



UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO
ESCOLA DE MINAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA



TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

**ENSAIOS DE MODELAGEM FÍSICO-ANALÓGICA DA DEFORMAÇÃO REGISTRADA
NA SALIÊNCIA SERRA CENTRAL, EXTREMO NOROESTE DA FAIXA ARAÇUAÍ**

Isabelle Martins Castro

MONOGRAFIA nº 360

Ouro Preto, fevereiro de 2020

**ENSAIOS DE MODELAGEM FÍSICO-ANALÓGICA DA
DEFORMAÇÃO REGISTRADA NA SALIÊNCIA SERRA
CENTRAL, EXTREMO NOROESTE DA FAIXA ARAÇUAÍ**



FUNDAÇÃO UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO

Reitora

Prof.^a Dr.^a Cláudia Aparecida Marlière de Lima

Vice-Reitor

Prof. Dr. Hermínio Arias Nalini Júnior

Pró-Reitora de Graduação

Prof.^a Dr.^a Tânia Rossi Garbin

ESCOLA DE MINAS

Diretor

Prof. Dr. Issamu Endo

Vice-Diretor

Prof. Dr. Hernani Mota de Lima

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

Chefe

Prof. Msc. Edison Tazava

MONOGRAFIA

ENSAIOS DE MODELAGEM FÍSICO-ANALÓGICA DA DEFORMAÇÃO REGISTRADA NA SALIÊNCIA SERRA CENTRAL, EXTREMO NOROESTE DA FAIXA ARAÇUAÍ

Isabelle Martins Castro

Orientador

Prof. Dr. André Danderfer Filho

Co-Orientadores

Prof.^a Dr.^a Caroline Jannette Souza Gomes e Dr. Samuel Moreira Bersan

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 2019/2.

OURO PRETO

2020

Universidade Federal de Ouro Preto – <http://www.ufop.br>
Escola de Minas - <http://www.em.ufop.br>
Departamento de Geologia - <http://www.degeo.ufop.br/>
Campus Morro do Cruzeiro s/n - Bauxita
35.400-000 Ouro Preto, Minas Gerais
Tel. (31) 3559-1600, Fax: (31) 3559-1606

Direitos de tradução e reprodução reservados.

Nenhuma parte desta publicação poderá ser gravada, armazenada em sistemas eletrônicos, fotocopiada ou reproduzida por meios mecânicos ou eletrônicos ou utilizada sem a observância das normas de direito autoral.

Revisão geral: Isabelle Martins Castro

Catálogo elaborado pela Biblioteca Prof. Luciano Jacques de Moraes do
Sistema de Bibliotecas e Informação - SISBIN - Universidade Federal de Ouro Preto

SISBIN - SISTEMA DE BIBLIOTECAS E INFORMAÇÃO

C355e Castro, Isabelle Martins .
Ensaio de modelagem físico-analógica da deformação registrada na Saliência
Serra Central, extremo noroeste da Faixa Araçuaí. [manuscrito] / Isabelle Martins
Castro. - 2020.
61 f.: il.: color., tab., mapa.

Orientador: Prof. Dr. André Danderfer Filho.
Coorientadores: Profa. Dra. Caroline Janette Souza Gomes, Prof. Dr. Samuel
Moreira Bersan.
Monografia (Bacharelado). Universidade Federal de Ouro Preto. Escola de
Minas.

1. Geologia estrutural. 2. Falhas (Geologia). 3. Inversão tectônica. I. Bersan,
Samuel Moreira. II. Danderfer Filho, André. III. Gomes, Caroline Janette Souza. IV.
Universidade Federal de Ouro Preto. V. Título.

CDU 551.243

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

<http://www.sisbin.ufop.br>

Ficha de Aprovação

TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

TÍTULO: Ensaio de modelagem físico-analógica da deformação registrada na saliência Serra Central, extremo noroeste da Faixa Araçuaí.

AUTORA: ISABELLE MARTINS CASTRO

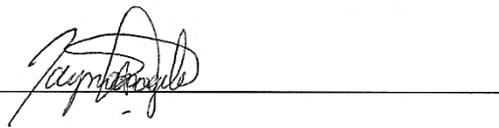
ORIENTADOR: Prof. Dr. André Danderfer Filho

Aprovada em: 20 de fevereiro de 2020

BANCA EXAMINADORA:

Profª. Drª. Caroline Janette Souza Gomes  DEGEO/UFOP

MSc. Marcela Lopes Zanon  DEGEO/UFOP

Drª. Taynara D'Angelo  DEGEO/UFOP

Ouro Preto, 20/02/2020

Agradecimentos

O primeiro sentimento que sinto ao começar a rascunhar as primeiras palavras que começarão a dar forma ao meu trabalho é GRATIDÃO!

Deus, obrigada por ter fortalecido os meus ombros para que eu não me curvasse diante dessa caminhada. Obrigada por sempre me conduzir sob o Teu colo em todos os momentos.

Mãe e Pai, obrigada por serem meus heróis! Obrigada por serem o meu maior exemplo de garra, humildade e fé. Mãe, obrigada por sempre me apoiar e me ajudar nessa caminhada. Nunca me deixar desistir e sempre me mostrar que sou capaz de muito mais do que acreditava. Pai, obrigada por sonhar esse sonho junto comigo. Obrigada por não medirem esforços para me manter na caminhada, sempre me ajudando em tudo. Té, eu não tenho palavras para agradecer tudo o que você faz por mim, por me ensinar a ser mais forte, me apoiar nos momentos de luta, me colocar pra cima nos momentos de tristeza. Obrigada por ser minha melhor amiga, minha companheira, meu porto seguro e meu refúgio para todos os momentos. Muito obrigada por serem minha família! “Não existe família perfeita, mas a minha é tão legal...”. Sem vocês não sou nada!

Vó Ruth, obrigada por todo amor e por toda as vezes que se ajoelhou aos pés da cama e pediu a Deus por mim. Vó Tita, Vó Lozinho e Vó Madô, obrigada por serem meus anjos nessa caminhada. Tia Olímpia e Tia Cicida, obrigada por serem tias-mães e por todas as vezes que rezaram por mim e me mandaram as melhores energias. Tia Ieda, obrigada por sempre dar forças a mim e a minha mãe, pelo seu companheirismo e pela sua alegria que sempre contagiou a todos nós. Família Souza, o apoio de vocês foi fundamental. Família Castro, obrigada pela torcida. Geogalera 14.1 e agregados e demais amigos que Ouro Preto me permitiu conhecer, obrigada pelos melhores anos da minha vida!

À professora Maria Paula, obrigada pela força e pelo apoio desde sempre! Obrigada por me ensinar a lutar e sempre encarar a vida com sorriso no rosto. Obrigada por ser uma inspiração. Ao professor Danderfer, obrigada por dedicar uma parte do seu tempo com toda atenção do mundo e por acreditar em mim. Obrigada pelas lições. Obrigada por exercer com tanta maestria a arte de lecionar. À professora Caroline, obrigada por me passar seus conhecimentos com tanto amor, atenção e carinho. Obrigada por estar ao meu lado. Obrigada por toda sua dedicação ao meu trabalho. Ao Samuel, obrigada por me ajudar nas ideias mirabolantes e fazer dar certo o meu trabalho. Marcela obrigada por me ajudar a encontrar saídas para fazer o trabalho acontecer, por me apoiar e não deixar desanimar. À Gisela, muito obrigada por toda paciência para me ensinar cada passo do processo. A todos os mestres do DEGEO que além de me ensinarem a geologia, também me ensinaram lições de vida! Hoje saio daqui mais forte.

Muito obrigada ao laboratório de Modelagem Tectônica do DEGEO/UFOP, por todos os equipamentos empregados para o meu trabalho, pela disponibilidade dos materiais necessários. Agradeço também ao Laboratório CTGA no NUGEO/UFOP, por me permitir utilizar o agitador de peneiras para o preparo da areia quando mais precisei. Especialmente à Larissa e à Mariana que sempre estiveram disponíveis para me ajudar com os vários horários que precisei.

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	ix
SUMÁRIO	xi
ÍNDICE DE FIGURAS	xiii
ÍNDICE DE TABELAS	xix
RESUMO	xxi
INTRODUÇÃO	1
1.1 APRESENTAÇÃO	1
1.2 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA	2
1.3 OBJETIVO	3
1.4 MATERIAIS E MÉTODOS	4
1.4.1 Revisão bibliográfica	4
1.4.2 Realização dos experimentos.....	4
1.5.2 Tratamento e Análise de dados	7
1.4.3 Discussão dos resultados	7
1.4.4 Elaboração da monografia	7
CONTEXTO GEOLÓGICO	9
2.1 CONTEXTO GEOTECTÔNICO.....	9
2.2 TRABALHOS ANTERIORES	10
2.3 ARCABOUÇO ESTRATIGRÁFICO	11
2.3.1 Embasamento.....	11
2.3.2 Intrusivas máficas	12
2.3.3 Supergrupo Espinhaço	12
2.3.4 Supergrupo Macaúbas	13
- Grupo Macaúbas	13
2.3.5 Grupo Bambuí	13
2.4 ARCABOUÇO ESTRUTURAL.....	13
2.5 EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DO ARCABOUÇO ESTRUTURAL.....	16
ESTADO DA ARTE	19
3.1 MODELAGEM FÍSICA	19
3.2 FALHAS DE TRANSFERÊNCIA (<i>TRANSFER FAULT</i>)	19
3.2.1 Definição.....	19

3.2.2	Estruturas associadas.....	20
3.2.3	Exemplos naturais	21
3.2.4	Modelagem físico-analógica	22
3.3	FALHAS DE RASGAMENTO (<i>TEAR FAULTS</i>)	24
3.3.1	Definição	24
3.3.2	Estruturas associadas.....	25
3.3.3	Exemplos naturais	25
3.4	INVERSÃO TECTÔNICA DE FALHAS DE TRANSFERÊNCIA COMO FALHAS DE RASGAMENTO	25
3.4.1	Definição	25
3.4.2	Estruturas associadas.....	26
3.4.3	Modelagem físico-analógica	26
	EXPERIMENTOS	29
4.1	EXPERIMENTO 1	29
4.2	EXPERIMENTO 2	31
4.3	EXPERIMENTO 3	34
4.4	EXPERIMENTO 4	36
	DISCUSSÃO DOS RESULTADOS	41
5.1	A ANÁLISE DOS EXPERIMENTOS EM PERFIL E EM PLANTA.....	41
5.2	A COMPARAÇÃO ENTRE OS PERFIS DO MODELO TECTÔNICO E O DOS EXPERIMENTOS	44
	CONCLUSÃO	47
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	49
	Apêndice I.....	53
	Apêndice II.....	57

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1 - Mapa geológico-estrutural da área foco.....	1
Figura 1.2 - Mapa de localização da área estudada no Brasil e articulação das folhas abrangentes.....	3
Figura 1.3 - A falha normal mestra segmentada por uma falha de transferência da região da Serra Central segundo Bersan & Danderfer (2017).....	4
Figura 2.1 - Mapa tectônico da porção oeste do Orógeno Araçuaí, com destaque para seus compartimentos e grandes zonas de cisalhamento.....	10
Figura 2.2 - Modelo tectônico hipotético para explicar a evolução estrutural da área. Mapa A e seção transversal A-A') Evento do rifte Macaúbas; B e seções transversal B-B') e C-C') evento compressional (orogenia Brasileira) e a inversão tectônica. C) Esquema representando a rampa oblíqua reversa dextral desenvolvida no domínio da Serra Central.....	177
Figura 3.1 - Aparato utilizado por Sir James Hall em seu segundo experimento..	199
Figura 3.2 - (a) Vista em planta de uma zona de transferência simples conectando duas falhas lítricas normais. (b) Falhas de transferência separando três zonas de estilos deformacionais diferentes. (c) Seções A-A', B-B' e C-C' (modificado de Gibbs 1984).....	20
Figura 3.3 - (a) Aparato experimental utilizado nos experimentos. (b) Parâmetros impostos (condição inicial) e observado (condição final) relativos à zona de transferência..	22
Figura 3.4 - Evolução da zona de transferência do modelo 3.	23
Figura 3.5 - Extensão final dos experimentos 7, 2, 5 e 6..	24
Figura 3.6 - (A) A caixa dos experimentos usada pelos autores, vista em planta. Observar a placa de alumínio móvel recortada no meio para gerar uma zona de transferência que também é mostrada, de forma esquemática, em (B); além disto, apresentam-se em (B) a posição das fotografias das figuras 3.7 e 3.8.	26

Figura 3.7 - Fotografias de um dos experimentos (experimento 1), em planta, após 25 mm de extensão e após 50 mm (200%) de inversão positiva (modificado de Konstantinovskaya <i>et al.</i> 2007).	27
Figura 3.8 - Desenhos feitos a partir de imagens de raio-X obtidos de tomógrafo computadorizado de perfis do experimento acima mostrado (experimento 1)...	27
Figura 4.1 - A caixa do 1º experimento com as medidas internas.....	29
Figura 4.2 - Vista em perfil do Experimento 1 após o preenchimento com areia e antes da deformação.	29
Figura 4.3 - Fotografias do Experimento 1, ao final da deformação em planta.	30
Figura 4.4 - Fotografias do Experimento 1.....	31
Figura 4.5 - Fotografia da caixa do Experimento 2 sem a areia e com os blocos de falhas e respectivas medidas.	32
Figura 4.6 - Vista em perfil do Experimento 2 após o preenchimento com areia e antes da deformação.	32
Figura 4.7 - Fotografias do Experimento 2, ao final da deformação, em planta.	32
Figura 4.8 - Fotografias do Experimento 2.....	33
Figura 4.9 - Fotografia da caixa do Experimento 3 sem a areia e com os blocos de falhas e respectivas medidas.	34
Figura 4.10 - Vista em perfil do Experimento 3 após o preenchimento com areia e antes da deformação.	34
Figura 4.11 - Fotografia do Experimento 3, em planta ao final da deformação, com a localização dos cortes efetuados no experimento.	35
Figura 4.12 - Fotografias de alguns cortes no Experimento 3, com vista de norte para sul. As linhas em verde representam as estruturas da primeira fase, em azul da segunda.	36
Figura 4.13 - Fotografias do Experimento 4.....	37

Figura 4.14 - Fotografia do Experimento 4, através do vidro lateral da caixa, com vista de norte para sul. (A) Ao final da primeira fase de extensão (de 5,5 cm de extensão) e (B) ao final da segunda fase de extensão (de 5,0 cm de extensão).....	37
Figura 4.15 - Fotografia em planta, após as duas fases de extensão do Experimento 4.....	38
Figura 4.16 - Fotografias de alguns cortes do Experimento 4, com vista de norte para sul....	39
Figura 5.1 - Perfis através do domínio norte que mostram como a geometria prévia das estruturas influencia a geometria da bacia: (A) Experimento 1 e (B) Experimento 2.	41
Figura 5.2 - O domínio I dos experimentos 2 e 3, que se diferenciam pelo comprimento da bacia e pelo número de falhas na crista do anticlinal de <i>rollover</i>	42
Figura 5.3 - Perfis dos experimentos 3 (A) e 4 (B) ao final das duas fases de extensão.....	42
Figura 5.4 - Comparação dos perfis dos experimentos 1 e 2 através da zona de transferência	43
Figura 5.5 - Perfis das duas fases de extensão: (A) a interpretação de Bersan <i>et. al</i> (2017) e (B) o corte 3, do Experimento 3, que foi invertido para ter mesma orientação do perfil AA'.....	44
Figura 5.6 - Perfis das três fases de deformação: duas de extensão e, a mais nova, de compressão. (A) O modelo tectônico proposto por Bersan <i>et al.</i> (2017) e (B) o modelo físico (Experimento 4), ao final da compressão.....	45

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1.1	-	As principais condições dos experimentos desenvolvidos.....	6
-------------------	---	---	---

Resumo

O limite entre o cráton São Francisco e a porção noroeste da faixa Araçuaí, extremo noroeste do Cinturão de Cavalgamentos da Serra do Espinhaço, é definido pela saliência Serra Central. A região é caracterizada por rochas do embasamento cristalino e de metassedimentos do Supergrupo Espinhaço e do Grupo Macaúbas. Por meio de modelos físicos, pretendia-se contribuir para o conhecimento da evolução tectônica da área. O principal intuito era analisar se é possível que falhas de transferência sejam reativadas como falhas de rasgamento durante uma inversão tectônica positiva. Utilizaram-se caixas de acrílico, de dimensões decimétricas, nas quais camadas horizontais de areia tingida simulavam as rochas da região. Foram desenvolvidos quatro experimentos. Dois simularam uma única fase de extensão, um duas fases de extensão e o quarto duas extensões e uma inversão tectônica. Os experimentos revelaram que quando a direção da extensão e a da falha de transferência não coincide, a formação de uma bacia transtrativa impede a reativação da falha de transferência como falha de rasgamento. Na região da falha de transferência do arcabouço estrutural preexistente formou-se, em planta, durante a extensão, uma pequena inflexão mostrando a influência das estruturas antigas sobre as mais novas. Em perfil, observou-se que uma segunda extensão, na mesma direção da primeira, causa uma rotação da falha de borda mais antiga diminuindo o seu ângulo de mergulho. A inversão tectônica gerou a reativação da falha de borda da bacia mais nova, no antepaís, e uma falha de empurrão no pós-país além de pequenas dobras. Estas estruturas se assemelham às feições de perfis estruturais reconhecidas na região da saliência Serra Central. Pelos experimentos realizados, foi observado que nas condições realizadas, a falha de transferência não foi reativada como falha de rasgamento durante a compressão, pois formou-se uma bacia transtensional.

Palavras-chave: Saliência Serra Central (MG); modelagem físico-analógica; extensão; inversão tectônica positiva; falhas de transferência.

CAPITULO 1

INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

Os estudos que almejem o conhecimento da evolução sedimentar de bacias, exigem conhecimento do embasamento, uma vez que suas características podem exercer um forte controle na geometria, nos modelos de deposição das bacias sobrepostas e na estruturação interna. Riftes continentais são largamente influenciados por zonas de fraquezas preexistentes no embasamento, muitas vezes representadas por estruturas dúcteis reativadas em níveis crustais mais rasos.

Com o intuito de contribuir ao modelo tectônico de Bersan (2015) e Bersan *et al.* (2017) relativo à região da Serra Central (denominada de Saliência da Serra Central, pelos autores) no extremo noroeste do Cinturão de Cavalgamento da Serra do Espinhaço, porção ocidental do Orógeno Araçuai, norte de Minas Gerais, foram desenvolvidos experimentos de modelagem físico-analógica.

Segundo Bersan (2015) e Bersan *et al.* (2017) a região da Serra Central foi submetido a três eventos tectônicos, dois extensionais (relativos aos riftes Espinhaço e Macaúbas) e um compressional. Este último teria ocorrido com vergência no sentido do Cráton São Francisco (para oeste) durante o Evento Brasileiro e teria sido controlado pela morfologia das bacias preexistentes. Os autores sugerem que as zonas de cisalhamento Rio Verde Pequeno e Bocaina-Grama (Fig. 1.1) teriam sido nucleadas como falhas de transferência ou zonas de acomodação durante as fases extensionais sendo reativadas como falhas de rasgamento durante a inversão tectônica brasileira.

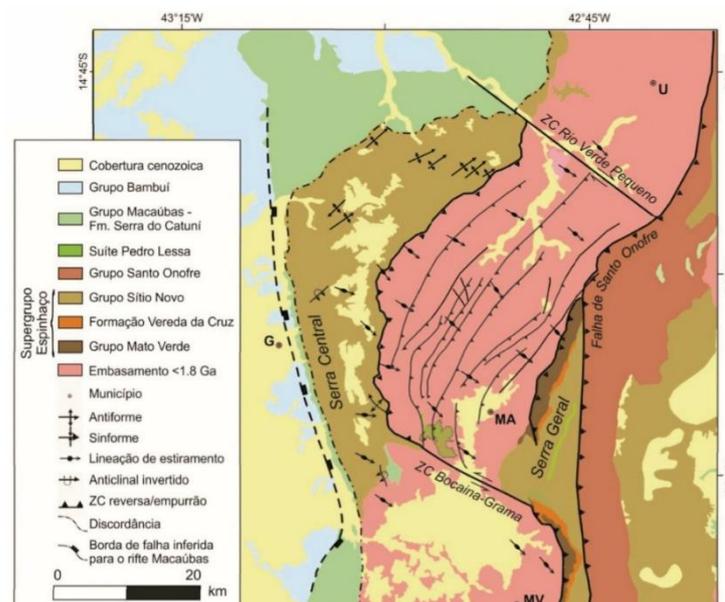


Figura 1.1 - Mapa geológico-estrutural da área foco (modificado de Bersan & Danderfer, 2017).

No presente estudo, experimentos em caixas de areia foram montados para se analisar o comportamento de uma falha de transferência durante uma inversão tectônica positiva. Em três experimentos simularam-se as fases extensionais: dois experimentos com uma fase e o terceiro com duas fases. Os experimentos variaram entre si pela estruturação usada para a indução de uma falha de transferência. Apenas em um quarto experimento gerou-se a inversão tectônica.

A modelagem física analógica constitui um método didático para se observar a deformação progressiva em montagens decimétricas e tem o objetivo de tentar compreender os processos deformacionais que ocorrem na natureza. É, hoje, uma importante ferramenta da Geologia Estrutural / Tectônica que permite também testar modelos tectônicos teóricos quanto a sua viabilidade geométrica, mecânica e cinemática.

1.2 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA

A área de estudo abrange o extremo norte de Minas Gerais e a porção sul da Bahia envolvendo os municípios de Espinosa, Mamonas, Gameleiras, Monte Azul e Santo Antônio do Retiro, Urandí, Sebastião Laranjeiras, Pindaí, Candiba, Palmas de Monte Alto e Guanambi, nos respectivos estados. Engloba o Parque Estadual Caminho dos Gerais, em Minas Gerais.

Como mostrado na figura 1.2, a área está localizada entre os paralelos 14°13'8" e 15°20'46" e meridianos 42°36'9" e 43°20'4", a área ocupa seis folhas cartográficas na escala 1:100.000 elaborada pelo IBGE: Palmas de Monte Azul (SD-23-Z-B-I), Guanambi (SD-23-Z-B-II), Rio Verde Pequeno (SD-23-Z-B-IV), Espinosa (SD-23-Z-B-V), Gameleiras (SD-23-Z-D-I) e Monte Azul (SD-23-Z-D-II). A área é retangular, com cerca de 125 Km de comprimento e 77,5 Km de largura, totalizando aproximadamente 9700 Km².

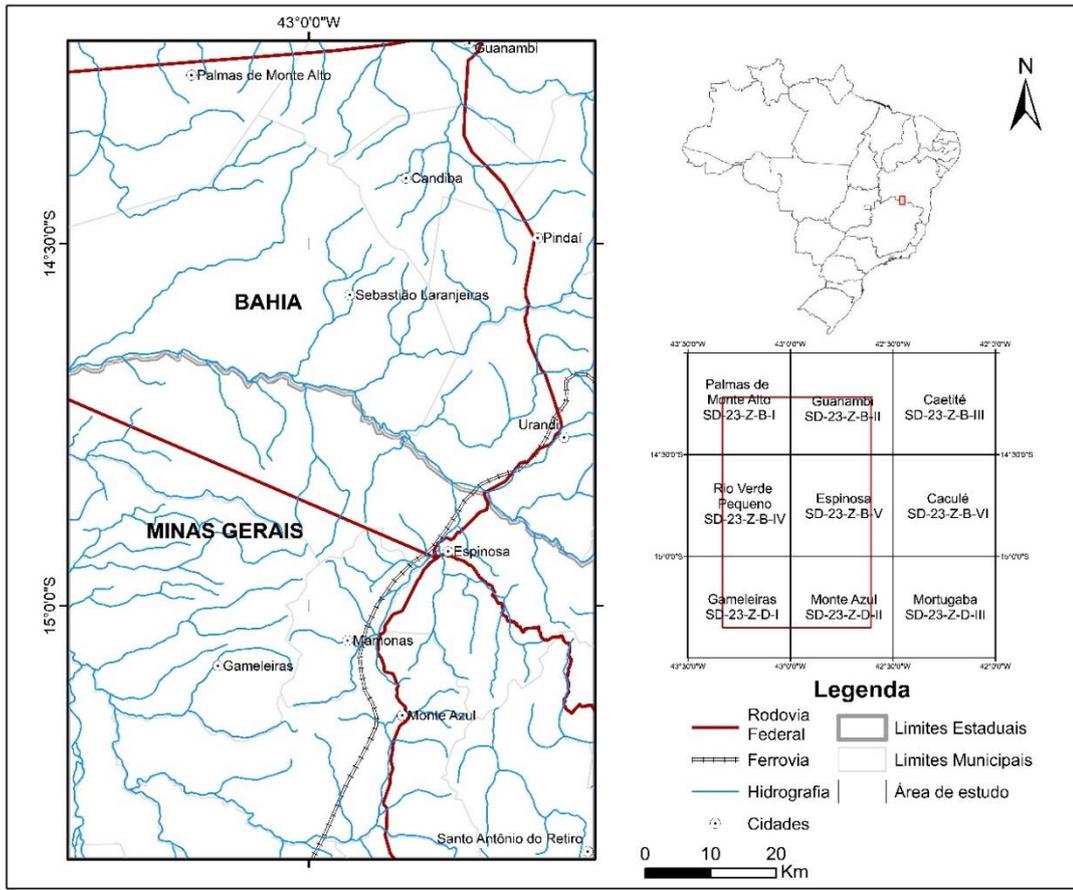


Figura 1.2 - Mapa de localização da área estudada no Brasil e articulação das folhas abrangentes.

1.3 OBJETIVO

O presente trabalho tem como objetivo principal contribuir ao conhecimento das deformações extensional e compressional responsáveis pelo desenvolvimento do setor noroeste da faixa Araçuai conforme modelo tectônico de Bersan (2015) e Bersan *et al.* (2017).

Por meio de experimentos físicos pretendia-se responder a uma questão simples, mas importante do modelo tectônico dos autores acima citados: podem falhas de transferência serem reativadas como falhas de rasgamento durante uma inversão tectônica positiva? O intuito era analisar a estruturação de duas fases de extensão, sobrepostas, seguidas por uma fase de compressão, e controladas por falhas mestras interligadas por uma falha de transferência.

1.4 MATERIAIS E MÉTODOS

1.4.1 Revisão bibliográfica

A principal base de consulta para o desenvolvimento do trabalho foi a tese de mestrado Análise estrutural do embasamento e da cobertura no extremo norte do cinturão de cavalgamentos da serra do Espinhaço (Bersan 2015) e os artigos Bersan *et al.* 2017 e Bersan & Danderfer 2017.

A fim do melhor entendimento da prática da modelagem físico-analógica, artigos que abordam tal tema foram utilizados como, por exemplo, Graveleau *et al.* 2012 e Kontantinovskaya *et al.* 2007.

1.4.2 Realização dos experimentos

Foram realizados quatro experimentos, três de natureza extensional e um compressional, em caixas de areia. Em todos os experimentos realizados empregou-se areia de quartzo como material analógico que passou por um tratamento inicial, de lavagem, para a retirada da porção argilosa. Realizada tal etapa, o material foi colocado em estufa para secagem, foi então peneirada separando-se areia muito grossa da fina, utilizando-se nos experimentos o intervalo granulométrico entre 0,210 mm e 0,350 mm. Feito isso, a areia foi pintada com tinta Acrilex.

Em seguida, as caixas de experimentos foram montadas considerando-se a deformação ocorrendo na crosta rúptil (escala vertical de 1: 100.000, isto é, 1 cm = 1 km) e a geometria e a posição das principais falhas, no protótipo. Além disto, foram levantadas informações sobre a possível magnitude de deformação e a orientação do movimento (equivalente ao campo de esforços naturais).

As dimensões da caixa de acrílico utilizadas foram de 20 cm de largura com comprimento variável (entre 15 e 20 cm) e velocidade de deformação de 2,3 cm/h, aplicado por um motor elétrico. No interior da caixa de experimentos montou-se o bloco do muro da falha mestra da bacia preexistente, segmentada por uma falha de transferência (Fig. 1.3), que segundo Bersan (2015), é, no domínio da Serra Geral, lítrica e tem direção N20W e mergulho de 60° para NE.

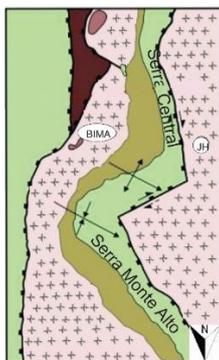


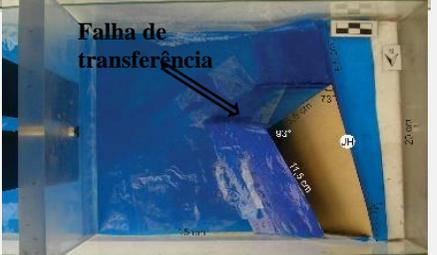
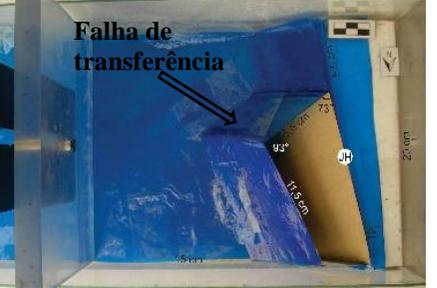
Figura 1.3 - A falha normal mestra segmentada por uma falha de transferência da região da Serra Central segundo Bersan & Danderfer (2017) que sugeriram a existência de um hemigráben prévio que teria definido uma sub-bacia distinta daquela conhecida na região. BIMA: Bloco Itacambira-Monte Azul; JH: Alto Januária (modificada de Bersan *et al.* 2017).

As principais condições de contorno dos quatro experimentos desenvolvidos constam na tabela 1.1 sendo os demais detalhes apresentados no capítulo 4, da descrição dos resultados. Todos os modelos foram montados com apenas uma falha mestra e uma de transferência e, assim, representam uma simplificação da natureza, procedimento comum na modelagem física analógica. Além disto, para facilitar a montagem dos experimentos, trabalhou-se com a extensão com vergência para leste e a inversão, com vergência para oeste, mas, em função da posição do aparelho de deformação, inverteu-se a posição do norte nas caixas de experimentos.

Durante a deformação progressiva realizou-se a documentação das estruturas a partir de fotografias, em perfil e em planta, em intervalos regulares.

Ao término de cada experimento, a areia foi umedecida com água para a realização de cortes paralelos ao transporte tectônico. Estes cortes também foram fotografados para a documentação da deformação interna, que variava em 3D.

Tabela 1.1 - As principais condições dos experimentos desenvolvidos. JH: Alto Januária.

EXPERIMENTOS	FASES DE DEFORMAÇÃO	O BLOCO DO MURO DA FALHA MESTRA	A FALHA DE TRANSFERÊNCIA	FIGURA
1	Uma extensão	Na região sul: em madeira com uma superfície plana de 60° de mergulho, e, na região norte: uma das bordas da cartolina azul.	Uma cartolina triangular (azul) posicionada na porção sul da base da caixa junto à falha mestra.	
2	Uma extensão	Nas regiões norte e sul: em isopor com superfície lústica de 60° de mergulho.	Em isopor com superfície plana, com 60° de mergulho.	
3	Duas extensões	Na região sul: em isopor, com superfície lústica e 60° de mergulho, e, na região norte: em caixa de papelão, com superfície lústica e 60° de mergulho.	Em papel, com superfície plana, com 60° de mergulho.	
4	Duas extensões + uma compressão	Na região sul: em isopor, com superfície lústica e 60° de mergulho, e, na região norte: em caixa de papelão, com superfície lústica e 60° de mergulho.	Em papel, com superfície plana, com 60° de mergulho.	

1.5.2 Tratamento e Análise de dados

Com o auxílio do *CorelDraw* versão 2018 foi realizado o tratamento de todas as fotografias para a análise e interpretação. Para a confecção dos mapas, foi utilizado o *ArcMap* versão 10.5.

1.4.3 Discussão dos resultados

Nesta etapa do trabalho, foram feitas as devidas considerações a respeito dos dados obtidos a partir da modelagem física e dos dados apresentados por Bersan (2015) e Bersan *et al.* (2017).

1.4.4 Elaboração da monografia

A elaboração da monografia foi realizada concomitante ao processo de realização dos experimentos e é composta por seis capítulos.

O primeiro dele, a Introdução, aborda, principalmente, a localização geográfica da área, os objetivos que se desejam alcançar com o trabalho e a metodologia empregada.

No segundo capítulo levantaram-se os aspectos geológicos da área, como contexto geotectônico, os trabalhos anteriores existentes para a área trabalhada, o arcabouço estratigráfico e estrutural e a evolução geológica.

O terceiro capítulo, chamado de Estado da Arte, apresenta uma revisão bibliográfica acerca da modelagem física e dos tipos de falhas modelados pelo trabalho. Aborda um breve contexto histórico da modelagem. São apresentados os conceitos, as estruturas relacionadas e exemplos de modelagem física para cada um dos tipos de falhas. Além do levantamento de informações a respeito de inversão tectônica, a partir de falhas de transferência como falhas de rasgamento.

O capítulo 4, descreve a montagem dos experimentos, à deformação e a descrição dos resultados.

No capítulo 5 são feitas as interpretações e discussões, comparando-se os experimentos entre si e com a natureza a partir do modelo proposto por Bersan *et al.* (2017).

E, no capítulo 6, são apresentadas as conclusões do trabalho.

CAPÍTULO 2

CONTEXTO GEOLÓGICO

2.1 CONTEXTO GEOTECTÔNICO

Os crátons e sistemas orogênicos presentes na América do Sul foram moldados pela fusão (convergência e colisão) de diversas placas durante o período Ediacariano/Cambriano, quando essa porção fez parte do supercontinente Gondwana. A Serra Central está localizada no extremo noroeste do cinturão de cavalgamentos da Serra do Espinhaço (Alkmim *et al.* 2006), no limite entre a porção leste do cráton São Francisco e a região noroeste da faixa de dobramentos Araçuaí (Fig. 2.1).

Segundo Alkmim *et al.* (1993), o cráton é caracterizado por uma deformação do tipo *thin-skinned* ao longo de uma faixa de antepaís, enquanto a faixa Araçuaí é marcada pelo envolvimento do embasamento na deformação da cobertura. Almeida (1977) definiu a faixa Araçuaí como sendo resultado da orogenia Brasileira que permeia o cráton São Francisco a sudeste. De forma geral, o cinturão de cavalgamentos da Serra do Espinhaço apresenta vergência para o cráton São Francisco. A estrutural da região é dominada por falhas de empurrão e dobras de orientação NS, apresenta, também, lineações de estiramento EW e indicadores cinemáticos enfatizando o transporte tectônico para oeste (Uhlein 1991, Dussin & Dussin 1995, Grossi Sad *et al.* 1997, Alkmim *et al.* 2006).

O orógeno Araçuaí-Oeste Congo teve seu desenvolvimento confinado em um ambiente de golfo, parcialmente oceanizado e articulado com aulacógenos. A estratigrafia do sistema é composta por rochas do embasamento Arqueano/Paleoproterozóico, rochas de cobertura Meso a Neoproterozóicas dos supergrupos Espinhaço, Macaúbas e São Francisco e intrusões máficas pós-Espinhaço (Bersan 2015).

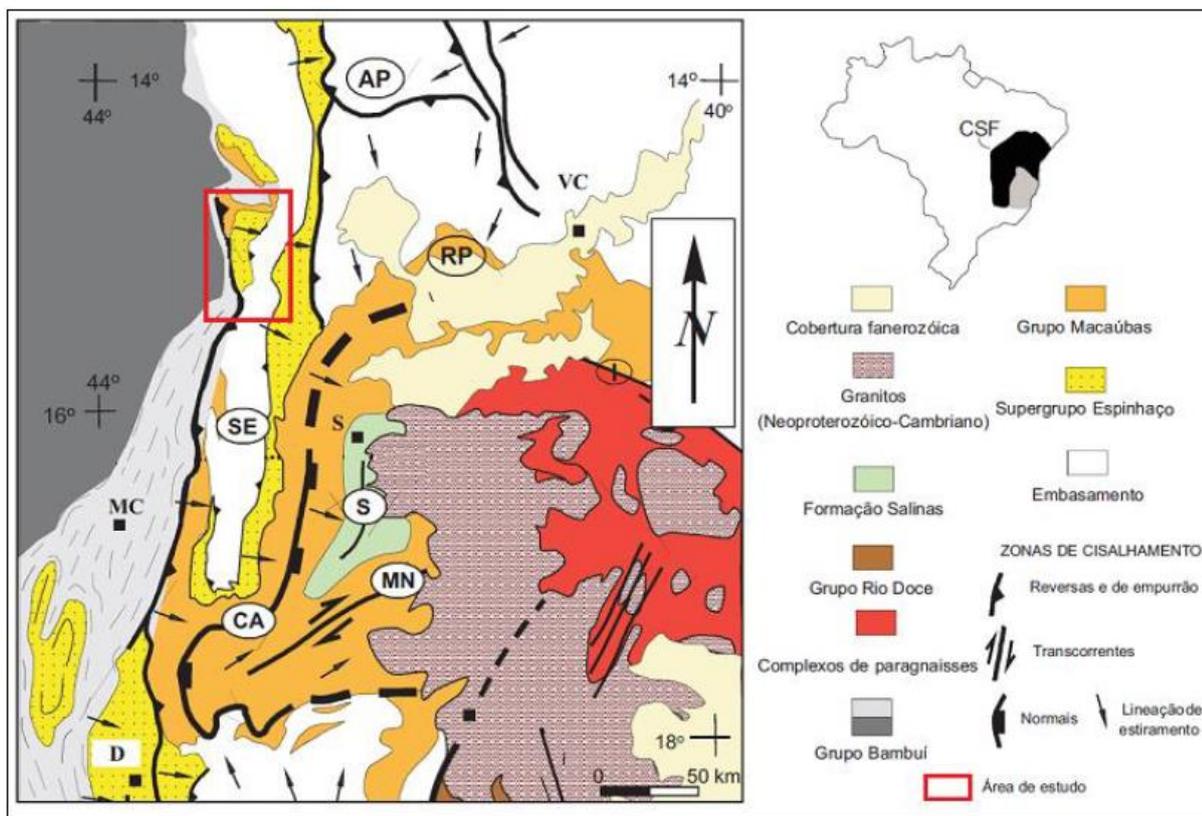


Figura 2.1 - Mapa tectônico da porção oeste do Orógeno Araçuai, com destaque para seus compartimentos e grandes zonas de cisalhamento. SE: cinturão de cavalgamentos da Serra do Espinhaço Meridional; CA: zona de cisalhamento da Chapada Acauã; S: zona de dobramentos de Salinas; MN: corredor transpressivo de Minas Novas; PR: saliência do Rio Pardo e zona de interação com o aulacógeno do Paramirim; I: zona de cisalhamento Itapebi (modificado de Alkmim *et al.* 2007).

2.2 TRABALHOS ANTERIORES

A região da serra do Espinhaço estudada apresenta até o momento poucos trabalhos, quando comparada as outras áreas do mesmo domínio fisiográfico. Os escassos estudos provêm de mapeamentos sistemáticos realizados em escalas de média a baixa resolução (1:50.000 a 1:1.000.000).

O primeiro trabalho de mapeamento na região foi desenvolvido pela PROSPEC S/A para o Convênio DNPM/CPRM, Projeto Leste do Tocantins-Oeste do Rio São Francisco – LETOS, em escala 1:250.000 (Costa *et al.* 1976). A primeira compilação dos dados geológicos da área foi realizada por Bruni *et al.* (1976), confeccionando a folha SD-23 Brasília, em escala 1:1.000.000, presente na Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo. Também em escala 1:1.000.000, na região, pode-se citar o Projeto RADAMBRASIL, folha SD-23 (Fernandes *et al.* 1982), há também o mapa Geológico de Minas Gerais realizado pela COMIG (Pedrosa-Soares *et al.* 1994) e a folha SD-23 do projeto Geologia do Brasil – GIS-Brasil, comandado por Souza *et al.* (2004).

O Projeto Porteirinha-Monte Azul (Drumond *et al.* 1980), apesar de não abranger a porção norte, contém a maior parte da área estudada. Tal trabalho se encontra na escala 1:50.000, apresentando a melhor resolução dentre os demais trabalhos. Knauer *et al.* (2007) realizaram o mapeamento da folha Monte Azul (SD-23-Z-D-II) em escala 1:100.000, através do convênio CPRM/UFMG. Essa composição abrange a porção sudeste da área, sendo representada pela serra do Ginete e uma pequena porção da Serra Central.

Pode-se citar também os trabalhos desenvolvidos por Shobbenhaus (1993) onde realizou uma revisão da estratigrafia do Proterozóico Médio no Brasil, abordando, dessa forma, a geologia da região Monte Azul-Mato Verde, e o de Bertoldo (1993), abrangendo a temática da análise estrutural da região norte da Serra Central e na Serra de Monte Alto.

Os trabalhos mais recentes envolvem a tese de mestrado de Bersan (2015), trazendo a análise estrutural e apresentando como resultado três eventos tectônicos na região, sendo dois extensionais (implantação dos riftes Espinhaço e Macaúbas) e um compressional. Aliado ao mestrado dois artigos foram publicados, Bersan & Danderfer (2017) e Bersn *et al.* (2017), o primeiro retrata a análise do evento extensional, relacionado à implantação do rifte Macaúbas e o seguinte aborda a evolução cinemática da saliência da Serra Central. Costa & Danderfer (2017) e Costa *et al.* (2018) abordam uma porção da área, sendo feita uma análise da evolução tectono-estratigráfica da região do Espinhaço Central. Bersan *et al.* (2018a e b) refere-se aos estudos petrográficos, geoquímicos e geocronológicos dos granitoides do embasamento.

2.3 ARCABOUÇO ESTRATIGRÁFICO

Conforme Bersan (2015), ao se contrapor os mapeamentos já realizados na região (Drumond *et al.* 1980, Bizzi *et al.* 2003, Knauer *et al.* 2007), percebe-se um conflito entre as denominações oferecidas às unidades litoestratigráficas. Os estudos que abordam a área da Serra Central apresentam divergências no que tange o enquadramento da unidade dos metarenitos aflorantes. Neste trabalho será utilizada a nomenclatura e divisão utilizada no trabalho mais recente da área, Costa (2013 e 2017).

2.3.1 Embasamento

O embasamento Paleo a Mesoarqueano aflora majoritariamente entre as serras Central e Geral. Conforme Crocco *et al.* (1993), este embasamento continua para norte e sul sob a denominação de bloco Itacambira – Monte Azul. Nessa região, o embasamento é representado pelos gnaisse TTG do Complexo Porteirinha (Bersan *et al.* 2018a).

A Suíte Paciência, conforme Bersan *et al.* (2018b), engloba os plutonitos Paciência, Morro do Quilombo e Serra Branca, constituídos de rochas alcalinas. Os estudos petrográficos e geoquímicos para tal suíte indicam o predomínio de monzonitos e sienitos, com ocorrência de enclaves máficos. A deposição de tais rochas está relacionada aos estágios tardios da orogênese

A Suíte Catolé engloba rochas graníticas gnaissificadas e localmente milonitizadas/foliadas, datadas do Mesoproterozoico.

2.3.2 Intrusivas máficas

As rochas intrusivas básicas, comumente na forma de dique e soleiras, foram incluídas na suíte metaígneia Pedro Lessa, definida por Knauer (1990). Tais rochas encontram-se, geralmente, metamorfizadas na fácies xisto verde, de idade Toniana. Na área analisada as rochas máficas intrusivas se encontram restritas à região da serra do Ginete.

2.3.3 Supergrupo Espinhaço

O Supergrupo Espinhaço encontra-se distribuído nos domínios fisiográfico das serras do Ginete e Central.

Segundo Costa (2013), em regra, tal unidade litológica é formada por associações de rochas vulcanossedimentares, na base, acompanhada de um espesso pacote de sedimentos siliciclásticos, contendo sedimentos carbonáticos locais, metamorfizados na fácies xisto verde.

Costa (2017) desenvolveu seu estudo na porção norte do Espinhaço Central. Durante o trabalho foi descrito o rifte Calimiano, registrado no Grupo Mato Verde, a base de tal sucessão engloba conglomerados com arenitos intercalados e subordinados pelitos depositados em ambientes de leques aluviais, fluviais e lacustres. O topo da sequência é marcado pelas rochas vulcânicas e vulcânoclásticas. Coberto por depósitos eólicos, interpretados por Costa (2017) como o preenchimento da fase *sag* do rifte, descritos como a Formação Vereda da Cruz, por Costa *et al.* (2018b).

Costa (2017) também descreveu um rifte extenso caracterizado por uma sedimentação unicamente siliciclástica registrada no Grupo Sítio Novo. Na porção inferior da sequência foram encontrados conglomerados depositados em ambientes aluviais que gradam para o topo para arenitos depositados em ambiente costeiro a marinho raso.

Outro ciclo representa o preenchimento de um rifte intracontinental representado pelo Grupo Santo Onofre.

2.3.4 Supergrupo Macaúbas

- Grupo Santo Onofre

Como dito acima, segundo os estudos de Costa (2017), o Grupo Santo Onofre representa o preenchimento de um rifte intracontinental, sendo esse o último ciclo da evolução da porção norte do Espinhaço Central.

A base da sucessão (Formação Canatiba) compreende pelitos carbonosos com intercalações de arenito relacionados a ambiente de águas profundas sob condições redutoras. No topo, há arenitos com intercalações de pelito indicando ambiente de sedimentação de águas rasas. De ocorrência local, há o Membro Barrinha, e esse compreende conglomerados com arenitos subordinados relacionados a fluxo de detritos canalizados.

- Grupo Macaúbas

Se encontra imediatamente a leste da área de ocorrência do Supergrupo Espinhaço, apresentando contato tectônico com essas rochas que afloram na Serra Central.

As rochas da área foco foram descritas por Souza *et al.* (2004) e Knauer *et al.* (2007) como pertencentes à Formação Serra do Catuni, incluindo metaconglomerados polimíticos, metadiamicritos e termos xistosos finos.

2.3.5 Grupo Bambuí

É formado de metassedimentos carbonáticos e pelíticos, subordinadamente psamíticos, e ocorre como extensa cobertura sedimentar sobre o cráton São Francisco, ou como metassedimentos no interior do orógeno Araçuaí. Tais sedimentos foram depositados em uma plataforma epicontinental (Castro & Dardenne 2000, Dardenne 2000) associados com ambiente marinho (Chiavegatto 1992).

2.4 ARCABOUÇO ESTRUTURAL

Quando analisada em mapa, a serra Central revela uma tendência estrutural com um formato assimétrico que se assemelha com um bumerangue (como pode ser observado na figura 2.2) (Bersan 2015). O segmento sul da Serra Central exibe uma direção NNW-SSE com camadas sub-verticais (Drumond *et al.* 1980), o segmento norte, onde ocorre a conexão com a Serra Monte Alto, apresenta camadas dobradas em torno da direção axial NE-SW com transporte tectônico para NW, conforme Bertoldo *et al.* (1993), gerando assim, uma concavidade voltada para SE, no sentido contrário ao da vergência tectônica do cinturão de cavalgamentos da Serra do Espinhaço, que é de leste para oeste (Bersan & Danderfer 2017). Bersan (2015) afirma que a morfoestrutura estudada é marcada,

principalmente, por metassedimentos do Supergrupo Espinhaço, que apresentam direções estruturais evidenciadas por traços de acamamento e traços axiais de dobras nas imagens de satélite.

Bertoldo (1993) considera que essas dobras estão associadas à inversão do embasamento e as caracterizam como *fault-propagation folds*. A magnitude da deformação em rochas da Serra Central é variável, geralmente diminuindo para W-NW.

Conforme Bersan (2015), a leste da região Central, o embasamento é marcado por zonas de cisalhamento polarizadas para oeste, direções concordantes com a estrutura tectônica das rochas supracrustais. Essas zonas têm trajetórias curvilíneas em mapa, com concavidade para SE e exibem direções que variam de NS a NE-SW. Em tais circunstâncias, o embasamento cavalga as rochas da cobertura da Serra Central. A porção sul da serra é cortada por uma ampla zona de cisalhamento reversa com direção NW-SE e mergulho moderado para NE, designada por Bersan (2015) como zona de cisalhamento Boícana-Grama (BGSZ). Para sul, o embasamento do sistema da zona de cisalhamento exibe uma direção NNE-SSW com variação no mergulho para leste (figura 2.2).

Diques máficos, representados como lineamentos retos, com direção N-S em mapas magnéticos geofísicos (sinal analítico) foram interpretados por Bersan (2015), a oeste da serra. Esses lineamentos são segmentados por pequenos deslocamentos laterais ou apresentam formas curvas, na região da Serra Central. Este pacote de lineamentos não está evidente na área leste da serra.

A foliação metamórfica S_1 , desenvolvida em resposta ao evento compressional Brasileiro não é comum em todas as rochas. Quando definida, tal foliação apresenta orientação predominantemente N-S com mergulho para leste e se realça como uma xistosidade em rochas de granulação mais fina.

As zonas de cisalhamento são caracterizadas por rochas miloníticas com desenvolvimento localizado de filonitos e têm espessuras que podem variar de dezenas a centenas de metros. Dentro destas áreas, a foliação milonítica (S_m) é anastomosada e apresenta características como foliação S/C e minerais estirados, apresenta uma orientação média de 126/50. Além disso, veios de quartzo estirados são observados de acordo com a foliação, podendo apresentar aspectos sigmoidais. *Boudins* de veios de quartzo assimétricos estão presentes nos milonitos de cobertura (Bersan 2015).

Bersan (2015), afirma que a lineação de estiramento mineral (L_{S_m}) é representada por grãos de quartzo estirados e alinhamento das moscovitas, com orientação média de 92/30. Conforme Berthe (1979) e Simpson & Schmid (1983), a lineação de estiramento é um marcador importante para determinar a direção de cisalhamento.

Essas zonas de cisalhamento são demarcadas ao sul e ao norte por duas zonas de cisalhamento transversais de orientação NW-SE, denominadas, respectivamente, de Bocaína-Grama e Rio Verde Pequeno (Bertoldo, 1993; Bersan, 2015; Fig. 2.2).

Apesar de ser possível observar, em mapas da região, uma quantidade significativa de dobramentos, Bersan (2015) descreve que em escala de afloramento, não são observadas muitas dobras. Dobras assimétricas ocorrem no setor norte, com comprimentos métricos. Essas dobras apresentam

baixos mergulhos para NE-SW e estão associadas ao desenvolvimento de grandes anticlinais e sinclinais. Dobras macroscópicas abertas com charneiras arredondadas e linhas de charneira N-S sub-horizontais foram observadas ao longo do setor ocidental da Serra Central.

Veios de quartzo são comuns na Serra Central, conforme Bersan (2015). E esses foram divididos, por ele, em grupos de acordo com a geometria e relação espacial com a estratificação, fraturas ou foliação S_1 . Foram descritos seis grupos de veios, sendo essas feições estruturais de suma importância para a caracterização da cinemática do movimento na região. Foram caracterizadas duas famílias principais de fraturas, subverticais, uma com direção N-S e outra NE-SW. Algumas fraturas, assim como os veios, apresentam estepes que indicam o movimento dextral.

De modo geral, Bersan (2015) descreve a deformação da área como heterogênea, uma vez que rochas com pouca ou nenhuma deformação mudam para rochas intensamente folheadas e deformadas em poucos metros.

Devido à essa grande heterogeneidade da região Bersan (2015) divide a morfoestrutura da Serra Central em três subdomínios estruturais. No subdomínio oriental, no qual a deformação é mais intensa, são descritos padrões de dobramentos sobre as rochas supracrustais em resposta a duas direções de encurtamento: I) ESE-WNW, induzido pelo envolvimento tectônico do embasamento ao leste, que cavalga a cobertura para oeste; e II) N-S, condicionado pelo alto Januária, que configura um alto estrutural do embasamento do cráton São Francisco. Nesse caso, o alto de Januária teria atuado como um anteparo rígido oblíquo ao longo das bordas oeste e norte da Serra Central, favorecendo a deformação por meio de movimentos oblíquos durante o transporte tectônico de massa de ESE para WNW (Bersan 2015, *in* Bersan & Danderfer 2017). Uma clivagem S_1 , definida pela reorientação e recristalização planar de micas e agregados ou cristais de quartzo, ocorre em todo o setor com atitude média de 109/30.

O subdomínio ocidental é assinalado pela redução da deformação compressional materializada pela foliação S_1 , que varia de fraca a ausente. Apresenta acamamento sub-verticalizado segundo a direção NNW-SSE. Dobramento subverticais passam a afetar o acamamento na porção mais setentrional desse subdomínio.

No subdomínio setentrional, o *trend* principal apresenta orientação NE-SW, destoando da direção NNW-SSE constatado para os dois subdomínios anteriores. Nesse subdomínio, o encurtamento gerou dobras com traços axiais NE-SW e caimento para NE. Apresentando geometria fechada próximo ao embasamento, transicionando para dobras abertas em direção a NW, indicando, dessa forma, uma diminuição da deformação em direção a NW. A clivagem S_1 é plano-axial e apresenta mergulho para SE, indicando transporte de massa para NW. Consoante com Bertoldo (1993) e Bersan (2015), a transição do estilo deformacional entre os segmentos meridional, de *trend* NNW-SSE, e setentrional, de orientação NE-SW, ocorre de maneira gradativa, com gradual rotação das tramas planares.

2.5 EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DO ARCABOUÇO ESTRUTURAL

A análise estrutural realizada por Bersan (2015), na área, permite dizer que a evolução estrutural do arcabouço estrutural se baseia na evolução de dois eventos tectônicos diferentes, um de natureza extensional e outro compressional. O evento extensional, relacionado à deposição da bacia Macaúbas, foi descrito, por ele, na porção ocidental da Serra Central, uma vez que apresenta baixa magnitude da orogenia Brasileira, sendo, então, julgado como um local ideal para estudo da deposição de bacias. O evento compressional, representado pela orogenia Brasileira, foi o responsável pela edificação da saliência da Serra Central.

As estruturas observadas por Bersan (2015) sobre os estratos do Grupo Sítio Novo permitiram, Bersan & Danderfer (2017) afirmar que o rifteamento responsável pela deposição de tal grupo, provavelmente, constituiu o registro do preenchimento de um hemigráben que define uma sub-bacia distinta daquela formada na região da Serra Geral. Pode também dizer que a sucessão do Grupo Sítio Novo se comporta como *hanging wall* do evento de rifteamento Macaúbas. A deformação do bloco da capa durante a extensão causou a rotação das camadas do Grupo Sítio Novo, de forma a desenvolver um *rollover* com alto mergulho contra a borda de falha mestra do rifte Macaúbas. Os diagramas de PeT obtidos para o bordo oeste da Serra Central indicam que a extensão associada ao rifteamento Macaúbas se deu segundo a direção ENE-WSW, dessa forma, a borda de falha lítrica do rifte apresenta direção NNW-SSE e alto ângulo de mergulho para leste. As estrias desenvolvidas sobre a capa produzem uma tendência da acomodação da deformação segundo a direção NW-SW para a extensão na região da Serra Central. Essa extensão indica a atuação de um processo tectônico transtrativo dextral para a abertura do rifte Macaúbas.

O encurtamento crustal regional, de direção WNW-ESE afetou rochas com menos de 1,8 Ga, portanto foi associado à orogênia Brasileira (Bersan *et al.* 2017). A deformação se deu em um fluxo confinado entre duas zonas de cisalhamento transversais subpararelas, Rio Verde Pequeno, a norte e a zona de cisalhamento Bocaina-Grama, a sul, sob condições de baixo grau metamórfico, com direção de transporte tectônico para o cráton (Bersan 2015). O encurtamento tectônico da cobertura sedimentar do nível crustal raso foi acomodado através de mecanismos frágeis. A morfologia das bacias rifte preexistentes foram o controle de primeira ordem sobre a forma original da saliência da Serra Central, similarmente as curvaturas irrotacionais controladas por bacias. Entretanto, no decorrer da edificação da saliência, a interação entre a parte dianteira do cinturão de dobra e cavalgamento e a extremidade sul do Alto Januária na área de *foreland* exerceu um efeito de contraforte provocando um grau de rotação vertical secundário do eixo. Dessa forma, a morfoestrutura da Serra Central é classificada como um arco progressivo (Bersan *et al.* 2017).

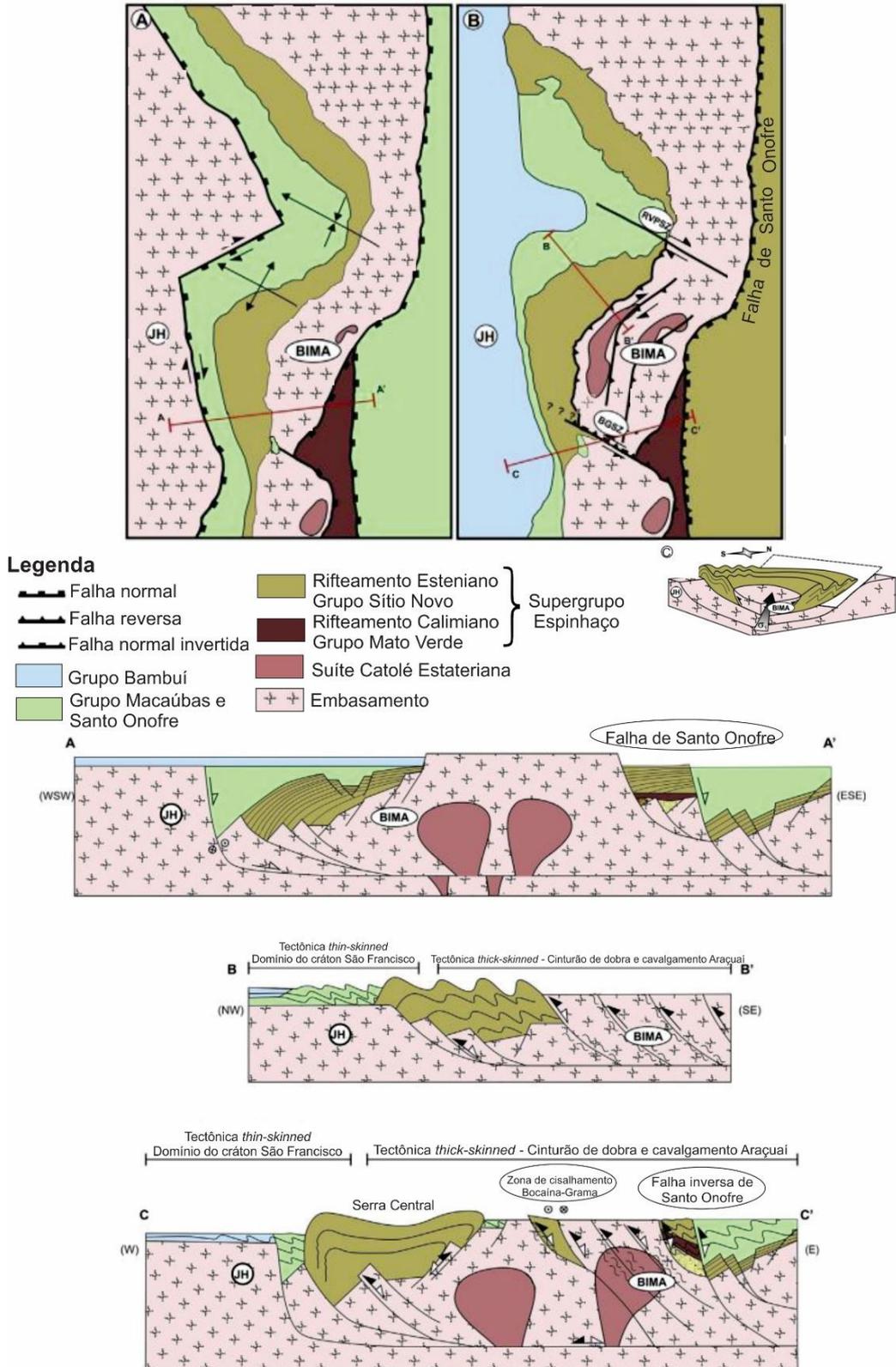


Figura 2.2 - Modelo tectônico hipotético para explicar a evolução estrutural da área. Mapa (A) e seção transversal A-A') Evento do rifte Macaúbas; (B) e seções transversal B-B') e C-C') evento compressional (orogenia Brasileira) e a inversão tectônica. (C) Esquema representando a rampa oblíqua reversa dextral desenvolvida no domínio da Serra Central. (BIMA) bloco Itacambira-Monte Azul; (BGSZ) zona de cisalhamento Bocaína-Grama; (JH) Alto Januária; (RVPSZ) zona de cisalhamento Rio Verde Pequeno (modificada de Bersan *et al.* 2017).

3.1 MODELAGEM FÍSICA

A modelagem física é uma ferramenta que auxilia a geologia estrutural e a tectônica pelo fato de simular as estruturas geológicas em laboratório. Essas simulações são uma simplificação das estruturas e deformações que ocorrem na natureza, no entanto se demonstram úteis pois permitem o acompanhamento visual do desenvolvimento da deformação.

Desde o século XIX a modelagem física vem sendo utilizada por diversos autores (Hall 1815, Favre 1878, Schardt 1884, Cadell 1888, Willis 1893, e outros autores, *in* Gravelau *et al.* 2012) para o melhor entendimento das estruturas geológicas.

Gravelau *et al.* (2012) relata que os primeiros experimentos foram realizados por Sir James Hall, para explicar a origem das dobras observadas na costa leste da Escócia. Ele realizou dois experimentos, um utilizando panos confinados na vertical e comprimidos horizontalmente por duas placas de madeira; no segundo experimento utilizou camadas de argila e estas foram submetidas a uma pressão lateral, em uma caixa com paredes móveis (Fig. 3.1). O princípio da parede móvel é aplicado até hoje.

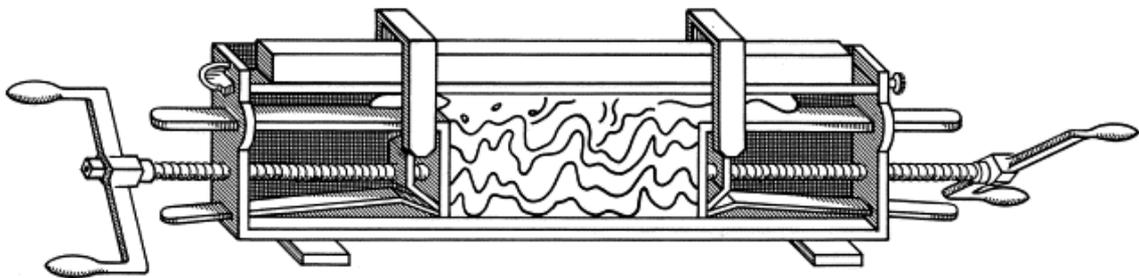


Figura 3.1 - Aparato utilizado por Sir James Hall em seu segundo experimento. Tal aparato foi apresentado no *Royal Society of Edinburgh*, em 1812 (imagem retirada de Renalli 2001).

3.2 FALHAS DE TRANSFERÊNCIA (*TRANSFER FAULT*)

3.2.1 Definição

As falhas de transferência foram definidas por Gibbs (1984) como sendo falhas transversais dispostas em alto ângulo com relação à direção de sistemas distensionais, e que permitem a conexão entre falhas com diferentes taxas de deslocamento. Gibbs também afirma que a geometria das falhas de transferência pode ser controlada por anisotropias preexistentes. A transferência pode ser lateral (ortogonal) ou oblíqua com relação à direção de distensão local ou regional.

As falhas de transferência ocorrem nas chamadas zonas de transferência. Essas zonas permitem a acomodação de distensão entre segmentos de falhas individuais ao longo do comprimento da zona de

deformação de uma bacia. Embora a presença desta zona implique uma relação geométrica entre as falhas, não determina que haja uma relação cinemática ou mecânica entre elas.

Gibbs (1984) enfatiza a importância da presença de rejeito direcional nas falhas de transferência, pois essas apresentam rejeitos direcionais maiores do que os rejeitos normais em uma seção sísmica. Em 1990, esse autor mostra que o sentido de movimento nas falhas de transferência é o contrário do deslocamento observado em mapa entre as falhas normais sintéticas. Afirma também que o estilo de deformação e o número de componentes pode variar significativamente através destas falhas de transferência.

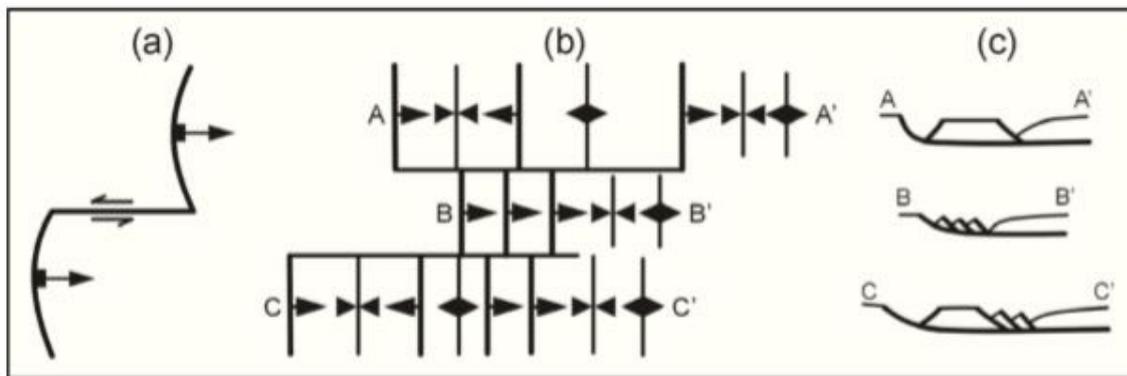


Figura 3.2 - (a) Vista em planta de uma zona de transferência simples conectando duas falhas listricas normais. (b) Falhas de transferência separando três zonas de estilos deformacionais diferentes. (c) Seções A-A', B-B' e C-C' (modificado de Gibbs 1984).

Fossen (2012) insere o conceito das falhas de transferência e o simplifica como sendo uma falha de rejeito direcional responsável pela transferência do deslocamento de uma falha para outra. Posto isso, duas falhas quaisquer quando se encontram conectadas irão realizar transferência de deslocamento. Mas esse termo é utilizado notadamente para um tipo particular de falhas de rejeito direcional, cujos extremos terminam em outras falhas ou fraturas extensionais. Esse fato faz com que as falhas de transferência sejam limitadas e não possam crescer livremente.

Ainda em seu livro, Fossen afirma que as falhas de transferência ocorrem em todas as escalas e podem conectar diversos tipos de estruturas, como fraturas extensionais preenchidas por minerais ou não, diques, veios, falhas reversas, falhas normais com mesma direção de mergulho ou opostas, e outras coisas mais. Em grande escala, as falhas de transferência são responsáveis por alterar o eixo dos riftes continentais, unindo falhas normais com mergulhos opostos.

3.2.2 Estruturas associadas

As falhas de transferência ocorrem associadas a diversas estruturas, como as de revezamento, as zonas de acomodação e de transferência.

O estudo pioneiro a respeito da interação das áreas distensionais foi desenvolvido por Larsen (1988). Onde mostrou que as falhas normais compartilham deformações através das chamadas estruturas de revezamento (*relay structure*). Entre as terminações de duas falhas sintéticas se formam as rampas de revezamento (*relay ramps*), responsáveis pela transferência da deformação de uma falha à outra. As estruturas de revezamento se arranjam em diferentes padrões chamados de sistemas de revezamento (*relay systems*).

Outra estrutura associada às essas falhas são as zonas de acomodação, esse termo foi utilizado por Rosendhal *et al.* (1986) para descrever as áreas que desenvolvem mecanismos compensatórios, permitindo que blocos distintos ocupem completamente o espaço disponível durante a atividade tectônica.

A zona de transferência é outra estrutura associada às falhas de transferência. Essa foi descrita pela primeira vez por Morley *et al.* (1990), com base em dados dos riftes do Leste Africano, como sistemas coordenados de feições deformacionais que conservam a deformação (*strain*), causada pela distensão regional.

Outras feições estruturais que ocorrem associadas às falhas do tipo *strike-slip* incluem fraturas de cisalhamento, dobras, falhas normais e empurrões.

3.2.3 Exemplos naturais

Falhas desse tipo são comumente encontradas na natureza. Relacionadas à eventos extensionais de formação de bacias sedimentares. Como é o caso estudado no presente trabalho, a falha Rio Verde Pequeno, no contexto do rifteamento Macaúbas experimentado na região (Bertoldo *et al.* 1993).

A falha de Caritá, presente no rifte do Recôncavo Tucano-Jatobá, é considerada a feição mais marcante na região de alternância na assimetria dos semi-grábens das bacias do Tucano Central e Norte. Essa falha foi descrita pela primeira vez, como sendo de transferência por Vasconcellos (2003).

A falha Murchison-Statfjord North, no Mar do Norte, é um exemplo de estrutura de 25 km de comprimento que se originou pela ligação de segmentos iniciais com até 4 km de comprimento. Um modelo de evolução desta falha foi apresentado por Young *et al.* (2001). Inicialmente isolados, os segmentos colineares menores ligaram-se ao longo da direção da zona de falha, formando dois segmentos mais longos, paralelos e não-colineares com aproximadamente 9 km de extensão, separados por uma rampa de revezamento. Com a continuidade dos movimentos das falhas, a rampa foi rompida, com a ligação passando a ocorrer por uma falha de transferência (Young *et al.* 2001).

Gibbs (1984) cita o exemplo da falha de transferência do gráben Vikings, estudado por Johnson & Dingwall (1981), e afirma que a geometria de tal estrutura é controlada pelos *trends* da Caledônia.

Diversos outros exemplos podem ser citados, uma vez que são encontradas em outras bacias, como na bacia de Santos (Souza 2008), na bacia Sergipe-Alagoas (Destro 1995), quatro zonas de transferência podem ser observadas no rifte Leste Africano (Acocella *et al.* 1999), entre outras.

3.2.4 Modelagem físico-analógica

Uma investigação detalhada a respeito das modelagens de falhas de transferência foi desenvolvida, entre outros por Acocella *et al.* (1999) e Hus *et al.* (2005).

Acocella *et al.* (1999) utilizaram modelos de caixa de areia para simular a arquitetura das zonas de cisalhamento em riftes continentais estreitos, e avaliar o papel das anisotropias herdadas do embasamento (Fig. 3.3).

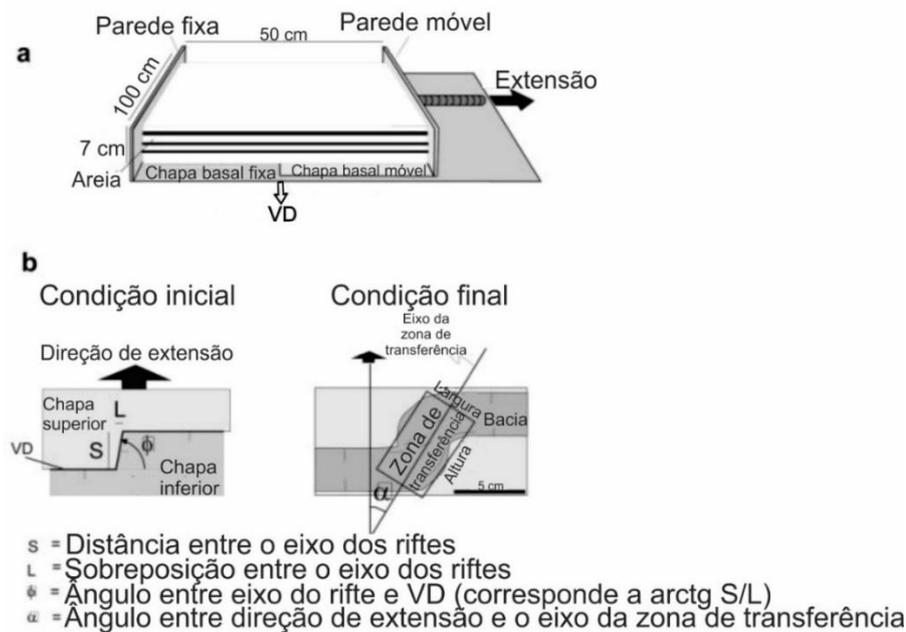


Figura 3.3 - (a) Aparato experimental utilizado nos experimentos. (b) Parâmetros impostos (condição inicial) e observado (condição final) relativos à zona de transferência. Entende-se por VD = descontinuidade de velocidade, que diz respeito à borda da placa de alumínio (modificada de Acocella *et al.* 1999).

Foram realizados 5 experimentos. Para os três primeiros (2, 3 e 7; Figs. 3.4 e 3.5) mantiveram-se a mesma distância ente o eixo dos riftes (S), porém uma diferente sobreposição (L) e, conseqüentemente, diferentes ângulos entre o eixo do rifte e VD (Φ). Os demais experimentos (5 e 6, Fig. 3.5) apresentam $\Phi = 90^\circ$, constante, e diferentes distancias (S). A figura 3.4 apresenta um modelo (o modelo 3) em 3D. Os outros modelos são apresentados apenas com a deformação final, na figura 3.5.

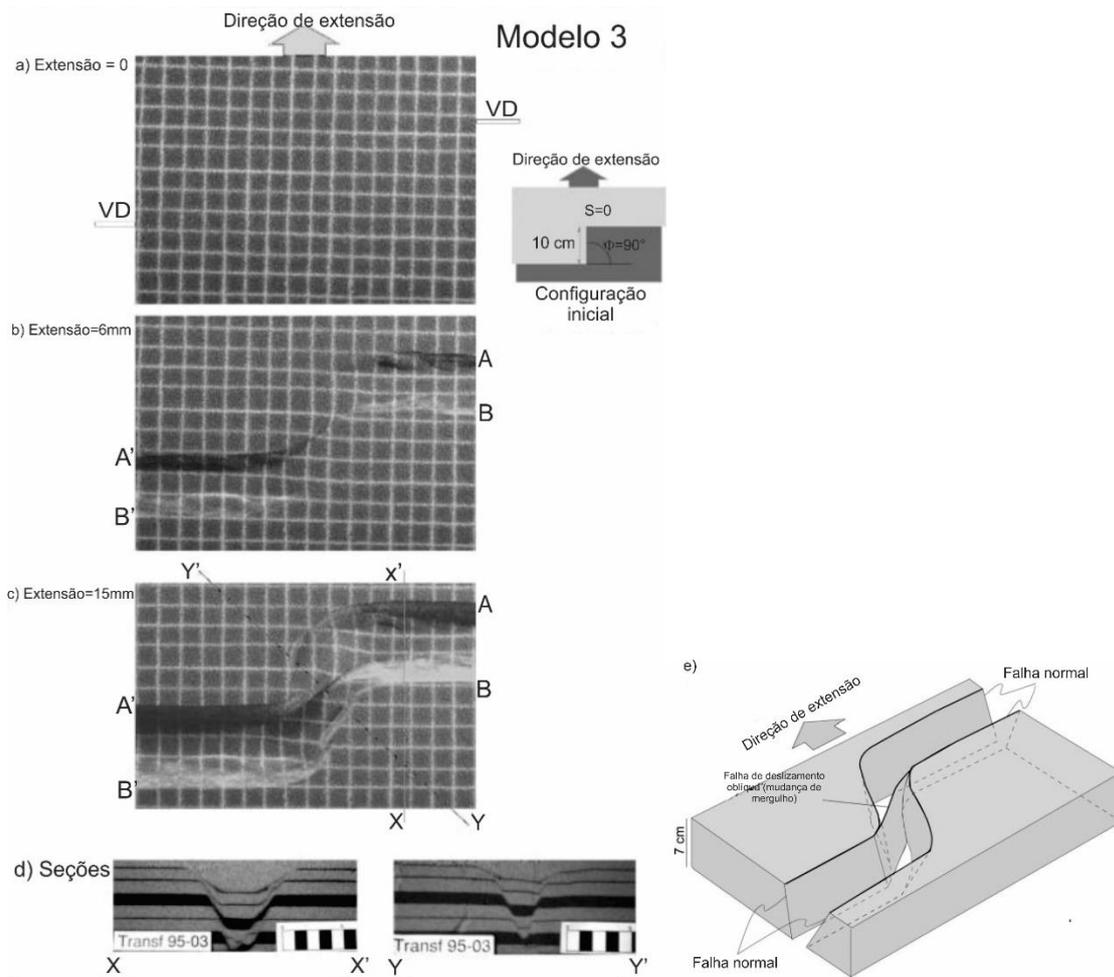


Figura 3.4 - Evolução da zona de transferência do modelo 3. (a) Estágio inicial da extensão. (b) Extensão igual a 6 mm, estágio intermediário. (c) Extensão igual a 15 mm, estágio final. Falhas normais de alto mergulho limitam a zona de transferência. Dentro da zona de transferência, falhas *strike-slip* estão presentes. (d) Seções verticais no modelo molhado. X-X' mostra falhas normais mergulhando 55° e a seção Y-Y' falhas normais (mergulho de 60°) e falha *oblique-slip* (mergulhando 75°) dentro da bacia (direita). (e) Bloco diagrama apresentando a geometria 3D das falhas na zona de transferência (modificada de Acocella *et al.* 1999).

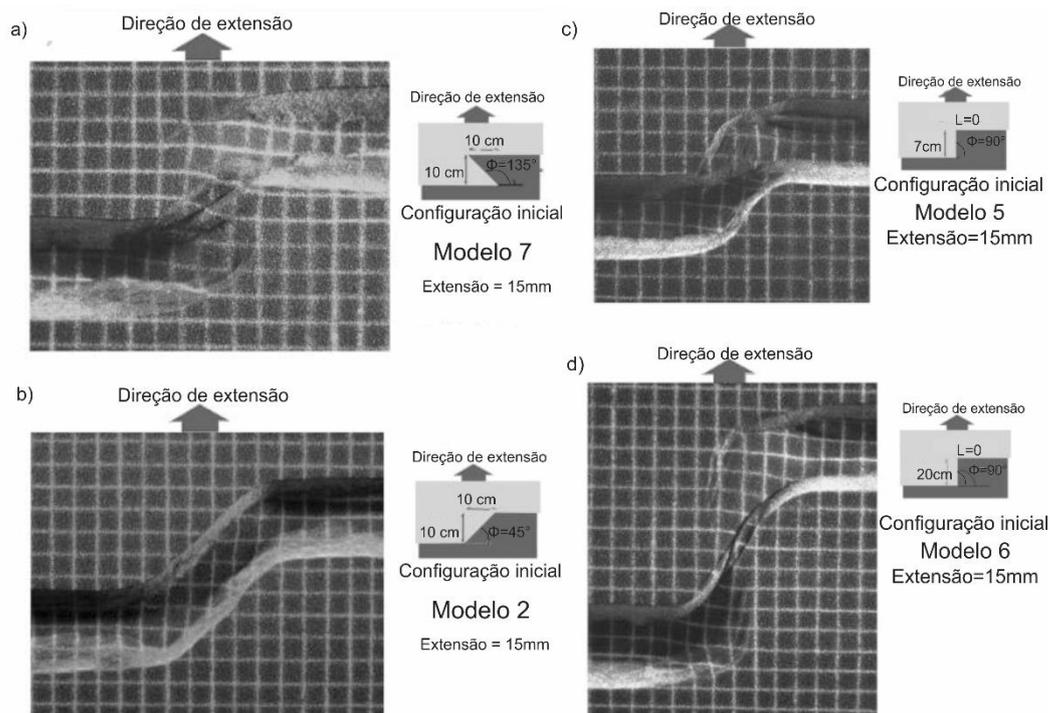


Figura 3.5 - Extensão final dos experimentos 7, 2, 5 e 6. (a) Modelo 7 e (b) modelo 2, caracterizados por $\Phi=135^\circ$ e 45° , respectivamente, e S constante e igual a 10 cm. (c) Modelo 5 e (d) modelo 6, caracterizados por $S=7$ e $S=20$ cm, respectivamente, e $\Phi=90^\circ$, constante (modificada de Acocella *et al.* 1999).

A partir dos experimentos Acocella *et al.* (1999) concluíram que as falhas do tipo *strike-slip* se formam quando o ângulo entre a direção de extensão e o eixo da zona de transferência é menor que 50° . Zonas de transferência mais estreitas ocorreram quando o ângulo Φ era menor que 90° e as mais largas, subparalela à direção de extensão, se formaram quando o ângulo Φ se encontrava próximo de 90° .

Ao comparar os resultados obtidos com dados da natureza, os autores concluíram que as zonas de transferência sofrem fortes influências das características herdadas do embasamento.

3.3 FALHAS DE RASGAMENTO (*TEAR FAULTS*)

3.3.1 Definição

Descritas pela primeira vez por Twiss & Moore (1992), como uma falha do tipo *strike-slip* associada com outra estrutura como dobras, falhas de cavalgamento e falhas normais. Nos cinturões de cavalgamento, as falhas de rasgamento apresentam direção normal (perpendicular) em relação à frente do cavalgamento e eixos das dobras. As *nappes* se propagam para *foreland*, as falhas de rasgamento começam a segmentar as *nappes* e, eventualmente, atuam como limites laterais que separam as unidades de cavalgamento.

As falhas de rasgamento podem ser resultado de mudanças laterais drásticas quando a frente de cavalgamento avança ou pelo encurtamento diferencial das camadas crustais.

Conforme Fossen (2012) as falhas de rasgamento, por serem responsáveis pela transferência de deslocamento entre diferentes estruturas, são um tipo de falha de transferência.

3.3.2 Estruturas associadas

Fossen (2012), associa as falhas de rasgamento às rampas laterais. Essas se formam por apresentar direção paralela à direção de movimento das camadas de cavalgamento. Muitas dessas rampas exibem alto mergulho ou são verticais e constituem falhas direcionais que conectam os segmentos frontais da rampa.

3.3.3 Exemplos naturais

A Falha de Jacksboro, nos Apalaches, é um bom exemplo de falha de rasgamento do segmento do cinturão de cavalgamento Pine Mountain (Twiss & Moores, 1992).

Segundo Chemale Jr. *et al.* (1991), na região do Quadrilátero Ferrífero (QF) a Falha do Engenho é um exemplo de falha de rasgamento, com direção E-W. Esta é provavelmente mais antiga que a própria deposição do Supergrupo Minas e foi reativada durante os eventos extensional e compressional, quando se formaram novas zonas de cisalhamento, com rotação e translação de corpos. Ainda no QF, pode-se citar a Falha das Codornas, que atuou como falha de rasgamento durante a inversão tectônica Brasileira ocorrida no sinclinal Moeda.

Pode-se encontrar falhas de rasgamento no cinturão de dobras de empurrão associadas ao Jura, Alpes Suíços. O mapa geral das montanhas Jura mostra as grandes falhas de rasgamento cortando e deslocando traços axiais de dobras e os limites do gráben do Reno.

3.4 INVERSÃO TECTÔNICA DE FALHAS DE TRANSFERÊNCIA COMO FALHAS DE RASGAMENTO

3.4.1 Definição

Apesar de poder ocorrer em diversos locais tectônicos, a maior parte dos casos estudados de inversão tectônica vem de exemplos localizados dentro de continentes (por exemplo, Beauchamp *et al.* 1996; Rigane & Gourmelen 2011), ou localizados ao longo de suas margens passivas (por exemplo, Withjack *et al.* 1998; Hudec & Jackson 2002; Calabrò *et al.* 2003; Molinaro *et al.* 2005).

3.4.2 Estruturas associadas

A inversão tectônica da Serra Central, na faixa Araçuaí, é caracterizada por Bersan (2015) tendo como responsável a instalação do rifte Macaúbas e a falha Rio Verde Pequeno atuando como falha de transferência.

3.4.3 Modelagem físico-analógica

Konstantinovskaya *et al.* (2007) investigaram as zonas de transferência e a reativação de falhas em três modelos multicamadas de areia-silicone durante a extensão e subsequente encurtamento coaxial (Fig. 3.6). Nestes modelos, a areia foi utilizada para representar a crosta rúptil e silicone para a crosta inferior dúctil.

Durante a primeira fase de deformação, de extensão, os autores observaram no experimento 1 a formação de falhas normais, na areia (Fig. 3.7), que em perfil formaram bacias de geometria simétrica (Fig. 3.8a e c). Na zona de transferência reconheceram, em planta, uma propagação longitudinal do traço das falhas e a sua progressiva superposição.

Durante o encurtamento, se formaram dobras na camada dúctil, de silicone, sobre a descontinuidade de velocidade. A camada de areia foi forçada a dobrar juntamente com o silicone e as falhas da borda da bacia foram reativadas formando falhas reversas. Estas foram progressivamente rotacionadas para mergulhos mais baixos e novas falhas, reversas, de baixo ângulo, se formaram.

Em nenhum dos três experimentos desenvolvidos, os autores observaram durante a fase de extensão a formação de uma falha de transferência discreta na posição central, na qual a placa basal de alumínio mudava de posição. Para os autores, a ausência de uma falha de transferência seria o resultado da geometria da placa basal empregada. Este resultado confere com experimentos realizados previamente desenvolvidos apenas com a areia.

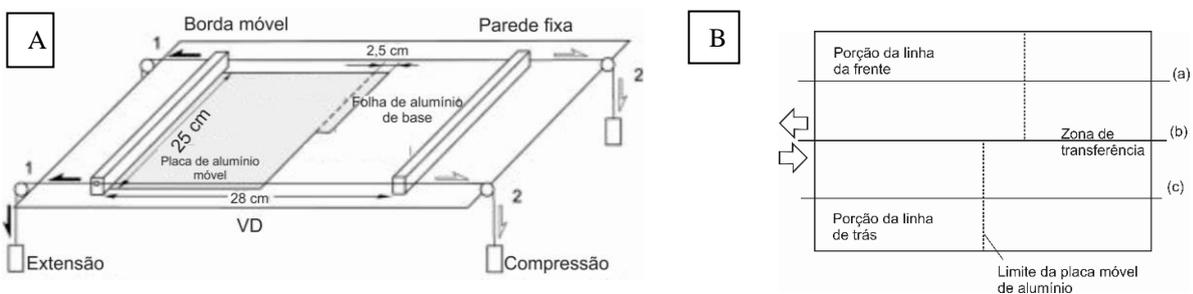


Figura 3.6 - (A) A caixa dos experimentos usada pelos autores, vista em planta. Observar a placa de alumínio móvel recortada no meio para gerar uma zona de transferência que também é mostrada, de forma esquemática, em (B); além disto, apresentam-se em (B) a posição das fotografias das figuras 3.7 e 3.8. VD= descontinuidade de velocidade, que diz respeito à borda da placa de alumínio (modificado de Konstantinovskaya *et al.* 2007).

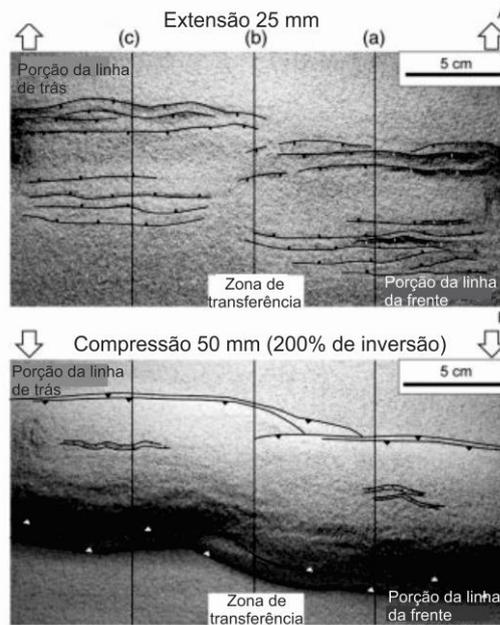


Figura 3.7 - Fotografias (experimento 1), em planta, após 25 mm de extensão e após 50 mm (200%) de inversão positiva (modificado de Konstantinovskaya *et al.* 2007).

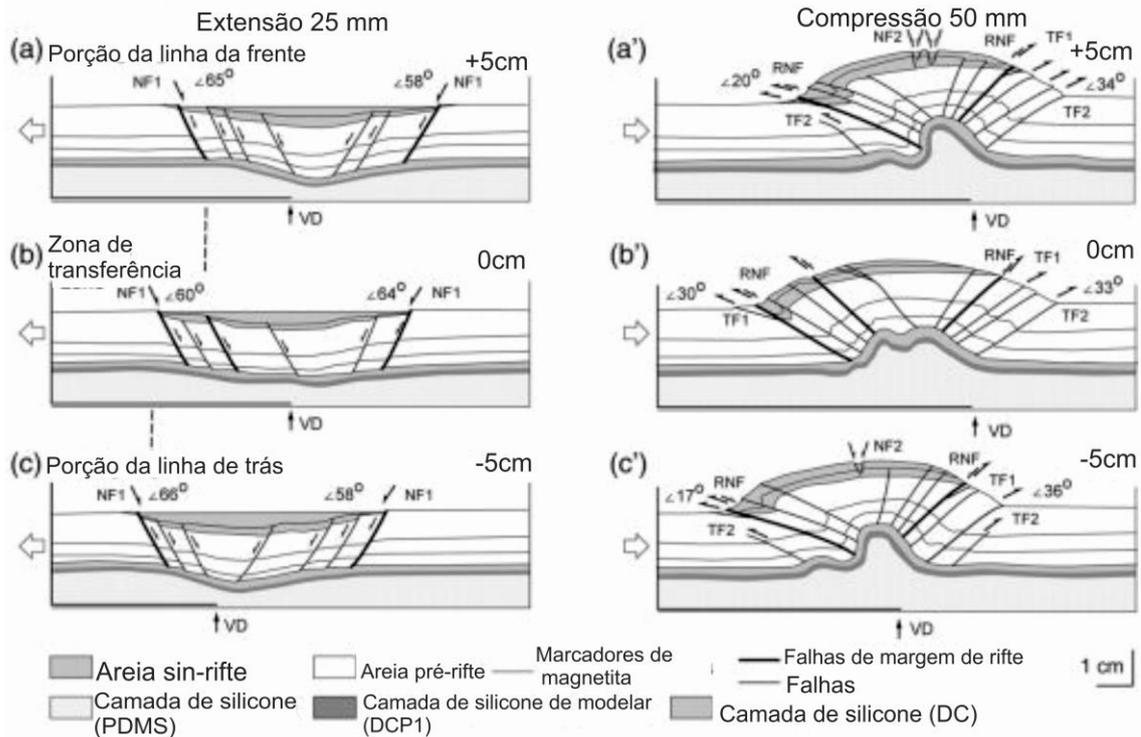


Figura 3.8 - Desenhos feitos a partir de imagens de raio-X obtidos de tomógrafo computadorizado de perfis do experimento acima mostrado (experimento 1). São apresentados perfis de três domínios (porção da linha de frente, da zona de transferência e da porção da linha de trás) após 25 mm de extensão e após 50 mm (200%) de inversão positiva (modificado de Konstantinovskaya *et al.* 2007).

CAPÍTULO 4

EXPERIMENTOS

4.1 EXPERIMENTO 1

A caixa (vazia) do experimento 1 com a divisão em três domínios (nomenclatura usada para todos os experimentos): norte (I), central (II) e sul (III) é apresentada na figura 4.1.

O preenchimento que representava o embasamento, foi feito sobre uma folha de cartolina que apresentava o formato da falha de borda da região e se estendia até a parede móvel da caixa de experimentos, na qual era fixa (Fig. 4.2). O intuito era gerar, durante a extensão progressiva, a bacia junto à falha (e, não, nas proximidades da parede móvel). O embasamento foi simulado por finas camadas de areia preta e amarela (e duas camadas guias, em verde e azul) com uma espessura total de 4,5 cm. Para o preenchimento da bacia, gerado por uma extensão de 5 cm utilizaram-se camadas de areia nas cores vermelho e verde. Ao final, foram realizados oito cortes no experimento, umedecido com água, conforme mostra a figura 4.3 B.

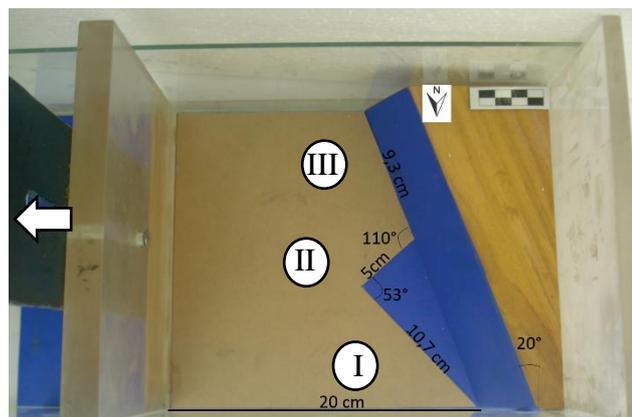


Figura 4.1 - A caixa do 1º experimento com as medidas internas. Os números I, II e III indicam os domínios norte, central e sul, respectivamente. A seta branca mostra o sentido da extensão.

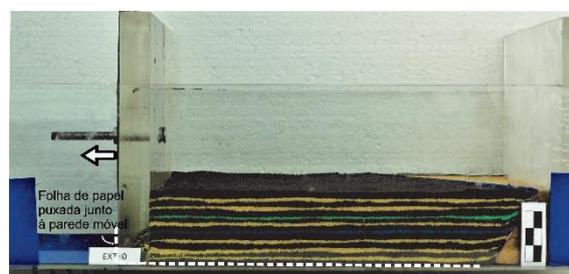


Figura 4.2 - Vista em perfil do Experimento 1 após o preenchimento com areia e antes da deformação. A linha tracejada, em branco, mostra a posição de uma cartolina na base do pacote de areia que, ao ser puxada junto com a parede móvel, durante a deformação progressiva, causou a formação do rifte adjacente ao bloco de madeira. A seta branca mostra o sentido da extensão.

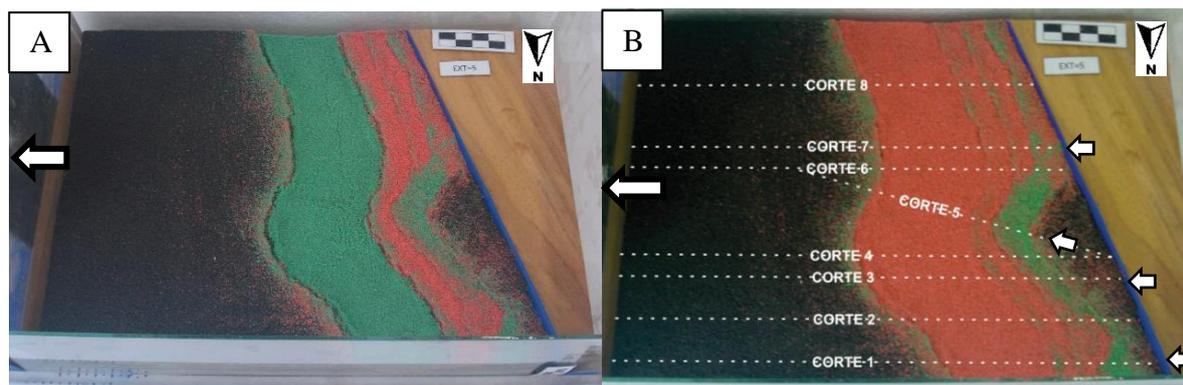


Figura 4.3 - Fotografias do Experimento 1, ao final da deformação em planta. A seta branca maior mostra o sentido da extensão. (A) Sem a última camada vermelha e (B) com a última camada e a localização dos cortes, efetuados no experimento; as pequenas setas do lado direito indicam os cortes descritos a seguir.

Durante a deformação progressiva observou-se a formação de um gráben assimétrico com depocentro junto à falha F1 que se formou na borda da cartolina posicionada na base da caixa (Fig. 4.1). Ao longo do vidro lateral da caixa de experimentos observou-se que após 1 cm de extensão, se instalaram duas falhas normais de borda com sentido de mergulho oposto. A falha de borda leste (F1) foi gerada primeiro, e, com mergulho de 50° , permanecendo ativa por toda a extensão. A segunda falha de borda (F2), formou-se com ângulo próximo a 60° , se tornando inativa quando a extensão atingiu cerca de 2,5 cm. Com a deformação progressiva, mais três falhas normais de alto ângulo foram nucleadas no interior da bacia (vide corte 1, Fig. 4.4 A). A falha F3, teve seu desenvolvimento entre 2,0 e 4,5 cm, a F4, desenvolveu-se entre 3,5 e 5,0 cm, e a F5 se iniciou após 4,5 cm. Esta falha continuou ativa até a extensão final de 5,0 cm, apresentando um mergulho de aproximadamente 57° .

Ao final da deformação, a figura 4.3 A mostra em planta um conjunto de faixas vermelha e verde, que representam o topo da bacia preenchida. Uma forte curvatura da bacia, no domínio central, sugere características transtracionais para a bacia na zona da inflexão.

Nos vários cortes (Fig. 4.4), o número e, especialmente, a posição das falhas variou um pouco uma vez que o formato da cartolina da base da caixa de experimento não era homogêneo. Em conformidade com a configuração da cartolina basal apenas no corte 7 a falha F2 encostou no bloco do muro da falha (de madeira). É interessante observar que as camadas sin-rifte (camadas vermelhas e verdes) são todas horizontais. Uma leve inclinação observa-se no corte 1, possivelmente em função da proximidade com o vidro lateral submetido a forte atrito durante a deformação progressiva.

O corte 5, na região da falha de transferência (Figs. 4.1 e 4.3), domínio central, foi efetuado normal à falha o que resultou em uma bacia de profundidade similar aos outros perfis ao contrário do que uma seção paralela ao transporte tectônico teria mostrado em função de um pequeno movimento *strike-slip* neste domínio.

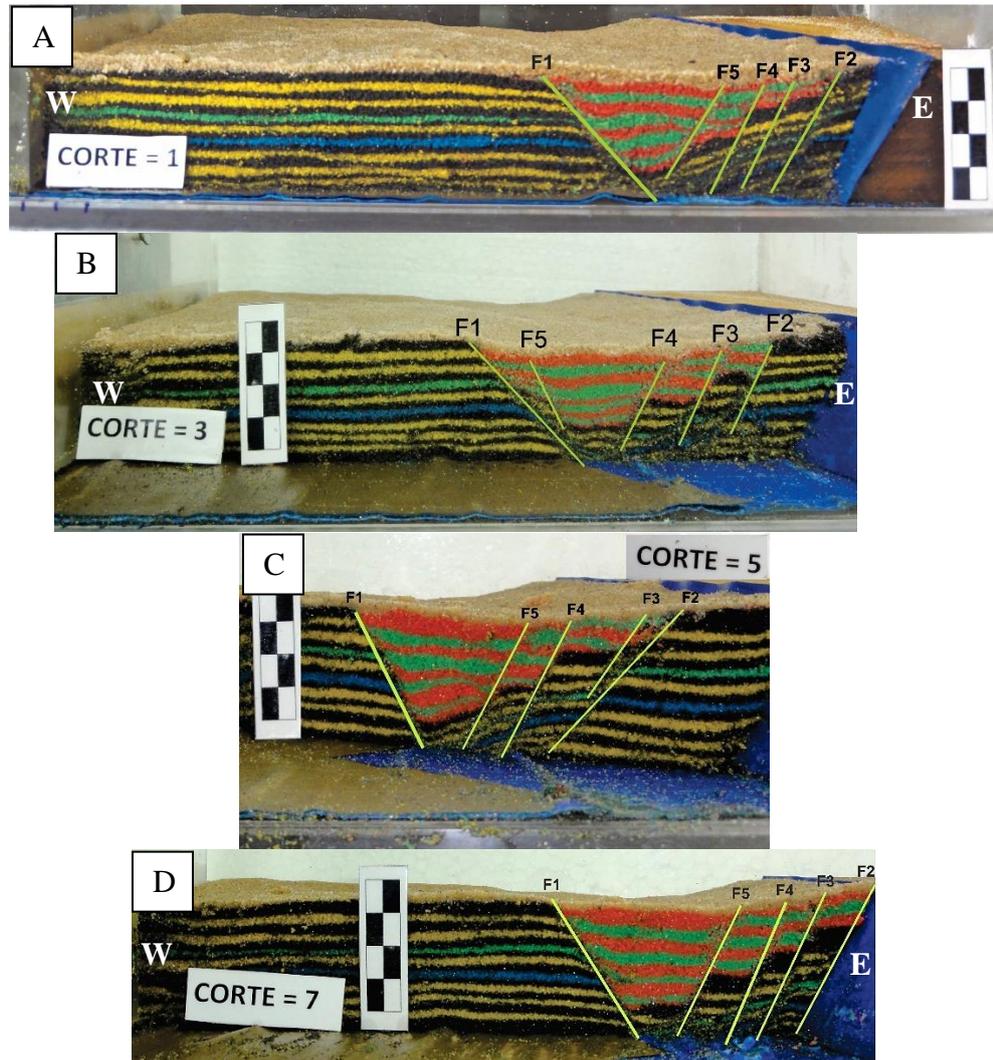


Figura 4.4 - Fotografias do Experimento 1. (A) e (B) Cortes 1 e 3, do domínio norte; (C) Corte 5, do domínio central; a seção foi cortada perpendicular à zona de transferência, mostrando, em perfil, características similares às das outras seções; (D) Corte 7, do domínio sul, revelando a presença das mesmas das quatro falhas normais do corte 1 do reconhecidas no bloco do muro da falha mestra.

4.2 EXPERIMENTO 2

A caixa vazia do Experimento 2 está representada na figura 4.5. O embasamento foi simulado com areia nas cores preta, amarela e azul, com espessura total de 5,0 cm. Devido à disposição mais complexa da falha mestra, neste experimento – dois segmentos unidos por uma falha de transferência, montados em blocos de isopor – substituiu-se a folha de cartolina por uma de plástico. Nesta se prenderam dois pedaços menores de plástico para induzir a deformação ao longo do bloco de isopor norte. Similar ao que foi executado com a folha de cartolina no Experimento 1, a de plástico foi presa na parede móvel para gerar a bacia na região desejada e com a configuração pré-determinada (Fig. 4.6). Para o preenchimento do rifte, gerado por uma extensão de 5,5 cm, utilizaram-se camadas de areia nas

cores vermelho e verde. Após umedecer o experimento, foram realizados dez cortes, conforme mostra a figura 4.7 B.

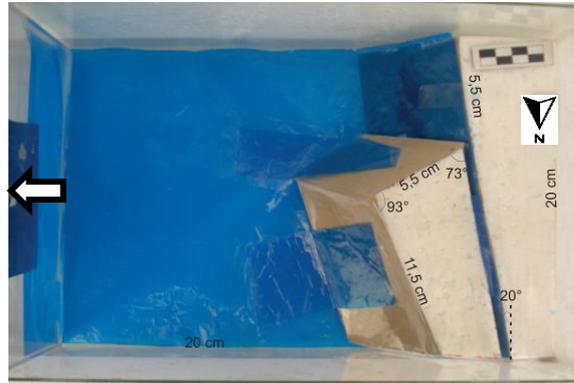


Figura 4.5 - Fotografia da caixa do Experimento 2 sem a areia e com os blocos de falhas e respectivas medidas; em azul, uma folha de plástico empregada para gerar a bacia. A seta branca mostra o sentido da extensão.

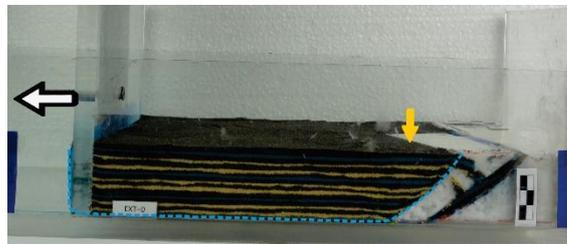


Figura 4.6 - Vista em perfil do Experimento 2 após o preenchimento com areia e antes da deformação. A linha tracejada, em azul, representa o plástico que ao ser puxado junto pela parede móvel, gerou a bacia na região indicada pela seta amarela. A seta branca representa o sentido da extensão.

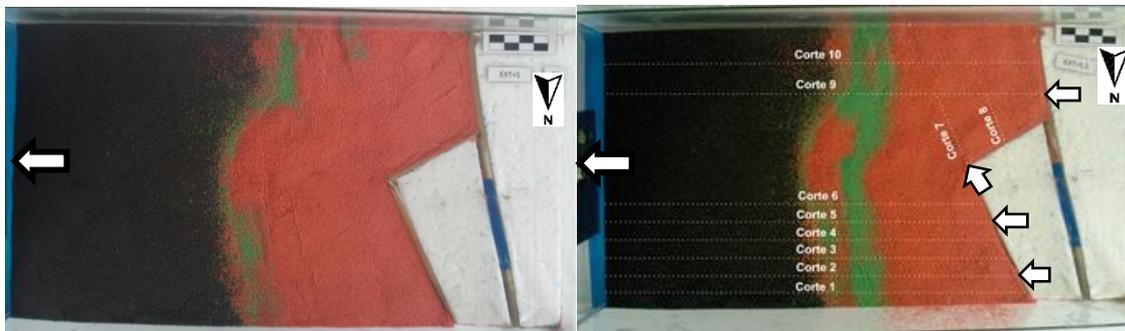


Figura 4.7 - Fotografias do Experimento 2, ao final da deformação, em planta. A seta maior mostra o sentido da extensão. (A) Após a extensão de 5,0 cm (quase ao final da deformação) e (B) ao final da deformação, com a localização dos cortes efetuados no experimento e com a indicação (seta) daqueles representados a seguir.

A deformação progressiva também mostrou a geração de uma bacia assimétrica. No entanto, o depocentro se formou em outra posição. Como desejado, a folha de plástico posicionada sobre a superfície da falha preexistente forçou o movimento descendente do bloco de teto junto à falha mestra. Assim, se formaram em pré e sin-rifte três falhas normais antitéticas, com cerca de 50° de mergulho, e uma falha, F4, sintética. A falha F1 iniciou a sua nucleação após 0,5 cm de extensão e permaneceu ativa até 3,0 cm. Após este intervalo, formou-se a falha F2 e F3 nucleou após 3,5 cm, permanecendo ambas ativas até o final da extensão. A falha F4 teve curta duração, iniciando-se após 4,5 cm e se tornando inativa após 5,0 cm.

No bloco do teto do pré-rifte observaram-se, no corte 2, duas pequenas dobras (um sinforme e um antiforme) cujas amplitudes diminuíram nos cortes seguintes até o seu desaparecimento. As dobras provavelmente se formaram em função da geometria irregular do bloco de isopor, em 3D (Figs. 4.5 e 4.7 B).

Em todos os cortes foi possível observar uma rotação das camadas pré-rifte (ente 20° e 10°) (Fig. 4.8 A, B e D) como resultado do deslocamento do bloco do teto da falha sobre a superfície preexistente. Em consequência, o preenchimento sin-rifte também se mostra inclinado.

O perfil cortado na região da falha de transferência (corte 7) (Fig. 4.8 C), normal à estrutura preexistente, mostra uma bacia mais curta e mais rasa em relação aos outros domínios. Além disto, ocorre uma forte flexão possivelmente associada a várias falhas de baixo rejeito.

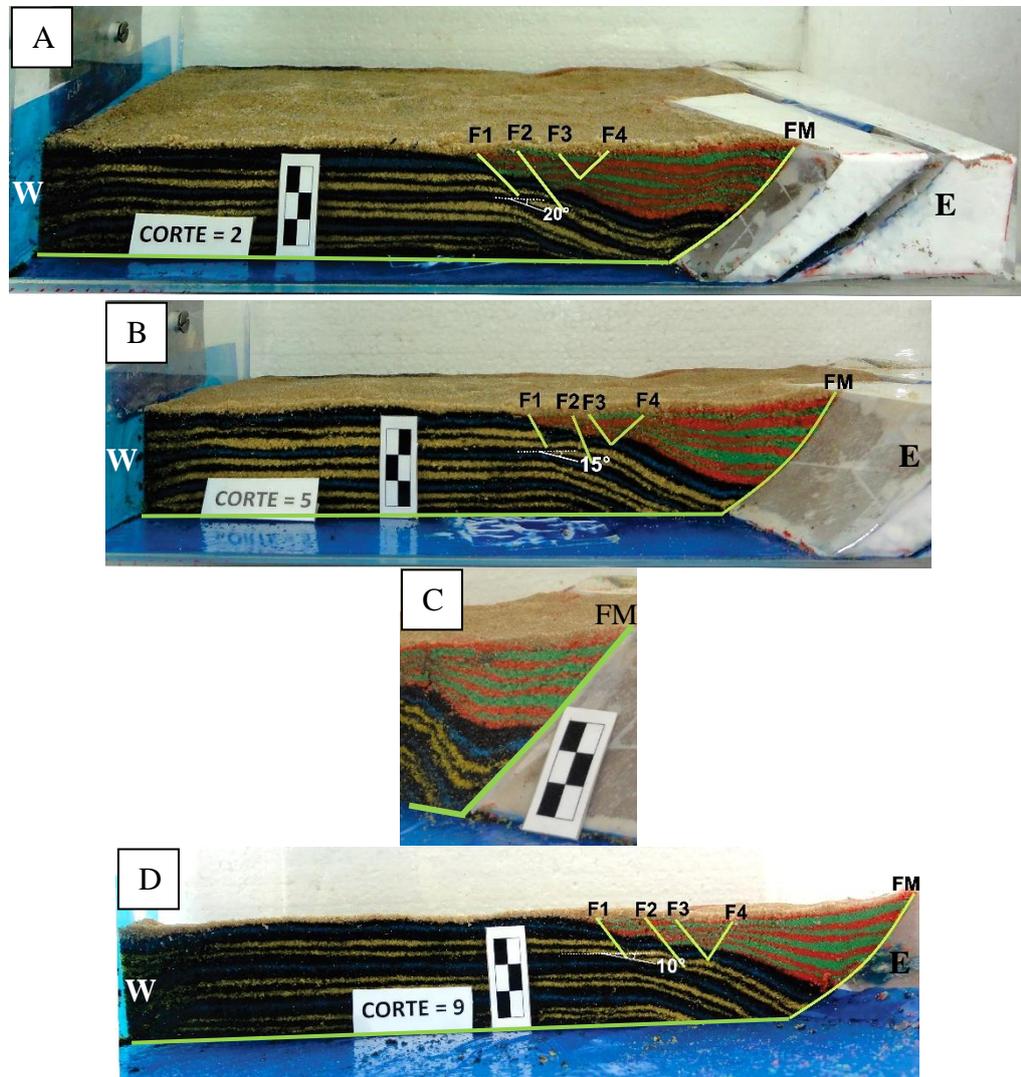


Figura 4.8 - Fotografias do Experimento 2. (A) Corte 2, localizado no domínio norte (vide localização na figura 4.7 B); (B) Corte 5, ainda no domínio norte do experimento, porém mais próximo à mudança de direção da falha de borda; (C) Corte 7, do domínio central, seção cortada normal à falha de transferência; (D) Corte 9, localizado no domínio sul do experimento. A nomenclatura das falhas foi determinada pela ordem cronológica.

4.3 EXPERIMENTO 3

A caixa do Experimento 3 é similar à do Experimento 2, mas se diferenciou daquela pela ausência do bloco de isopor na região norte que foi substituída por uma caixa de cartolina, inicialmente vazia (Fig. 4.9). Para a geração de duas bacias, de idades diferentes, usaram-se, neste experimento, duas folhas de plástico. A superior (indicada por uma seta de cor azul, na figura 4.10) cobria apenas o bloco de falha sul e nela foram colados dois pedaços menores para cobrir as laterais da caixa, enquanto a folha inferior (indicada por uma seta de cor laranja, na figura 4.10) cobria todo o bloco de isopor. Ambas as folhas se estendiam até a parede móvel sendo puxadas sequencialmente, primeiro, a superior, e, em seguida, a inferior. Após a deposição do embasamento pré-rifte (com espessura de 5 cm) e o preenchimento da caixa de cartolina, foi realizada a primeira extensão. O primeiro rifte (mais antigo) foi gerado após 5,5 cm de extensão. Em seguida, retirou-se a caixa de cartolina da porção norte da falha mestra e realizou-se a segunda extensão, de 5,0 cm.

Para o preenchimento do primeiro rifte utilizou-se areia nas cores vermelho e verde e para o segundo, laranja e azul. Ao final da segunda deformação o Experimento 3 foi umedecido e foram realizados 12 cortes (fig. 4.11).

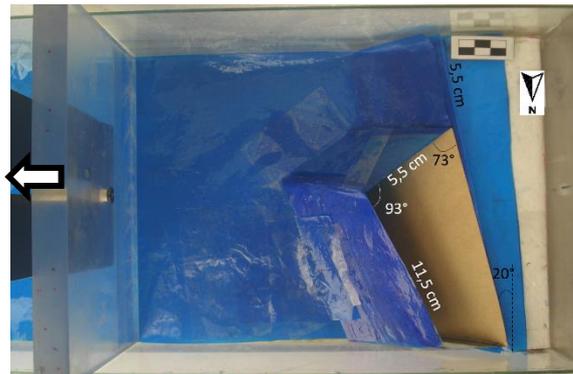


Figura 4.9 - Fotografia da caixa do Experimento 3 sem a areia e com os blocos de falhas e respectivas medidas; em azul, folhas de plástico empregadas para gerar as duas bacias. Seta branca indicando o sentido da extensão.



Figura 4.10 - Vista em perfil do Experimento 3 após o preenchimento com areia e antes da deformação. A linha tracejada em azul representa o plástico que ao ser puxado pela parede móvel, durante a primeira extensão, gerou a bacia mais antiga na região, indicada pela seta azul. A linha e a seta laranja representam o plástico e respectiva região de formação do rifte na segunda fase.



Figura 4.11 - Fotografia do Experimento 3, em planta ao final da deformação, com a localização dos cortes efetuados no experimento e com a indicação (seta) daqueles representados a seguir.

A primeira fase de extensão gerou um hemigraben, com depocentro próximo à respectiva falha de borda (denominada de FM1 fig. 4.12). No interior da bacia, foi observada a formação de apenas uma falha (F1.1) que teve início após 2,0 cm de extensão, permanecendo ativa até 4,5 cm.

Durante a segunda fase de extensão observou-se a formação de um novo hemigraben, também com depocentro próximo à respectiva falha de borda (falha FM2). Esta bacia, mais nova, cobriu parcialmente a mais antiga, e, na região norte, também o bloco do muro da falha FM1. É interessante observar que pequenas falhas normais (F2.1 e F2.2, Fig. 4.12 A, B, C e D e F2.1, F2.2, F2.3 e F2.4, Fig. 4.12 E) se formaram no hemigraben mais antigo. Estas pequenas falhas acomodaram uma distensão local na crista do anticlinal de *rollover* do bloco do teto da falha FM2 (vide também Apêndice D).

A comparação entre os cortes interno (Fig. 4.12) permitiu reconhecer uma redução na espessura da bacia mais antiga no domínio central, na região da falha de transferência (cortes 9 e 10). Tal fato, pode ter resultado de uma pequena componente *strike-slip* nesta área.

Percebe-se, também, que a falha de borda do rifte mais antigo (a falha FM1) se apresenta mais horizontalizada do que nos cortes anteriores, o que, no entanto, pode ser consequência do seu mergulho aparente nestes cortes.

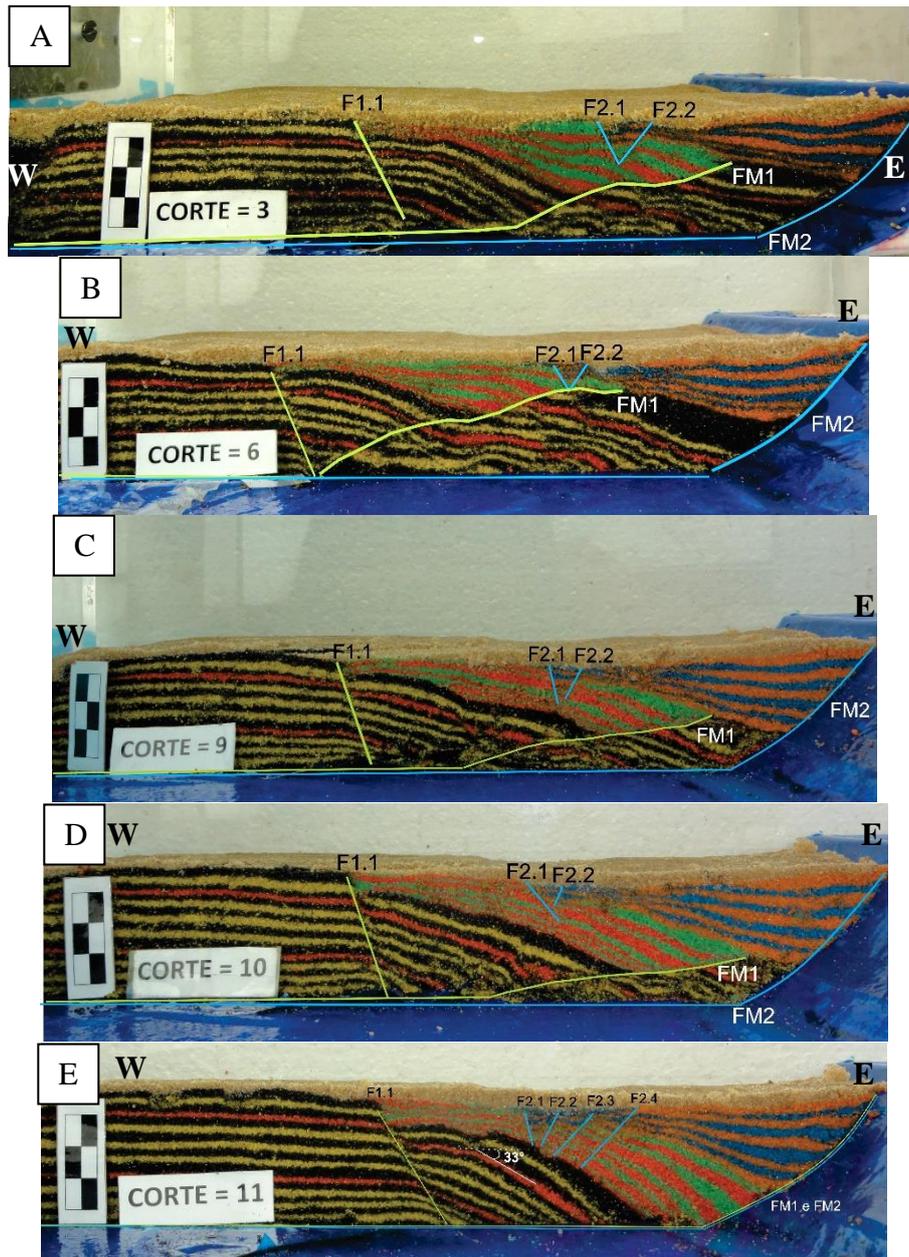


Figura 4.12 - Fotografias de alguns cortes no Experimento 3, com vista de norte para sul. As linhas em verde representam as estruturas da primeira fase, em azul da segunda. (A) O corte 3 mostra as estruturas formadas no domínio norte do experimento; (B) O corte 6 apresenta a estruturação ainda no domínio norte do experimento, no entanto, mais próximo à falha de transferência; (C) e (D) Os cortes 9 e 10, no domínio da falha de transferência; (E) O corte 11 no domínio sul do experimento, mostra as falhas FM1 e FM2 se sobrepondo. FM1 e FM2 – falhas mestras, lítricas, da primeira e segunda fase de extensão, respectivamente; F1.1 e F1.2 – falhas normais da primeira fase de extensão; F2.1, F2.2, F2.3 e F2.4- falhas normais da segunda fase de extensão.

4.4 EXPERIMENTO 4

No Experimento 4 (Fig. 4.13 A) foram repetidos os procedimentos do terceiro experimento e se acrescentou mais uma fase de deformação, de inversão tectônica. Ao final das duas fases de extensão, os cortes foram realizados com espaçamento médio de 1 cm entre eles, paralelos à parede de vidro (Fig. 4.13B).

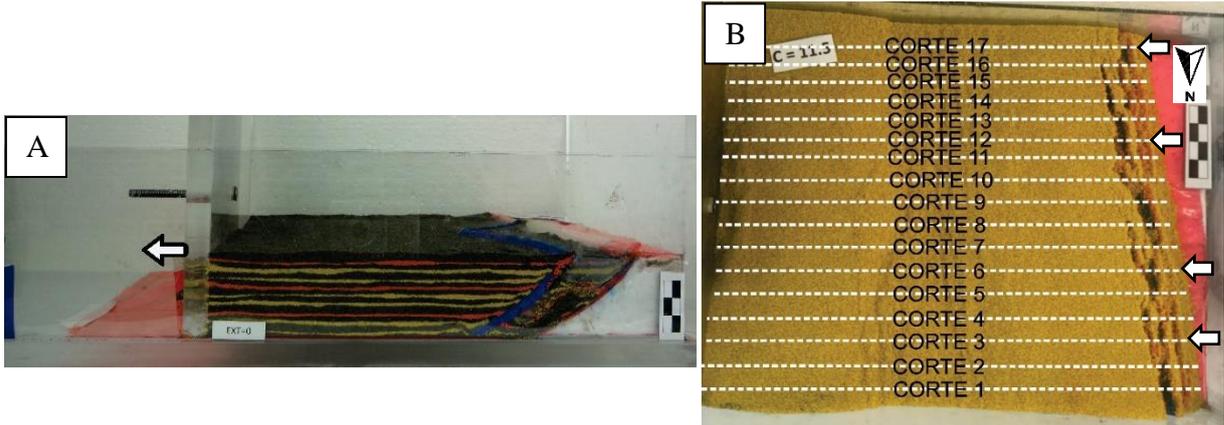


Figura 4.13 - Fotografias do Experimento 4. (A) Através da parede de vidro da caixa de experimentos, após o preenchimento com areia e antes da deformação. Seta branca mostrando sentido da extensão. (B) Ao final das duas fases de extensão, em planta, com a localização dos cortes efetuados no experimento e com a indicação (seta) daqueles representados a seguir.

Ao final da primeira fase de extensão, formou-se um hemigraben, com depocentro a oeste, próximo à falha de borda (Fig. 4.14), da mesma forma como no Experimento 3. Diferente do experimento anterior, observou-se a nucleação de duas falhas normais de alto ângulo e mergulhos opostos (falhas F1.1 e F1.2; Fig. 4.14). Estas falhas se iniciaram após 1,0 cm de extensão tornando-se inativas após 4,5 cm e 5,0 cm, respectivamente.

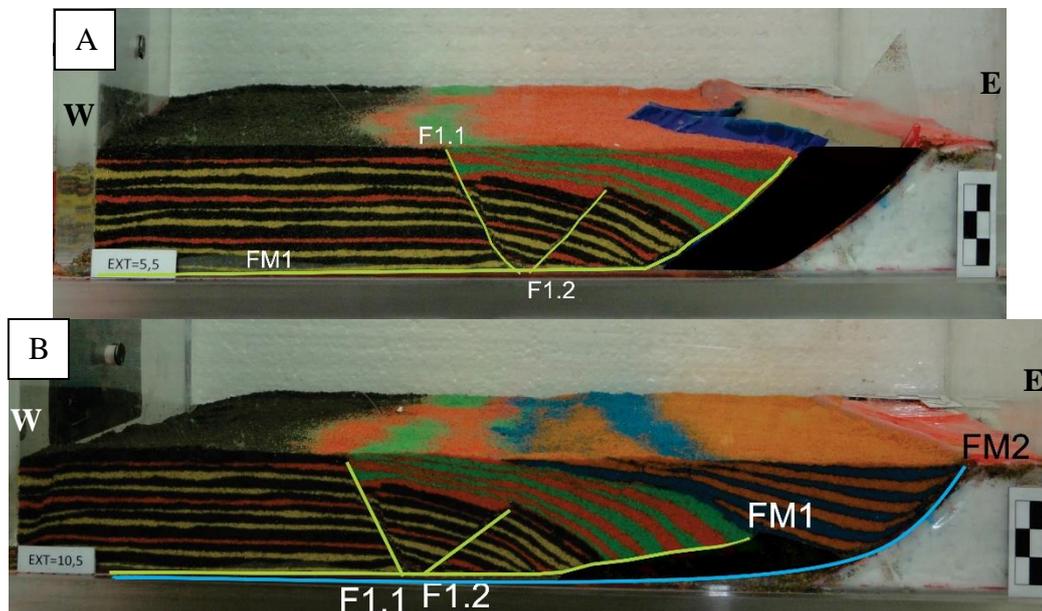


Figura 4.14 - Fotografia do Experimento 4, através do vidro lateral da caixa, com vista de norte para sul. (A) Ao final da primeira fase de extensão (de 5,5 cm de extensão) e (B) ao final da segunda fase de extensão (de 5,0 cm de extensão). A seta branca indica o sentido da extensão. F1.1 e F1.2 – falhas normais da primeira fase de extensão; FM1 e FM2 – falhas mestras, lítricas da primeira e segunda fase de extensão, respectivamente.

O rifte formado durante a segunda fase de extensão também constitui um hemigraben, com o depocentro próximo à falha mestra (Fig. 4.14 B). Durante a deformação progressiva da segunda fase de extensão não se observa a nucleação de falhas ao longo do vidro lateral da caixa de experimentos, no entanto, estas ocorreram no interior do experimento.

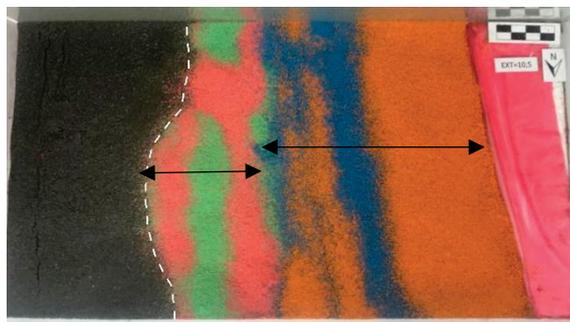


Figura 4.15 - Fotografia em planta, após as duas fases de extensão do Experimento 4. A bacia mais antiga (verde e vermelho) aparece menos larga que a segunda (laranja e azul), porque foi parcialmente coberta por aquela. As setas indicam a largura, em planta, das bacias.

Para a realização da inversão tectônica soltaram-se as duas folhas de plástico usadas para as fases de extensão, mantendo-as na caixa de experimento. A inversão total foi de 11,5 cm.

Durante os primeiros 5,0 cm de compressão, observou-se um forte espessamento das camadas junto à parede móvel. Associado ao espessamento ocorreu uma rotação horária das falhas preexistentes F1.1 e F1.2 assim como de todas as falhas da geração F2 (F2.1 a F2.4) (vide Fig. 4.17 e Apêndice II).

A deformação progressiva gerou uma falha de empurrão junto à parede móvel cujo rejeito foi aumentando ao mesmo tempo que ocorreu a reativação da falha mestra FM2.

Nos cortes 3 e 6 (Figs. 4.17 A e B) é possível observar uma falha normal, no anticlinal de *roll-over* da bacia mais antiga. Além disto, percebe-se que no corte 6, a região central do perfil foi afetada por um dobramento, este, possivelmente, devido ao encurtamento maior (na porção sul do domínio norte). O corte 12 (Fig. 4.17 C), posicionado na região da falha de transferência, não gerou, durante a inversão tectônica, nenhuma estruturação diferente em relação aos domínios norte e sul.

A situação em planta do Experimento 4 pode ser observada nas figuras 4.17 A e B nas quais se observam traços da falha de empurrão e de estruturas distensivas.

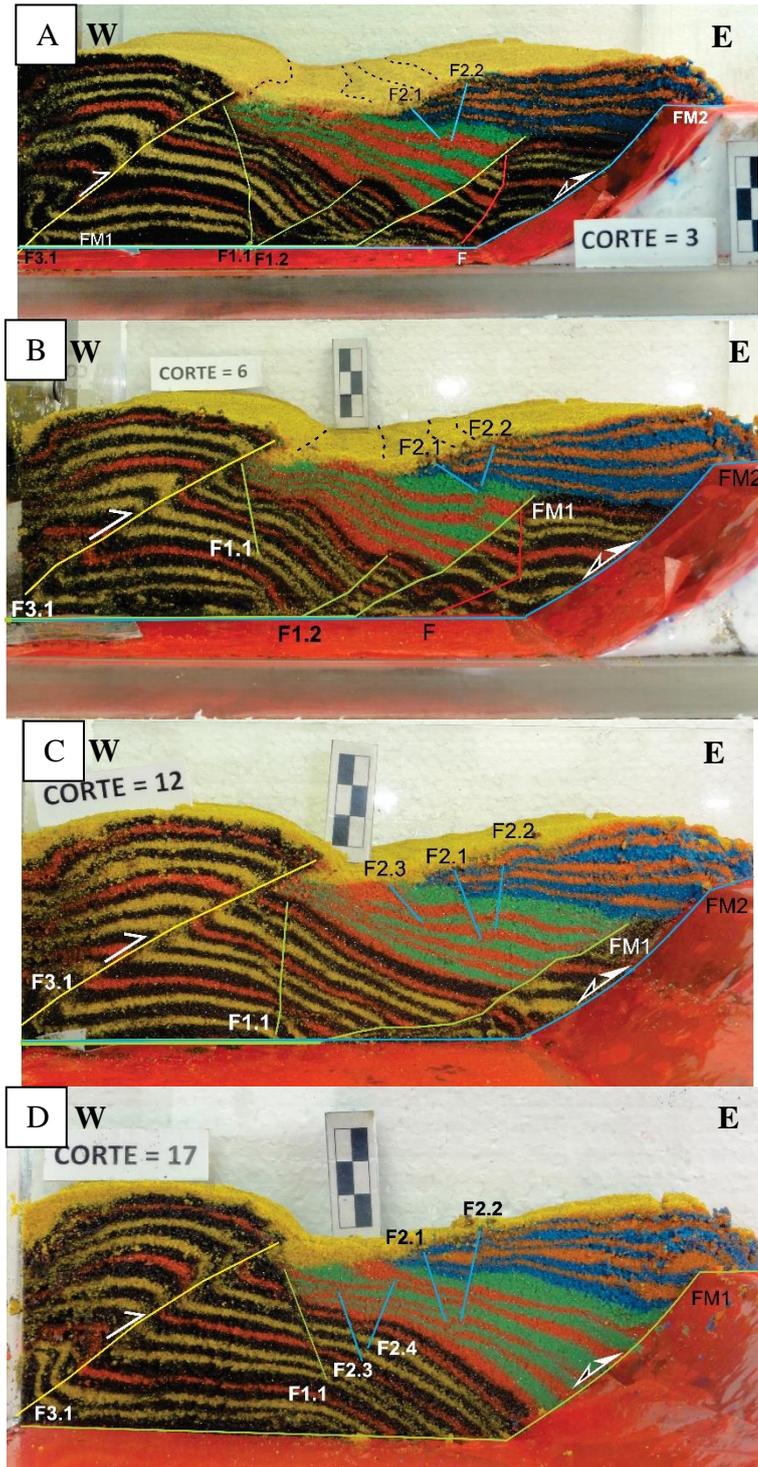


Figura 4.16 - Fotografias de alguns cortes do Experimento 4, com vista de norte para sul. (A) e (B) Cortes 3 e 6, posicionados no domínio norte (vide localização na figura 4.13 B); (C) Corte 12, do domínio central; e (D) Corte 17 do domínio sul. F1.1 e F1.2 – falhas normais da primeira fase de extensão; F2.1, F2.2, F2.3 e F2.4 – falhas normais da segunda fase de extensão; F3.1 – falha de empurrão gerada na inversão tectônica; FM1 e FM2 – falhas mestras, lítricas, da primeira e da segunda fase de extensão, respectivamente.

5.1 A ANÁLISE DOS EXPERIMENTOS EM PERFIL E EM PLANTA

A comparação entre os experimentos 1 e 2, ambos de uma única fase de extensão, mas montados com condições de contorno diferentes, revela a formação de bacias com geometrias diferentes (Fig. 5.1) tais como já descrito, por exemplo, por McClay (1996). Considerando que em ambos os experimentos, a extensão ocorreu no mesmo sentido, o fato mostra como estruturas preexistentes influenciam a morfologia da bacia inclusive a posição do depocentro.

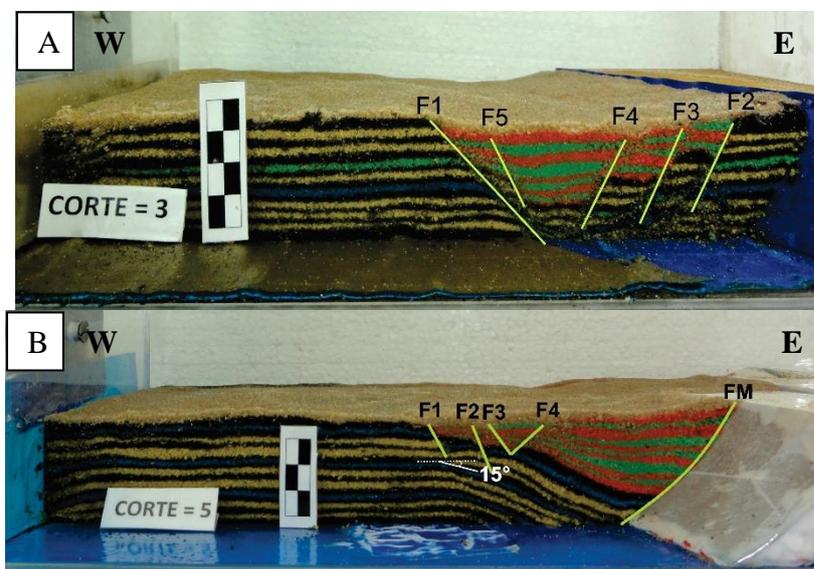


Figura 5.1 - Perfis através do domínio norte que mostram como a geometria prévia das estruturas influencia a geometria da bacia: (A) Experimento 1 e (B) Experimento 2. Os números acrescentados à letra F, indicam a ordem de formação das falhas.

A figura 5.2 mostra que os experimentos 2, ao final da deformação, e o 3, após a primeira fase de extensão, que se diferenciam pelo bloco do muro da falha mestra, de isopor e de areia respectivamente, não apresentam grandes diferenças geométricas. Estas, dizem respeito ao comprimento da bacia e ao número de falhas secundárias que acomodam a distensão local na crista do anticlinal de *rollover*. As diferenças provavelmente resultam do mergulho levemente mais alto da falha mestra no Experimento 2.

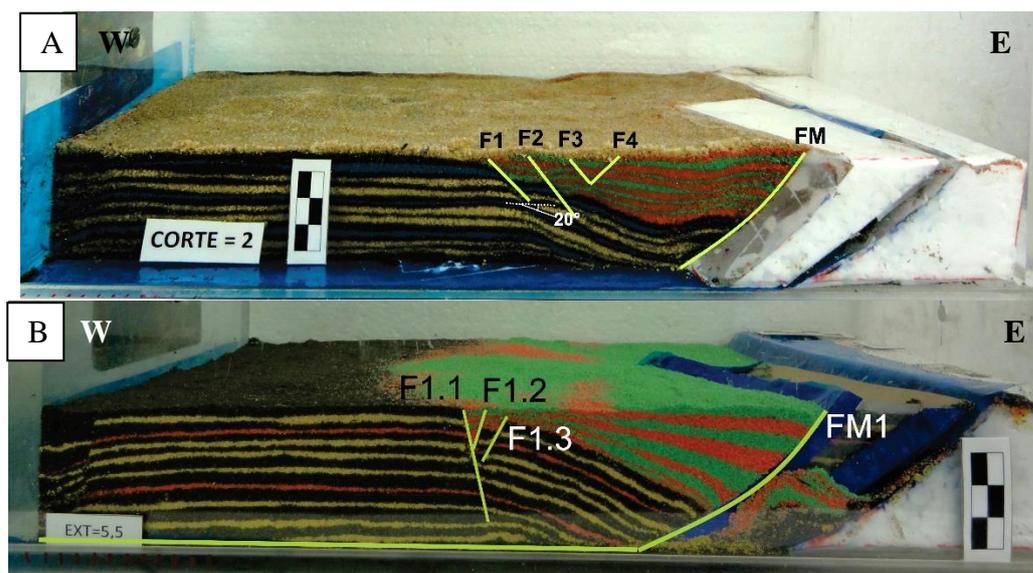


Figura 5.2 - O domínio I dos experimentos 2 e 3, que se diferenciam pelo comprimento da bacia e pelo número de falhas na crista do anticlinal de *rollover*. Fotografias: (A) de um corte no Experimento 2; e (B) da deformação do Experimento 3, visto através do vidro lateral da caixa de experimentos. Os números acrescentados às letras F, indicam a ordem cronológica da formação das falhas.

Na figura 4.12 (capítulo 4) do Experimento 3 comparam-se perfis, paralelos entre si, dos três domínios estruturais, norte, central e sul e percebe-se que a bacia transtraccional (domínio central) se diferencia das bacias extensionais (domínios norte e sul) pelo maior comprimento e pela menor espessura do sin-rifte.

As diferenças entre as bacias geradas nos experimentos 3 e 4, ao final das duas fases de extensão (Fig. 5.3), podem estar relacionadas com a montagem manual, em areia, do bloco do muro da falha no domínio norte. As bacias diferem no número de falhas secundárias e no rejeito destas e das falhas mestras. O Experimento 3 (Fig. 5.3 A), a rampa da falha mestra, FM1, tem mergulho levemente mais baixo e comprimento maior do que a respectiva rampa no Experimento 4. Tal fato, no entanto, não interferiu na deformação da região central, da falha de transferência.

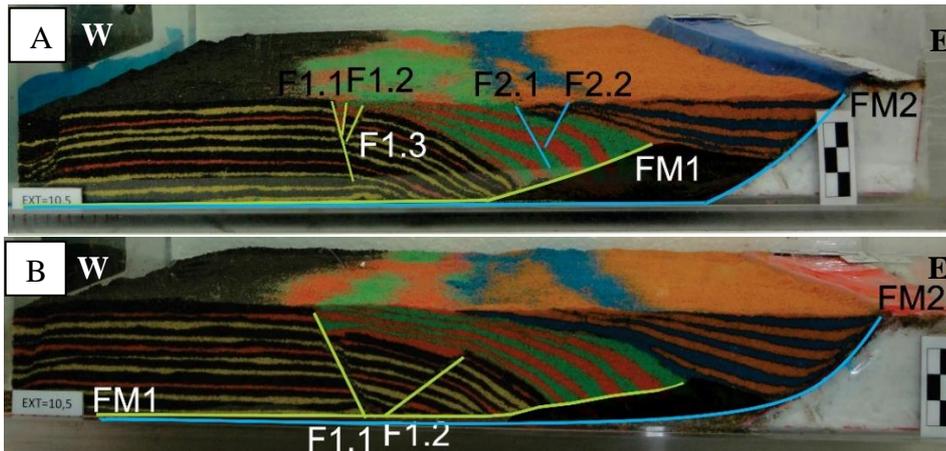


Figura 5.3 - Perfis dos experimentos 3 (A) e 4 (B) ao final das duas fases de extensão (o bloco do muro da falha mestra FM1, da bacia mais antiga, foi redesenhado com a finalidade de se obter mais clareza das estruturas).

A região na qual se posicionou na base da caixa, a falha de transferência, revelou em planta, já ao final da primeira fase de extensão, em todos os experimentos, uma pequena curvatura no traço da falha (Figs. 4.3, 4.7 e 4.15). A comparação entre os perfis desta região, normais a zona de transferência, dos experimentos 1 e 2 (Fig 5.4), revela uma arquitetura bacinal distinta, resultante da estruturação preexistente diferente.

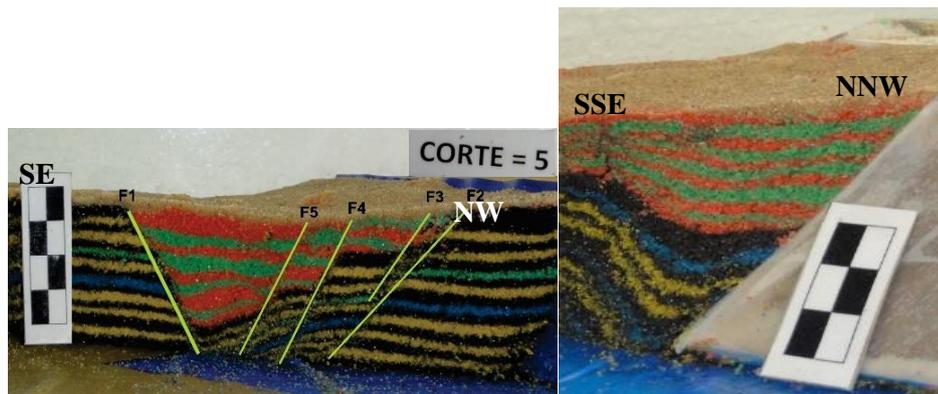


Figura 5.4: Comparação dos perfis dos experimentos 1 e 2 através da zona de transferência.

Entre outros, Acocella *et al.* (1999) demonstraram a partir dos modelos físicos que a arquitetura de zonas de transferência depende da geometria das anisotropias herdadas (vide Figs. 3.4 e 3.5). Assim, sugere-se que a geometria curva, em planta, da zona de transferência observada nos presentes experimentos, seja o resultado do pequeno comprimento da falha de transferência preexistente. O modelo da figura 3.5d, de Acocella *et al.* (1999) e representado no presente estudo, mostra como uma falha de transferência mais longa, de 20 cm, gera uma zona de transferência reta e longa.

É interessante observar que a segunda fase de extensão não causou um aumento no comprimento da zona de transferência (Fig. 4.11).

Os experimentos sugerem que a formação de uma bacia transtensional impede a reativação da falha de transferência que lhe deu origem. A bacia transtensional se formou nos experimentos devido ao ângulo entre a direção de extensão e a falha de transferência, que foi de 20°.

5.2 A COMPARAÇÃO ENTRE OS PERFIS DO MODELO TECTÔNICO E O DOS EXPERIMENTOS

A figura 5.5 compara um perfil da interpretação de Bersan *et al.* (2017) da região da Serra Central do Cinturão de Cavalgamentos da Serra do Espinhaço com o corte 3 (domínio norte), do Experimento 3. Em ambos os perfis se observam duas falhas mestras, uma, de borda, de alto ângulo (FM2, no experimento) e a outra (FM1), de baixo ângulo, possivelmente resultante de uma rotação anti-horária durante a fase de extensão mais nova. O perfil da natureza, dos autores, apresenta um número maior de falhas secundárias do que o do experimento físico o que deve estar relacionado com o alto ângulo de mergulho da falha de borda.

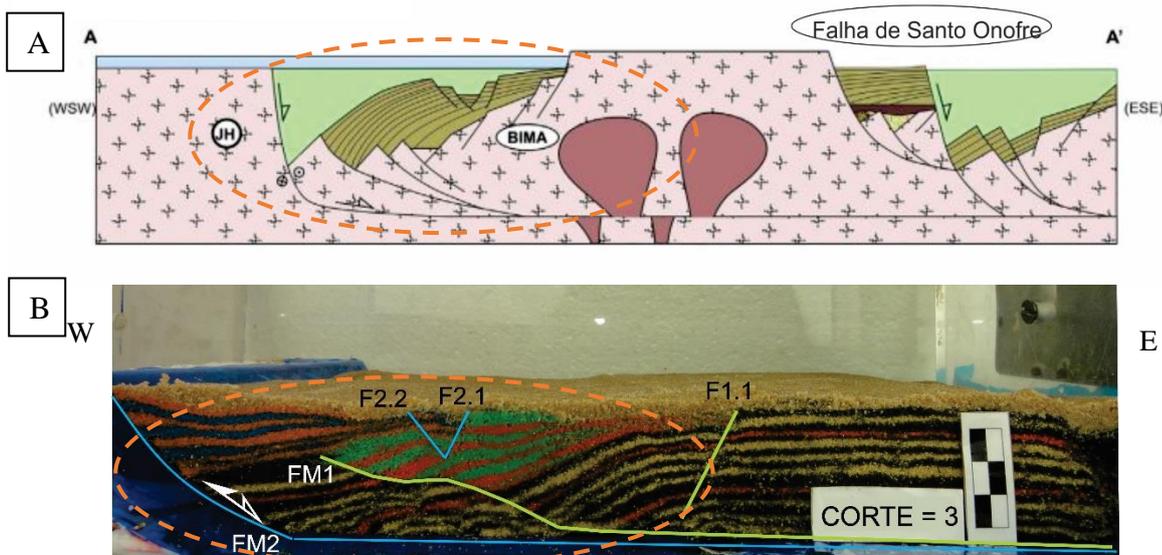


Figura 5.5 - Perfis das duas fases de extensão: (A) a interpretação de Bersan *et. al* (2017) e (B) o corte 3, do Experimento 3, que foi invertido para ter mesma orientação do perfil AA'. As elipses tracejadas, em laranja, assinalam as estruturas similares entre os perfis. FM1 e FM2 – falhas mestras, lístricas, da primeira e segunda fase de extensão; F1.1 e F2.1 – falhas normais da primeira fase de extensão; F2.1 e F2.2 – falhas normais da segunda fase de extensão.

Na figura 5.6 apresenta-se uma comparação entre a deformação final de Bersan (2015) e Bersan *et al.* (2017) e a do Experimento 4. É interessante notar as semelhanças e as diferenças. A interpretação dos autores sugere, como resultado da fase compressiva, um dobramento do preenchimento da bacia mais antiga (representada em marrom). No entanto, no experimento, a compressão causou dobras tanto no embasamento pré-rifte quanto no sin-rifte. Este fato pode estar relacionado com o material analógico

empregado, que é o mesmo para as duas unidades (areia), enquanto que na natureza estas se caracterizam por diferenças reológicas marcantes.

Da mesma forma, observam-se no modelo tectônico dobras nos sedimentos no domínio do cráton São Francisco enquanto, no experimento, há dobras apenas no pré-rifte. Sugere-se para este fato novamente a questão reológica do material usado. Este argumento também justificaria o fato de que no modelo a compressão foi caracterizada apenas pelas falhas de empurrão F3.1, e FM2, esta última constituindo uma falha reativada.

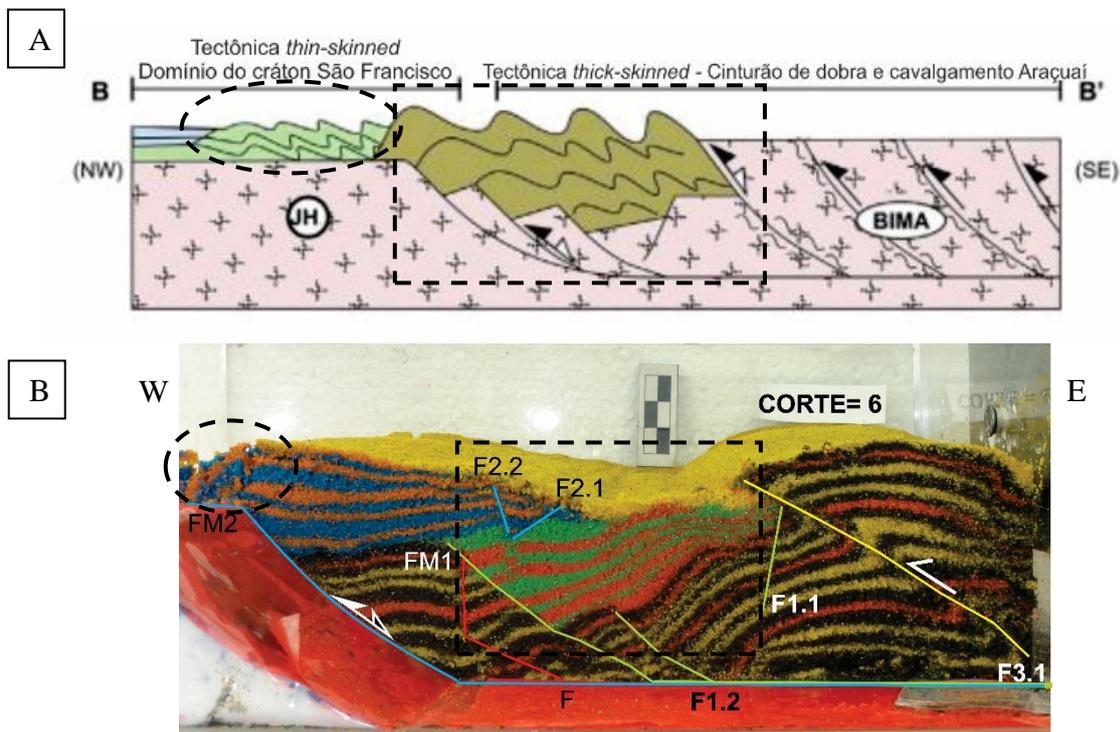


Figura 5.6 - Perfis das três fases de deformação: duas de extensão e, a mais nova, de compressão. (A) O modelo tectônico proposto por Bersan *et al.* (2017) e (B) o modelo físico (Experimento 4), ao final da compressão. O retângulo e a elipse tracejados assinalam as estruturas em discussão.

Pelo modelo de Bersan *et. al* (2017), a Serra Central, se encontra topograficamente mais alta em relação as áreas ao entorno. Ao final do Experimento 4 o que se observa é que tal região se encontra mais baixa. Na natureza, o fato ocorreu devido a uma erosão diferencial. As rochas que compõe o embasamento foram mais atingidas pelos processos intempéricos do que as rochas sedimentares (Grupo Sítio Novo, caracterizado por sedimentos siliciclásticos), que compõem a saliência, fazendo com que, hoje, ela se encontre topograficamente mais alta.

CAPÍTULO 6

CONCLUSÃO

A comparação entre os experimentos 1 e 2 mostrou que as estruturas preexistentes controlam o arcabouço de uma bacia sedimentar. O fato confirma modelos físicos da literatura.

O experimento 3 revelou que uma segunda fase de extensão, operada na mesma direção que a primeira e ao longo da mesma falha de borda, causa um alargamento da bacia (domínio sul dos experimentos). Se a segunda fase ocorrer na mesma direção que a primeira, mas ao longo de uma segunda falha mestra, ocorre a rotação da falha de borda mais antiga no sentido horário (no sentido da falha de borda ativa) (o domínio norte).

A presença de uma falha de transferência entre os domínios norte e sul levou à formação de uma bacia transtrativa, uma vez que as direções de extensão e falha não coincidiam.

O experimento 4 mostrou que a inversão tectônica positiva (terceira fase de deformação) não causa a reativação de uma falha de transferência posicionada no interior da bacia uma vez que, previamente, ocorreu a formação de uma bacia transtensional.

Na comparação entre os perfis de Bersan *et. al* (2017) e Bersan & Danderfer (2017) da região da Serra Central do Cinturão de Cavalgamento da Serra do Espinhaço e os dos experimentos 3 e 4 se destacam as seguintes feições que são similares a ambos:

- a reativação da falha de borda da bacia mais nova (falha FM2) e a formação de pelo menos uma falha compressiva no pós-país;
- a posição sub-horizontal da falha de borda da bacia mais antiga;
- as dobras no interior das duas bacias.

Os experimentos demonstraram que a falha de borda da bacia mais antiga sofreu uma rotação anti-horária durante a segunda fase de extensão e sugerem que as dobras resultaram do confinamento da região central do perfil. As dobras, no experimento, se apresentam com morfologia suave possivelmente em função da reologia do material analógico empregado.

Sugere-se a continuidade do presente trabalho para esclarecer se a reativação de uma falha de transferência somente ocorre caso as direções de extensão e falha de transferência sejam iguais ou se existem ângulos entre estas estruturas que permitiriam uma reativação.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Acocella V., Faccenna C., Funicello R., Rossetti F. 1999. Sand-box modelling of basement-controlled transfer zones in extensional domains. *Terra Nova* **11**: 149–156.
- Alkmim F.F., Brito Neves B.B., Alves J.A.C. 1993. Arcabouço tectônico do Cráton do São Francisco - uma revisão. In: Dominguez, J.M., Misi, A. (Eds.), O Cráton do São Francisco. *Reunião preparatória do II Simpósio sobre o Cráton do São Francisco*. Salvador: SBG/NBA-SE, p.45-62.
- Alkmim F.F., Chemale Jr, F., Endo I. 1996. A deformação das coberturas proterozóicas do Cráton do São Francisco e o seu significado tectônico. *Revista da Escola de Minas de Ouro Preto*, **49**: 22-38.
- Alkmim F.F., Marshak S., Pedrosa–Soares A.C., Peres G.G., Cruz S.C.P., Whittington A. 2006. Kinematic Evolution of the Aracuaí–West Congo orogen in Brazil and Africa: Nutcracker tectonics during the Neoproterozoic assembly of Gondwana. *Precambrian Research*, **149**: 43-64.
- Alkmim F.F., Pedrosa-Soares A.C., Noce C.M., Cruz S.C.P. 2007. Sobre a evolução tectônica do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental. *Geonomos*, **15**(1): 25-43.
- Almeida F.F.M. 1977. O cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, **7**: 349-364.
- Beauchamp W., Baranzangi M., Demnati A., El Alji M. 1996. Intracontinental Rifting and Inversion: Missouri Basin and Atlas Mountains, Marocco. *AAPG Bulletin*, **80**(9): 1459-1482.
- Bersan S.M. 2015. *Análise estrutural do embasamento e da cobertura no extremo norte do Cinturão de Cavalgamentos da Serra do Espinhaço*. Master Dissertation, Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 107 p.
- Bersan S.M. & Danderfer A. 2017. Registro e análise de estruturas relacionadas com a tectônica extensional do rifteamento Macaúbas na Serra Central, norte de Minas Gerais. *Revista do Instituto de Geociências – USP*, **16**: 97-112.
- Bersan S.M., Danderfer A., Lagoeiro L., Costa A. F. O. 2017. The kinematic evolution of the Serra Central Salient, Eastern Brazil: A Neoproterozoic progressive arc in northern Espinhaço fold-thrust belt. *Journal of South American Earth Sciences*, **18**: 131-148.
- Bersan S.M, Danderfer A., Abreu F. R., Lana C. 2018a. Petrography, geochemistry and geochronology of the potassic granitoids of the Rio Itacambiruçu Supersuite: implications for the Meso- to Neoproterozoic evolution of the Itacambira-Monte Azul block. *Brazilian Journal of Geology*, **24**: 1-24
- Bersan S.M, Danderfer A., Abreu F. R., Lana C. 2018b. Geoquímica e geocronologia da Suíte Paciência: implicações para o fim da evolução riaciana do Bloco Itacambira-Monte Azul. *Instituto de Geociências – USP* **22**: 185-206.
- Bertoldo A.L. 1993. *Comportamento estrutural dos supergrupos São Francisco e Espinhaço e do embasamento entre a serra do Espinhaço setentrional e as serras de Monte Alto (BA) e Central (MG)*. Dissertação Mestrado - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 87 p.
- Bertoldo A.L., Alkmim F.F., Trouw R.A. 1993. O comportamento estrutural das coberturas meso-eneoproterozóicas do Cráton do São Francisco nas Serras do Espinhaço Setentrional, Central e Palmas de Monte Alto (MG-BA). In: II Simpósio sobre o Cráton do São Francisco. *Anais*. Salvador: SBG/NBA-SE, p.205-207.
- Bizzi L. A., Schobbenhaus C., Vidotti R.M., Gonçalves J.H. (eds.) 2003. Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil. Brasília-DF, Serviço Geológico do Brasil-CPRM (textos, mapas e SIG), 674p.
- Bruni M.A.L., Almeida J.T., Bruni E.C. 1976. Folha Rio São Francisco (SC.23). In: *Carta geológica do Brasil ao Milionésimo*. Brasília: DNPM. 56p (Texto explicativo).
- Cadell H.M. 1888. Experimental researches in mountain building. *Royal Society of Edinburgh Transactions*, **35**: 337-360.
- Calabrò R.A., Corrado S., Di Bucci D., Robustini P., Tornaghi M. 2003. Thin-skinned vs. thick-skinned tectonics in the Matese Massif, CentralSouthern Apennines (Italy). *Tectonophysics* **377**, 269-297.

Castro, I. M. 2020, Ensaios de modelagem físico-analógica da deformação registrada na saliência Serra Central

Castro P. T. A. & Dardenne M. A. 2000. The sedimentology, stratigraphy and tectonic context of the São Francisco Supergroup at the southeast boundary of the São Francisco Craton, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**(3):439-441.

Chemale Jr F., Rosière C. A., Endo I. 1991. Evolução Tectônica do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais - Um Modelo. *Instituto de Geociências*, **18**: 104-127.

Chiavegatto J.R.S. 1992. *Análise estratigráfica das sequências tempestivas da Formação Três Marias (Proterozóico Superior), na porção meridional da Bacia do São Francisco*. Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, Dissertação de Mestrado, 176 p.

Costa L.A.M. 1976. *Projeto Leste do Tocantins/Oeste do Rio São Francisco - LETOS*. Rio de Janeiro, PROSPEC S/A, convênio DNPM/CPRM, 557p.

Costa A.F.O. 2013. *Estratigrafia e tectônica da borda oeste do Espinhaço Central no extremo norte da faixa Araçuaí*. Master Dissertation, Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 107 p.

Costa A.F.O. 2017. *Evolução tectono-estratigráfica da porção norte do Espinhaço Central, norte de Minas Gerais*. Tese de doutorado, Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 244 p

Costa A.F.O., Danderfer A. 2017. Tectonics and sedimentation of the central sector of the Santo Onofre rift, north Minas Gerais, Brazil. *Brazilian Journal of Geology* **29**: 491-519.

Costa A.F.O., Danderfer A., Lana C. 2018b. Stratigraphic and geochronological characterization of the Mato Verde group, Central Espinhaço (Brazil): An Eocalyymmian rifting record in the western domain of the Congo-São Francisco paleocontinent. *Journal of South American Earth Sciences* **18**: 16-33.

Crocco-Rodrigues F.A., Guimarães M.L.V., Abreu F.R., Belo de Oliveira O.A., Greco F.M. 1993. Evolução tectônica do Bloco Itacambira-Monte Azul entre Barroco e Porteirinha (MG). *In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos*, Belo Horizonte. Sociedade Brasileira de Geologia, p. 212-216.

Dardenne M. A. 2000. The Brasília Fold Belt. *In: Cordani U. G., Milani E. J., Thomas Filho A., Campos D. A. (Org). Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, 231-263.

Destro N. 1995. Release fault: A variety of cross fault in linked extensional fault systems, in the Sergipe-Alagoas Basin, NE Brazil. *Journal of Structural Geology*. Volume 17. No 5 **15**: 615 – 629.

Drumond J. B.V., von Sperling E., Raposo F.O. 1980. *Projeto Porteirinha-Monte Azul*. Belo Horizonte, DNPM-CPRM, 559p.

Dussin I.A. & Dussin T.M. 1995. Supergrupo Espinhaço: Modelo de evolução geodinâmica. *Geonomos*, **3**(1):19-26.

Favre A. 1878. *Archives des Sciences Physiques et Naturelles*, **246**.

Fernandes P.E.C.A., Montes M.L., Braz E.R.C, Montes A.S.L, Silva L.L, Oliveira F.L.L, Ghignone J.I, Siga Jr O., Castro H.E.F. 1982. *Folha SD.23 Brasília*, *In: Projeto Radam Brasil. Levantamento de Recursos Minerais (texto explicativo)*, **29**: 25-204.

Fossen H. 2012. *Geologia Estrutural – tradução de Fábio R.D. de Andrade*. São Paulo, Oficina de textos. 551p.

Gibbs A.D. 1984. Structural evolution of extensional basin margins. *Journals of the Geological Society, London* **12**: 609-620.

Graveleau F., Malavieille J., Dominguez S. 2012. Experimental modelling of orogenic wedges: A review. *Tectonophysics* **538-540**: 1-66.

Grossi-Sad J.H., Lobato L.M., Pedrosa-Soares A.C., Soares-Filho B.S. (coords. e eds). 1997. *Projeto Espinhaço em CD-ROM (textos, mapas e anexos)*. Belo Horizonte, COMIG, 2693p.

Hall J. Sir 1815. On the vertical position and convolutions of certain strata and their relation with granite. *Royal Society of Edinburgh Transactions*, **7**: 79-108.

Hudec M.R. & Jackson M.P.A. 2002. Structural segmentation, inversion, and salt tectonics on a passive margin: Evolution of the Inner Kwanza Basin, Angola. *Geological Society of America Bulletin*, **114** (10): 1222–1244.

- Hus R., Acocella V., Funicello R., de Batist M. 2005. Sandbox models of relay ramp structure and Evolution. *Journal of Structural Geology*, 27, 459-473.
- Johnson R.J. & Dingwall R.G. 1981. The Caledonides: their influence on the stratigraphy of the North-West European Continental Shelf. In: L.V. Illing & D.C. Hobson (eds.): *Petroleum Geology of the Continental Shelf of North-West Europe* Instit. Pet. London: 85-97.
- Knauer L.G. 1990. *Evolução geológica do Pré-cambriano da porção centro-oeste da Serra do Espinhaço Meridional e metalogênese associada*. MSc thesis, Universidade de Campinas, Campinas, 298p.
- Knauer L.G., Silva L.L., Souza F.B.B., Silva L.R., Carmo. R.C. 2007. Folha Monte Azul, SD.23-Z-D-II, 1:100.000. (*Programa Levantamentos Geológicos Básicos*). Belo Horizonte, UFMG/CPRM, 72p. (Texto explicativo e mapas).
- Knauer L.G., Fantinel, L.M., Magalhães, J.T.R., Pereira, D.F.L.C. 2015. Folha Gameleiras, escala 1:100.00. In: A.C. Pedrosa-Soares, E. Voll, L. Profeta (Coords.). *Projeto Fronteiras de Minas Gerais*. Belo Horizonte: CODEMIG/UFMG. 57p.
- Konstantinovskaya E.A., Harris L.B., Poulin J., Ivanov G.M. 2007. Transfer zones and fault reactivation in inverted rift basins: Insights from physical modelling. *Tectonophysics* 26: 1-26.
- Larsen P. 1988. Relay structures in a Lower Permian basement involved extension system, East Greenland. *J. Struct. Geol.* 10, 3-8.
- McClay K.R. 1996. Geometries advances in analogue modeling: uses in section interpretation and validation. *Geological Society Special Publications*. 99: 201-225.
- Mitra S. 1988. Three dimensional geometry and kinematic evolution of the Pine Mountain thrust system, southern Appalachians. *Geologic Society of America Bulletin* 100:72-95.
- Molinario M., Leturmy P., Guezou J.C., Frizon de Lamotte D. 2005. The structure and kinematics of the southeastern Zagros foldthrust belt, Iran: From thin-skinned to thick-skinned tectonics. *Tectonics*, 24: 1-19.
- 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. *AAPG Bull.* 74, 1234-1253.
- Pedrosa-Soares A.C., Dardenne M.A. Hasuy Y., Castro F.D.C., Carvalho M.V.A. 1994. *Nota explicativa dos mapas Geológico, Metalogenético e de Ocorrências Minerais do Estado de Minas Gerais*. Escala 1:1.000.000, Belo Horizonte: COMIG. COMPANHIA MINERADORA DE MINAS GERAIS, 97p.
- Ranalli G. 2001. Experimental tectonics: from Sir James Hall to the present. *Journal of Geodynamics*, 32: 65-76.
- Rigane, A., Gourmelen, C., 2011. Inverted intracontinental basin and vertical tectonics: The Saharan Atlas in Tunisia. *Journal of African Earth Sciences*, 61: 109-128.
- Rosendahl R.B., Reynolds D.J., Lorber P.M., Burgess C.F., McGill J., ScoTr O., Lambiase J.J. & Derksen S.J. 1986. Structural expression of rifting: lessons from Lake Tanganyika, Africa. In: FROSTICK, L.E., RENTANT R.W. & REID, I. (eds) *Sedimentation in the African Rifts*. Geological Society, Special Publications, 25: 29-44
- Schardt H. 1884. Geological studies in the Pays-D'Enhant Vaudois. *Bull. de le SOC. Vaudois de Sci. Nat.*, xx, 143-146.
- Schobbenhaus C. 1993. *O Proterozóico Médio do Brasil com ênfase à região Centro-Leste: uma revisão*. Universidade de Freiburg, Freiburg. Tese de Doutorado, 166p.
- Simpson C., Schmid, S.M., 1983. An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 94: 1281-1288.
- Souza J.D., Kosin M., Heineck, C.A., Lacerda Filho, J.V., Teixeira L.R., Valente C.R., Guimarães J.T., Bento R.V., Borges V.P., Santos R.A., Leite C.A., Neves J.P., Oliveira I.W.B., Carvalho L.M., Pereira L.H.M., Paes V.J.C. 2004. Folha SD.23-Brasília. In: Schobbenhaus C., Gonçalves J.H., Santos J.O.S., Abram M.B., Leão Neto R., Matos G.M.M., Vidotti R.M., Ramos M.A.B, Jesus J.D.A. (Eds.), *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Sistema de Informações Geográficas – SIG, Programa Geologia do Brasil*, CPRM, Brasília.
- Souza I. A. 2008. *Falhas de transferência da porção norte da bacia de Santos interpretadas a partir de dados sísmicos: sua influência na evolução e deformação da bacia*. Dissertação (Mestrado em Evolução Crustal e Recursos Naturais) - Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 202p.

Castro, I. M. 2020, Ensaios de modelagem físico-analógica da deformação registrada na saliência Serra Central

Twiss R. J., Moores E. M. (1992). *Structural geology*. W. H. Freeman and Company.

Uhlein A., 1991. *Transição cráton-faixa dobrada: exemplo do Cráton do São Francisco e da Faixa Araçuaí (Ciclo Brasileiro) no estado de Minas Gerais. Aspectos estratigráficos e estruturais*. Doctor Thesis, Instituto de Geociências Universidade de São Paulo, São Paulo, 295 p.

Vasconcellos D. V. F. 2003 *Falha de transferência de Caritá: o significado tectônico no rifte do Recôncavo-Tucano-Jatobá, NE Brasil*. Dissertação (Mestrado em Evolução Crustal e Recursos Naturais) - Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 66p.

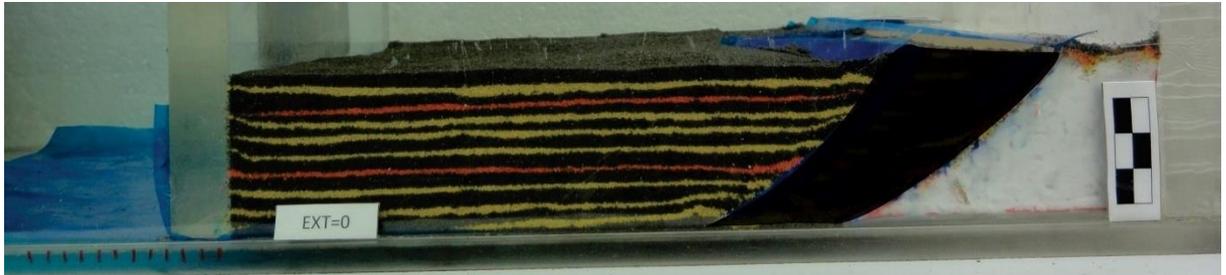
Willis B. 1893. The mechanics of Appalachian structure. *US Geological Survey 13th Annual Report Part 2*, **21**:1-282.

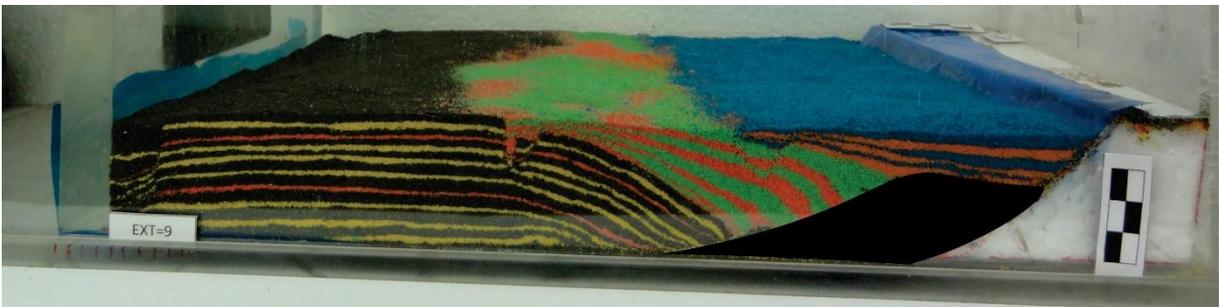
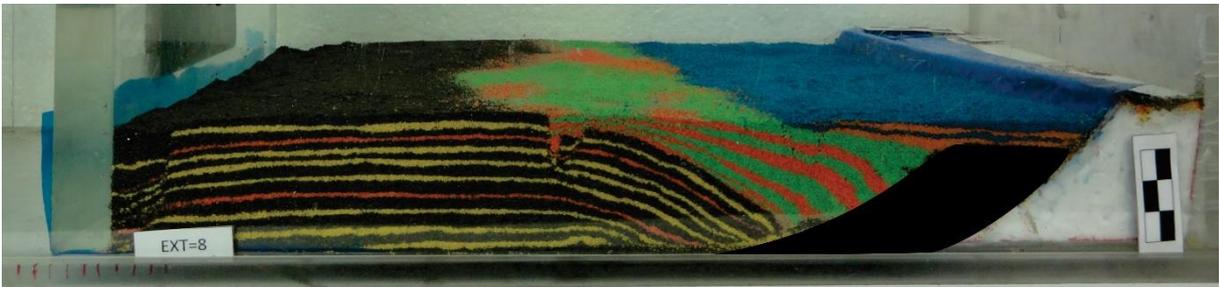
Withjack M.O., Schlische R.W., Olsen P.E. 1998. Diachronous rifting, drifting, and inversion on the passive margin of central eastern North America: an analog for other passive margins. *AAPG Bulletin*, v.82 (5A), 817-835.

Young M.J., Gawthorpe R.L., Hardy S. 2001. Growth and linkage of a segmented normal fault zone; the Late Jurassic Murchison-Stafjord North Fault, northern North Sea. *J.Struct. Geol*, **23**: 1933-1952.

Apêndice I

Evolução do Experimento 3







Apêndice II

Evolução do Experimento 4

