *In: X Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, IV International Symposium on Tectonic*, Curitiba, Boletim de Resumos Expandidos.
- Farina F., Albert C., Lana C. 2015a. The Neoproterozoic transition between medium- and high-K granitoids: Clues from the Southern São Francisco Craton (Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, **266**: 375-394.
- Farina F., Albert C., Martinez Dopico C., Aguilar Gil C., Moreira H., Hippert J., Cutts K., Alkmim F., Lana C. 2016. The Archean-Paleoproterozoic evolution of the Quadrilátero Ferrífero (Brazil): current models and open questions. *Journal of South America Earth Science*, **68**:4-21.
- Ferreira, M.P. 2011. *Mapeamento geológico da região de Sumidouro, Santa Bárbara, MG (escala 1:20.000)*. Trabalho de Graduação, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 83p.
- Gibbs A.D. 1984. Structural evolution of extensional basin margins. *Journal of the Geological Society*, **141**:609-620.
- Gawthorpe R.L., Leeder M.R., 2000. Tectono-sedimentary evolution of active extensional basins. *Basin Research*, **12**:195-218.
- Gibson J.R., Walsh J.J., Watterson J. 1989. Modelling of bed contours and cross-sections adjacent to planar normal faults. *Journal of Structural Geology* **11**:317-328.
- Harder E.C. & Chamberlin R.T. 1915. The geology of central Minas Gerais. *Journal of Geology*, Chicago, May – Jun: 315-378
- Hartmann L.A., Endo I., Suita M.T.F., Santos J.O.S., Frantz J.C., Carneiro M.A., Naughton N.J. and Barley M.E. 2006. Provenance and age delimitation of Quadrilátero Ferrífero sandstones based on zircon U-Pb isotopes. *Journal of South American Earth Sciences*, **20**:273-285.
- Heilbron M., Duarte B.P., Valeriano C.M., Simonetti A., Machado N., Nogueira J.R., 2010. Evolution of reworked Paleoproterozoic basement rocks within the Ribeira belt (Neoproterozoic), SE-Brazil, based on U–Pb geochronology: Implications for paleogeographic reconstructions of the São Francisco-Congo paleocontinent. *Precambrian Research*, **178**:136–148.
- Herz N. 1970. Gneissic and igneous rocks of Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *USGS*. 58p. (Professional Paper. 641-B).
- Hinsken S., Ustaszewski K., Wetzel A. 2007. Graben width controlling syn-rift sedimentation: the Paleogene southern Upper Rhine Graben as an example. *International Journal of Earth Sciences* **96**:979-1002.
- Isbell J.L., Cole D.I., Catuneanu O., 2008. Carboniferous-Permian glaciation in the main Karoo Basin, South Africa: stratigraphy, depositional controls, and glacial dynamics. *In: Fielding, C.R., Frank, T.D., Isbell, J.L. (Eds.), Resolving the Late Paleozoic Ice Age in Time and Space. Geological Society of America Special Paper*, **441**:71-82.
- Kuchle J. 2010. *Análise tectono-estratigráfica de bacias rifte*. Tese de doutoramento. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre. 198p.
- Kusznir N. J; Marsden G., Egan S. 1991. A flexural-cantilever simple-shear / pure shear model of continental lithosphere extension: applications to the Jeanne d'Arcy Basin, Grand Banks and Viking Graben, North Sea. *In: Roberts, A. M., Yielding, G., Freeman, B. (Eds.), The Geometry of Normal Faults. Geological Society Special Publication* **56**:41-60.
- Ladeira E.A. 1981. Primeiras lavas com almofadas ("pillows") encontradas no Supergrupo Rio das Velhas, de idade arqueana, no Quadrilátero Ferrífero e no Distrito de Pitangui, Minas Gerais. *Ciências da Terra*, **1**:12-14.
- Lana C., Alkmim F.F., Armstrong R., Scholz R., Romano R., Nalini Jr.H.A. 2013. The ancestry and magmatic evolution of Archaean TTG rocks of the Quadrilátero Ferrífero province, southeast Brazil. *Precambrian Research*, **231**:157-173
- Larsen P.H. 1988. Relay structures in a Lower Permian basement-involved extension system, East Greenland. *Journal of Structural Geology*, **10**:3–8.
- Leeder M.R. 1995. Continental Rifts and Proto – Oceanic Rift Troughs. *In: Busby C.J. & Ingersoll R.V. (Eds.),*

- Tectonics of Sedimentary Basins*, Blackwell, Oxford, p.119-148.
- Lindsey D.A. 1975. Depositional environments and paleocurrent directions in precambrian Moeda Formation. Minas Gerais, Brazil. U.S. *Geology Survey*, p. 22.
- Lister G.S., Etheridge M.A., Sismond P.A. 1986. Detachment faulting and evolution of passive continental margins. *Geology*, **14**:246-250.
- Machado N. & Carneiro M.A. 1992. U-Pb evidence of late Archean tectono-thermal activity in the southern São Francisco shield, Brazil. *Canadian Journal of Earth Sciences*. **29**:2341-2346.
- Machado N., Shrank A., Noce C. M., Gauthier G. 1996. Ages of detrital zircon from Archean-Paleoproterozoic sequences: Implications for Greenstone Belt setting and evolution of a Tranzamazonian foreland basin in Quadrilátero Ferrífero, southeast Brazil. *Earth and Planetary Sciences Letters*, **141**:259-276.
- Madeira M.R., Martins M.S., Martins G.P., Alkmim F.F. 2019. Caracterização faciológica e evolução sedimentar da Formação Moeda (Supergrupo Minas) na porção noroeste do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. *Geologia USP Série científica*, **19**:129-148.
- Madureira R. S. 2020. Caracterização faciológica da Formação Moeda (Grupo Caraça, Supergrupo Minas) e estudos geocronológicos U-Pb nos sinclinais Gandarela e Ouro Fino, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. Departamento de Geologia. Universidade Federal de Ouro Preto. 119p.
- Magnavita L.P. 1992. *Geometry and kinematics of the Recôncavo-Tucano-Jatobá rift, NE Brasil*. D.Sc. Thesis, University of Oxford, 493 p.
- Miall A.D. (2nd ed.) 2010. *The geology of stratigraphic sequences*. Berlin, Springer-Verlag, 522 p.
- Minter W.E.L., Renger F.E., Siergers A. 1990. Early Proterozoic Gold Placer of the Moeda Formation within the Gandarela Syncline, Minas Gerais, Brazil. *Economic Geology*, **85**(5):943-951.
- Morley C.K. 2002. A tectonic model for the Tertiary evolution of strike-slip faults and rift basins in SE Asia. *Tectonophysics*, **347**:189–215.
- Morley C.K., Nelson R.A., Patton T.L., Munn S.G. 1990. Transfer zones in the East African Rift system and their relevance to hydrocarbon exploration in rifts. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **74**:1234–53.
- Nemčok M. 2016. *Rifts and passive margins: structural architecture, thermal regimes and petroleum systems*. Cambridge University Press, Cambridge, 607 p.
- Noce C.M., Pedrosa-Soares A.C., Silva L.C., Armstrong R., Piuzana D. 2007. Evolution of polycyclic basement in the Araçuaí Orogen, based on U-Pb SHRIMP data: Implications for the Brazil-Africa links in the Paleoproterozoic time. *Precambrian Research*, **159**:60-78.
- Nunes F.S. 2016. *Contribuição à estratigrafia e geocronologia U-Pb de zircões detríticos da Formação Moeda (Grupo Caraça, Supergrupo Minas) na Serra do Caraça, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais*. Dissertação de mestrado. Universidade Federal de Ouro Preto, 79 p.
- Olsen, K. H. & Morgan, P. (1995). Introduction: progress in understanding continental rifts. *Developments in Geotectonics*, **25**:3– 26.
- Prosser S. 1993. Rift-related linked depositional systems and their seismic expression. In: Williams G.D., Dobb A. (Eds.), *Tectonics and Seismic Sequence Stratigraphy*. *Geological Society Special Publication*, **71**:33-56.
- Reis L.A., Martins-Neto M.A., Gomes N.S., Endo I. 2002. A bacia de antepaís paleo-proterozóica Sabará, Quadrilátero Ferrífero, MG. *Revista Brasileira de Geociências*, **32**:43-58.
- Renger F.E., Noce C.M., Romano A.W., Machado N. 1994. Evolução sedimentar do Supergrupo Minas: 500 Ma. de registro geológico no Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. *Revista Geonomos*, **2**(1).
- Roberts A.M., Yielding G., Badley, M.E., 1993. Tectonic and bathymetric controls in stratigraphic sequences within evolving Half-graben. In: Williams G.D., Dobb A. (Eds.), *Tectonics and Seismic Sequence Stratigraphy*. *Geological Society Special Publication*, **7**:87-121.
- Romano R., Lana C., Alkmim F.F., Stevens G., Armstrong R. 2013. Stabilization of the Southern portion of the São Francisco Craton, SE Brazil, through a long-lived period of potassic magmatism. *Precambrian Research*, **224**:143-159.
- Rosendahl B.R. 1987. Architecture of continental rifts with special reference to East Africa. *Annual Review of*

*Earth and Planetary Sciences*, **15**:445–503.

- Rosendahl B.R., Reynolds D.J., Lorber P.M., Burgess C.F., McGill J., Scott., Lambiase J.J., Derksen S.J. 1986. Structural expressions of rifting: lessons from Lake Tanganyika, África. *Geological Society Special Publication* **25**:29-43.
- Rosière C.A., Spier C.A., Rios F.J., Suckau V.E. 2008. The itabirites from the Quadrilátero Ferrífero and related high-grade ores: an overview. *Economic Geology*. **15**:223–254.
- Rosseto J.A., Alkmin F.F., Pereira M.M. 1987. Litofácies e modelo deposicional para a Formação Cambotas no maciço do Caraça. In: Roteiro de excursões do I Simpósio de Sistemas Depositionais do Pré-Cambriano.
- Ruppel C., von Herzen., Richard P., Bonneville A. 1995: Heat flux through an old (~175 Ma) passive margin: Offshore southeastern United States. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, **100**:19957-20481
- Salgado A.A.R. *Estudo da evolução do relevo do Quadrilátero Ferrífero, MG – Brasil, através da quantificação de dados erosivos e denudacionais*. Tese de Doutorado, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 101 p.
- Sengör A.M.C. & Burke K. 1978. Relative timing of rifting and volcanism on Earth and its tectonic implications. *Geophysical Research Letters*, **5**:419-421.
- Schorscher H.D. 1979. Evolução geotectônica e petrogenética do embasamento arqueano do Quadrilátero Ferrífero. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **51**:766-768.
- Silva I.C. 2013. *Evolução dinâmica do sistema de bacias tipo rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá com base em dados de campo*. Tese de doutorado, Instituto de Geociência, Universidade Federal da Bahia, Bahia. 330p.
- Silva O.P. 1995. A mineração em minas gerais: passado, presente e futuro. *Revista Geonomos*, **3**(1).
- Silva L.C., Armstrong R., Noce C.M., Carneiro M.A., Pimentel M. M., Pedrosa-Soares A.C., Leite C.A., Vieira V.S., Silva M.A., Paes V.J.C., Cardoso-Filho J.M. 2002. Reavaliação da evolução geológica em terrenos pré-cambrianos brasileiros com base em novos dados U-Pb SHRIMP, parte II: Orógeno Araçuai, Cinturão Mineiro e Cráton São Francisco Meridional. *Revista Brasileira de Geociências*, **32**:513–528.
- Souza P.C. & Müller G. 1984. Primeiras Estruturas Algas Comprovadas na Formação Gandarela. Quadrilátero Ferrífero. *Revista Escola de Minas Ouro Preto*, **2**:13-21.
- Teixeira W., Carneiro M.A., Noce C. M., Machado N., Sato, Taylor P.N. 1996. Pb, Sr and Nd isotope constraints on the Archean evolution of gneissic-granitoid complexes in the southern São Francisco Craton, Brazil. *Precambrian Research*, **78**:151-164.
- Teixeira W. & Figueiredo M.C.H. 1991. An outline of Early Proterozoic crustal evolution in the São Francisco region, Brazil: a review. *Precambrian Research*, **53**:1-22.
- Teixeira W., Ávila C.A., Dussin I.A., Corrêa Neto A.V., Bongioiolo E.M., Santos J.O., Barbosa N.S. 2015. A juvenile accretion episode (2,35-2,32Ga) in the Mineiro belt and its role to the Minas accretionary orogeny: zircon U-Pb-Hf and geochemical evidences. *Precambrian Research*, **256**:148-169.
- Teixeira W., Sabaté P., Barbosa J., Noce, C.M., Carneiro, M.A., 2000. Archean and Paleoproterozoic tectonic evolution of the São Francisco craton, Brazil. In: Cordani U.G., Milani E.J., Thomaz F.A., Campos D.A. (Eds.), *Tectonic Evolution of South América*. Rio de Janeiro, 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, 101-137.
- Turcotte D.L. & Emerman S.H. 1983. Mechanisms of active and passive rifting. *Tectonophysics*, **94**:39–50.
- Uhlein A. & Noce C.M. 2012. Quadrilátero Ferrífero. In: Hasui Y., Carneiro C.D.R., Almeida F.F.M., Bartorelli A. (eds). *Geologia do Brasil. São Paulo: Beca*, 228–229.
- Varajão C.A.C. 1991. A questão da correlação das superfícies de erosão do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. *Revista Brasileira de Geociências*. **21**:138-145.
- Vasconcellos D.V.F. 2003. *Falha de transferência de Caritá: o significado tectônico no rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá, NE Brasil*. Tese de mestrado. Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto. 82p.
- Versfelt J.A. & Rosendahl B.R. 1989. Relationships between pre-rift structure and rift architecture in Lakes Tanganyika and Malawi, East Africa. *Nature*, **7**:337-354
- Villaça J.N. 1981. Alguns aspectos sedimentares da Formação Moeda. *Sociedade Brasileira de Geologia, núcleo*



*Minas Gerais*, **2**:93-137.

Villaça J. N. & Moura L. A. M. 1981. Uranium in Precambrian Moeda Formation, Minas Gerais, Brazil. *In*: USGS (ed.). USGS Professional Paper A-BB Genesis of uranium and gold-bearing Precambrian quartzpebble conglomerates. p. 1-14.

Wallace R.M., 1958. The Moeda Formation. *Sociedade Brasileira de Geologia*, **7**(2):59-60

Withjack M.O., Schilische R.W., Olsen P.E. 1998. Diachronous rifting drifting and inversion on the passive margin of central Eastern North America na analog for other passive margins. *American Association of Petroleum Geologists*. **82**:817-835.

Withjack M.O., Schilische R.W., Olsen P.E. 2002. Rift basin structure and its influence on sedimentar systems. Sedimentation in Continental Rifts. *Special Publication of SEPM*, **73**:57-81.