



UNIVERSIDADE FEDERAL FLUMINENSE

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA E GEOFÍSICA

**PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM DINÂMICA DOS OCEANOS
E DA TERRA**

**ANÁLISE DA DEFORMAÇÃO E SEDIMENTAÇÃO NA
MARGEM CONTINENTAL DO LESTE AFRICANO ENTRE
TANZÂNIA E SOMÁLIA**

CÉSAR ANTÔNIO MUBANGO HOGUANE

Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Dinâmica dos Oceanos e da Terra: Área de Concentração Geologia e Geofísica. Departamento de Geologia e Geofísica, Instituto de Geociências, Universidade Federal Fluminense, como requisito parcial para a obtenção do Grau de Mestre em Dinâmica dos Oceanos e da Terra.

Orientador: Prof. Dr. Cleverson Guizan Silva

Niterói

Julho de 2017

Ficha catalográfica automática - SDC/BIG
Gerada com informações fornecidas pelo autor

H714a Huguane, César António Mubango
Análise da Deformação e Sedimentação na Margem
Continental do Leste Africano entre Tanzânia e Somália /
César António Mubango Huguane ; Cleverson Guizan Silva,
orientador. Niterói, 2017.
63 p. : il.

Dissertação (mestrado)-Universidade Federal Fluminense,
Niterói, 2017.

DOI: <http://dx.doi.org/10.22409/PPGDOT.2017.m.06317284733>

1. Geologia Estrutural. 2. Produção intelectual. I. Silva,
Cleverson Guizan, orientador. II. Universidade Federal
Fluminense. Instituto de Geociências. III. Título.

CDD -

Bibliotecário responsável: Debora do Nascimento - CRB7/6368

ÍNDICE

Páginas

LISTA DE FIGURAS	I
AGRADECIMENTOS	IV
RESUMO.....	V
ABSTRACT.....	VI
1. INTRODUÇÃO	1
1.1.Contextualização do Tema.....	1
1.2.Objetivos	6
2.REVISÃO BIBLIOGRÁFICA SOBRE A ÁREA DE ESTUDOS	6
2.1.Evolução Tectônica do Oceano Índico Ocidental.....	10
2.2.Evolução e estratigrafia das Margens Continentais do Leste Africano (com ênfase na Bacia de Lamu)	12
2.3.Reativações tectônicas associadas à evolução do Sistema de Rifte Leste Africano	25
3.MATERIAIS E MÉTODOS	30
3.1.Base de Dados.....	30
3.2.Tratamento de dados	32
3.3.Interpretação	32
4.RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	33
4.1.Descrição da Batimetria regional	33
4.2.Análise regional das anomalias gravimétricas de Ar Livre	35
4.3.Identificação sísmica das principais mega-sêquências tectono-deposicionais.....	38
4.4.Estruturação da Margem Continental Interna do Platô de Quênia	45
4.5.Deformação gravitacional na margem de Quênia e Somália	49
4.6.Relação entre a deformação e a sedimentação	54
5.CONCLUSÃO	62
6.REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	63

LISTA DE FIGURAS.....	Páginas
Figura 1: Batimetria e descrição da área de estudos.	2
Figura 2: Localização das principais feições do Oceano Índico Ocidental (Parsons & Evans 2004)	8
Figura 3: Carta lito-crono-estratigráfica da Bacia de Lamu, incluindo as principais discordâncias regionais e os principais eventos tectônicos na bacia (Cruciani <i>et al.</i> 2017)20	
Figura 4: Sistema do Rifte Leste Africano. Inclui a ramificação oriental que se estende do Triângulo de Afar, a norte, até a Divergência do Norte da Tanzânia, a ramificação ocidental que se estende do Lago Albert, a norte, até a o Lago Malawi, a sul, e a ramificação sudeste, que inclui as bacias submarinas localizadas a oeste da Zona de Fratura de Davie (Chorowicz 2005)	23
Figura 5: Geologia Regional. indicando os principais eventos e províncias vulcânicas, juntamente com as principais tendências dos riftes do continente africano Schluter(2008).....	24
Figura 6: Direções do movimento do Sistema do Rifte Leste Africano e as principais zonas de fratura, nomeadamente, Zona de Fratura de Davie, Dhow, VLCC e ARS (adaptado de Bunce & Molnar 1977; Coffin & Rabinowitz 1987 e Chorowicz 2005).....	6
Figura 7: Tectônica atual do Rifte Leste Africano. Linhas sólidas pretas indicam principais placas ativas, círculos pequenos pretos indicam pontos de sismicidade, linhas tracejadas indicam limites de placas, setas pretas indicam seleção de dados de GPS. MER = main Ethiopian Rift, WR = Western Rift, ER = Eastern Rift, MR = Malawi Rift, DR = Davie Ridge, CSZ = Chissenga seismic zone, UG = Urema graben, UPR = Urrongas protorift, QSA = Quathlamba Seismic axis, RK = Rukwa e UG = Usangu basin (Saria <i>et al.</i> 2014)27	
Figura 8: Localização das linhas sísmicas multicanal utilizadas no presente trabalho adquiridas a bordo da embarcação R. V. Vema, cruzeiro 3618 na década de 1980	29
Figura 9: Batimetria das Margens Continentais do Leste Africano. Dados globais baixados através do site do <i>International Center for Global Gravity Field Model (ICGEM)</i> 32	
Figura 10: Anomalia de Ar Livre. Dados globais baixados através da base de dados do <i>Bureau Gravimétrique Internacional (BGI)</i> modelo WGM 2012 com uma resolução de 1'X1'.....	35
Figura 11: Perfil 84. Caraterizado pela presença de falhas normais, dobramentos, falhas de empurrão e um paleocanal de correntes de turbidez. A Mega-sequência I se estende da Carbonífero ao Jurássico Superior, a Mega-sequência II compreende todo o Cretáceo, sendo limitada no topo por uma discordância erosiva que a separa do Paleoceno, a Mega-sequência III compreende todo o Paleogeno sendo limitada no seu topo por uma discordância regionalmente conhecida no topo do Oligoceno, a Mega-sequência IV se estende do Mioceno ao Plioceno	39
Figura 12: Perfil 88. Caraterizado pela presença de uma bacia costeira, falhas normais aflorantes, falhas de empurrão e um paleocanal de correntes de turbidez. A Mega-sequência I se estende da Carbonífero ao Jurássico Superior, a Mega-sequência II	

compreende todo o Cretáceo, sendo limitada no topo por uma discordância erosiva que a separa do Paleoceno, a Mega-sequência III compreende todo o Paleogeno sendo limitada no seu topo por uma discordância regionalmente conhecida no topo do Oligoceno, a Mega-sequência IV se estende do Mioceno ao Plioceno40

Figura 13: Perfil 79. Observam-se duas bacias costeiras, falhas normais que afloram para a superfície na plataforma continental, falhas de empurrão dois paleocanais de turbiditos e um canal ativo. A Mega-sequência I se estende da Carbonífero ao Jurássico Superior, a Mega-sequência II compreende todo o Cretáceo, sendo limitada no topo por uma discordância erosiva que a separa do Paleoceno, a Mega-sequência III compreende todo o Paleogeno sendo limitada no seu topo por uma discordância regionalmente conhecida no topo do Oligoceno, a Mega-sequência IV se estende do Mioceno ao Plioceno.....41

Figura 14: Perfil 92. Observa-se uma bacia costeira, falhas normais aflorantes e dois paleocanais de turbiditos. A Mega-sequência I se estende da Carbonífero ao Jurássico Superior, a Mega-sequência II compreende todo o Cretáceo, sendo limitada no topo por uma discordância erosiva que a separa do Paleoceno, a Mega-sequência III compreende todo o Paleogeno sendo limitada no seu topo por uma discordância regionalmente conhecida no topo do Oligoceno, a Mega-sequência IV se estende do Mioceno ao Plioceno.....42

Figura 15: Mapa de anomalia de Ar Livre, indicando a Bacia de Lamu, o Alto de Zanzibar-Pemba, a Cordilheira Davy-Walu e a Zona de Fratura de Davie44

Figura 16: Perfil 92. Indicando a Bacia de Lamu, interceptada por falhas normais sintéticas que perfuram o fundo do mar; o Alto de Zanzibar-Pemba, formado por duas estruturas em flor e a Cordilheira Transformante de Davie.45

Figura 17: Perfil 79. Indicando a Bacia de Lamu, o Alto de Zanzibar-Pemba e a Cordilheira Davy-Walu46

Figura 18: Mapa de Anomalia de Ar Livre indicando os limites da frente distensiva e o limite da frente compressiva48

Figura 19: Perfil 88. Indicando a Bacia de Lamu, a Cordilheira Davy-Walu e o Sistema de Deformação Gravitacional.....49

Figura 20: Perfil 84. Indicando a frente distensiva, os dobramentos e as falhas de empurrão51

Figura 21: Mapa de preenchimento sedimentar total52

Figura 22: Mapa de preenchimento sedimentar da Mega-sequência II53

Figura 23: Mapa de preenchimento sedimentar da Mega-sequência III54

Figura 24: Perfil 84. Relação entre depósitos de deslizamento de massa, depósitos contorníticos, paleocanais turbidíticos e falhas de empurrão55

Figura 25: Perfil 88. Relação entre a frente distensiva, frente compressiva, depósitos de deslizamento de massa e depósitos contorníticos56

Figura 26: Perfil 88. Relação entre a frente distensiva, frente compressiva, depósitos de deslizamento de massa e depósitos contorníticos57

Figura 27: Mapa indicando o limite da frente distensiva, frente compressiva, depósitos de movimento de massa, canais turbidíticos e depósitos contorníticos	58
Figura 28: Mapa de preenchimento sedimentar da Mega-sequência IV	59

AGRADECIMENTOS

A Deus Pai, que tem me acompanhado no meu cotidiano e por toda a força e coragem que me disponibilizou para a realização deste trabalho.

Ao CNPq/CAPES por terem me disponibilizado a bolsa de estudos para que eu pudesse cursar o mestrado no Brasil. A Universidade Federal Fluminense, por ter me concedido a carta de aceite para que eu pudesse estudar o mestrado. À Escola Superior de Ciências Marinhas e Costeiras da Universidade Eduardo Mondlane, Moçambique, por terem me dado licença de estudos.

Agradeço particularmente aos professores José Antônio Baptista Neto, Cleverson Guizan Silva, meu orientador; à professora Suzana Sichel, ao Professor André Ferrari e ao Professor Luiz Gamboa pelo apoio que me prestaram durante o meu período de formação. Agradeço também ao falecido professor Akihisa Motoki, meu primeiro orientador, por tudo que pude aprender dele, enquanto ele pôde ensinar.

Agradeço aos meus colegas do curso Sr. José Joaquim Dutra de Andrade, pela amizade e companhia e principalmente por ter me acolhido nos momentos que mais precisei; ao Helder Machaieie, por ter me auxiliado na aquisição do conhecimento, pela força e pelo companheirismo. Estendo meu agradecimento a Glaucia Sakai, Lucas, Vinicius, Rejany Ferreira, Kenji Motoki, Canário, Vitor Hugo, entre outros que participaram direta ou indiretamente na minha formação.

Agradeço também ao Rodrigo que me auxiliou no reprocessamento dos dados sísmicos no *Seismic Unix* e à Marcela Coronel que me auxiliou no tratamento das linhas sísmicas. Agradeço também à Neira Nice e sua filha Ana Carolina que me acompanharam nos estágios finais da minha estadia no Brasil.

RESUMO

O presente estudo disserta sobre a relação entre a deformação tectônica e a sedimentação na margem continental do Leste Africano, entre Tanzânia e Somália. Para efetuar esta análise, foram tratados e reinterpretados dados sísmicos multicanal 2D adquiridos pelo Observatório Geológico *Lamont-Doherty* na década de 1980, a bordo da embarcação R.V. Vema, cruzeiro 3618, além da análise de mapas gravimétricos e batimétricos da região extraídos de bases de dados globais. As margens de Tanzânia, Quênia e sudeste de Somália, foram fortemente controladas pela tectônica do embasamento, com evidências de estruturas que chegam até a superfície do fundo submarino atual, provavelmente relacionadas com a formação do Sistema do Rifte Leste Africano. Um sistema de deformação gravitacional com falhas normais lítricas, dobras e falhas de empurrão ocorre na margem do Quênia e Somália, e influenciou na formação de depósitos de contornitos e turbiditos que prevalece até os dias de hoje.

Palavras Chave: Tectônica, Falhas normais, Falhas de empurrão, Contornitos, Turbiditos, Margens Continentais do Leste Africano.

ABSTRACT

This study addresses the relation between tectonic deformation and sedimentation in East Africa Continental Margins. To perform this analysis, we reprocessed and reinterpreted 2D Multichannel seismic data acquired with R.V. Vema, cruise 3618 by the Lamont-Doherty Geological Observatory in 1980, we plotted global bathymetric and gravity maps of the region. Basement tectonics deeply controlled the continental margins of Tanzania, Kenya and Somali where structures are observed to reach the present seafloor. These structures are probably related to the continental rift of the East Africa Rift System. Gravity tectonic deformation, including normal listric faults, folds and thrust faults occur on the Kenya and Somali margins. These gravity structures interfered with bottom water currents and turbidity currents generating contourite and turbidite deposits which are prevalent on the sedimentary section up to the present.

Keywords: Tectonics, Normal faults, Thrust faults, Contourites, Turbidites, East African Continental Margins.

1. INTRODUÇÃO

1.1. Contextualização do tema

As margens e bacias conjugadas do Leste Africano e Madagascar estão localizadas no Oceano Índico Ocidental. Seu processo de formação está associado à separação de Madagascar e África nos estágios iniciais da fragmentação do supercontinente Gondwana (Rabinowitz *et al.* 1983; Coffin & Rabinowitz 1987; Coffin & Rabinowitz 1988).

De acordo com Coffin & Rabinowitz (1987) as primeiras hipóteses sobre o desenvolvimento destas margens foram propostas bem antes do lançamento da Teoria de Placas Tectônicas. Du Toit (1937) foi o primeiro a aventar a hipótese sobre deriva de Madagascar em relação à África sugerindo uma paleoposição de Madagascar a norte de sua posição atual, adjacente às margens de Somália, Quênia e Tanzânia (Figura 1). Posteriormente, Francis (1964, in Coffin & Rabinowitz, 1987), com base em dados sísmicos de refração, propôs que a separação continental teria iniciado no Cretáceo e continuado até o Holoceno.

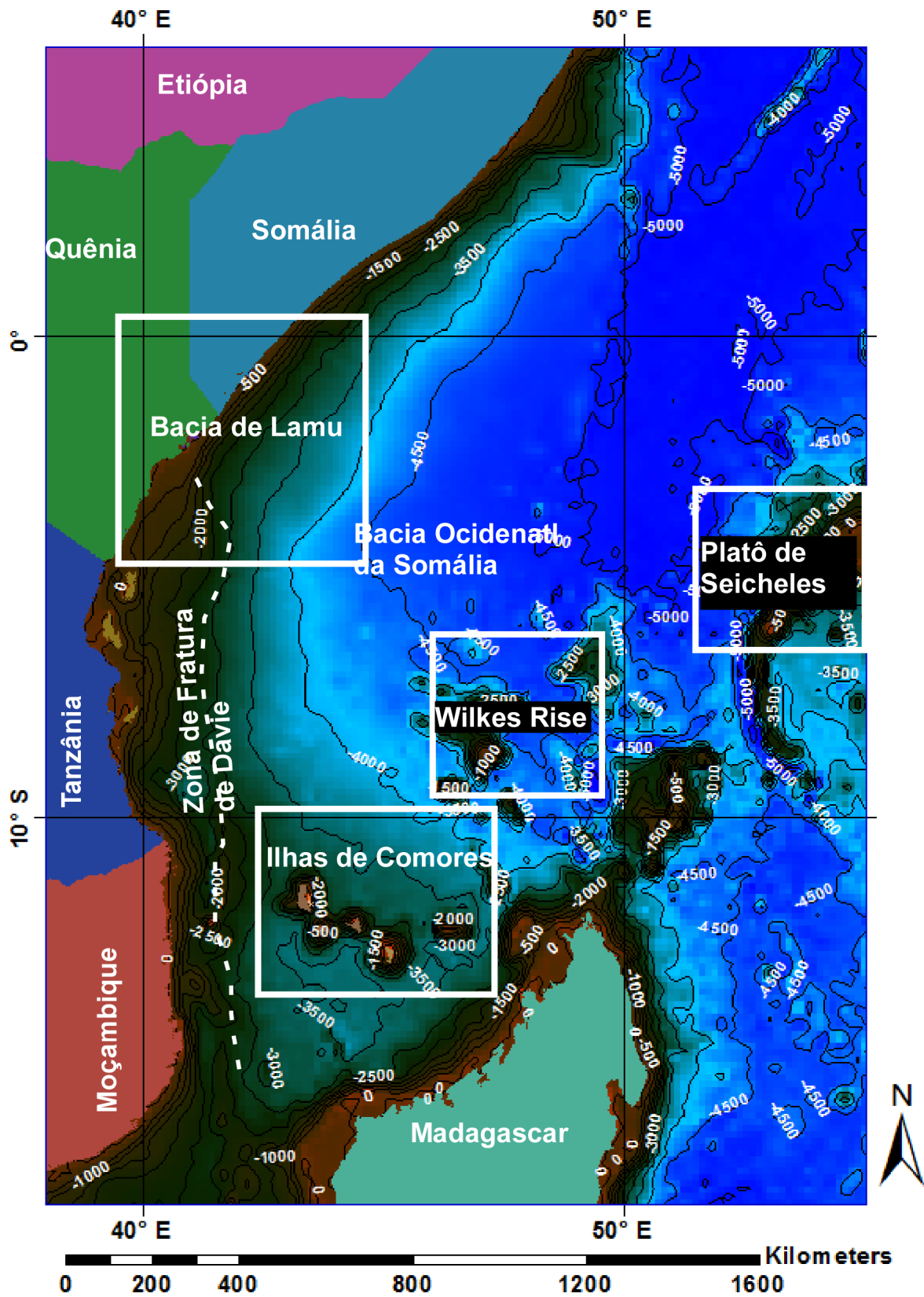


Figura 1: Batimetria e área de estudos.

As variadas hipóteses sobre a paleoposição de Madagascar em relação à África podem ser resumidas em três grandes correntes, nomeadamente: **i) Adjacente às margens da Somália, Quênia e Tanzânia:** defendida, entre tantos, por Du Toit (1937) e Smith & Hallam (1970); **ii) Adjacente à costa de Moçambique:** dentre tantos teóricos, destacam-se Flores *et al.* (1970) e por fim **iii) Sua atual posição:** Tarling (1971) é um dos principais teóricos que defendeu esta hipótese (Bunce & Molnar 1977; Rabinowitz *et al.* 1983 e Coffin & Rabinowitz 1987).

Rabinowitz *et al.* (1983) afirmam, com base em anomalias magnéticas marinhas, na Bacia de Moçambique e na Bacia Ocidental da Somália, a paleoposição de Madagáscar ao norte da posição atual, o que foi extensamente corroborado por evidências fisiográficas, paleomagnéticas, gravimétricas e magnéticas (Coffin & Rabinowitz 1987).

Rabinowitz *et al.*(1983) mapearam a Zona de Fratura de Davie entre 17°S e 2°S (Figura 1), e conjecturaram sobre a presença de diápiros de sal nas margens de Somália e Madagascar. Caracterizaram ainda as velocidades sísmicas indicando a natureza oceânica da Bacia de Somália, as anomalias magnéticas marinhas do Mesozóico e a descoberta da Zona Magnética Quieta do Jurássico nas Bacias de Somália e de Comores.

Posteriormente, Coffin & Rabinowitz (1988) reconstituíram a evolução geológica das Bacias e Margens Conjugadas do Leste Africano com base na interpretação de afloramentos rochosos, perfuração Industrial onshore, poços do projeto *Deep Sea Drilling Project (DSDP)*, linhas sísmicas mono canal e linhas sísmicas multicanal do Observatório Geológico Lamont-Doherty.

Embora o modelo apresentado por Rabinowitz *et al.* (1983) e Coffin & Rabinowitz (1987) seja convincente, a geometria da reconstituição de Madagascar sofreu vários refinamentos ao longo dos anos, e ainda hoje existe um debate acerca da paleoposição de Madagascar (Klimke & Franke 2016).

De acordo com Klimke & Franke (2016) quase todas reconstituições do Gondwana propõem a paleoposição de Madagascar adjacente às margens de Somália, Quênia e Tanzânia e modelam um deslocamento por mais de 1000 km para sul ao longo de uma falha transformante principal, ao longo da Zona de Fratura de Davie e a existência de uma margem transformante no limite ocidental da Bacia Ocidental da Somália (Figura 1).

Baseados na interpretação de novos dados sísmicos, gravimétricos e magnéticos da região offshore do norte de Moçambique (Bacia de Kerimbas e Lacerda) e reinterpretação de dados sísmicos levantados pela embarcação R.V. Vema, cruzeiro V3618 na década de 1980 (os mesmos dados utilizados no presente estudo), Klimke & Franke (2016) concluíram que a Cordilheira Walu (offshore Quênia) e o limite oriental da Bacia de Kerimbas (norte de Moçambique) não estão associadas ao movimento de Madagascar (como anteriormente pensado), estão pelo contrário, correlacionadas ao vulcanismo do final do Cretáceo, à inversão tectônica na margem do Quênia e à evolução do Sistema de Rifte do Leste Africano.

Além do mais, Klimke & Franke (2016) afirmam que dados offshore da Tanzânia não apresentam estruturas do embasamento que indiquem a presença de falhas transformantes, questionando assim a natureza transformante dessas margens. Ademais, assumem que as margens de Quênia e Tanzânia não

apresentam características típicas de margens transformantes, contrariando assim os modelos mais aceites para a reconstituição e evolução dessas margens. Por fim, sugerem uma paleoposição de Madagascar mais a sul do que proposto pelos modelos convencionais, uma propagação do rift no sentido sudoeste e um espalhamento do fundo marinho e rifteamento oblíquo.

Outro aspecto que ainda permanece controverso é a origem da sismicidade observada por Heirtzler & Borroughs (1971) na porção transformante das margens continentais do Leste Africano. Eles propuseram que seria resultado de um movimento recente de Madagascar em relação à África na direção Norte-Sul numa taxa de 2,9 cm/ano. Porém de acordo com Rabinowitz *et al.* (1983) esse movimento cessou nos inícios do Cretáceo e essa sismicidade deveria ter outra origem. Por outro lado Coffin & Rabinowitz (1984) documentaram a ocorrência de falhamento severo a norte e sul de 10°S associado à Zona de Fratura de Davie e sugeriram que a feição poderia estar se reativando como um rifte devido ao estiramento crustal do Craton Africano e da Placa da Somália. Coffin & Rabinowitz (1988) afirmam que a margem transformante do Leste Africano foi severamente afetada por atividades tectônicas do Paleogeno e especulam que possam estar relacionadas ao Rifte Leste Africano.

No presente trabalho, foram utilizados dados sísmicos multicanal 2D colhidos a bordo da embarcação R.V. Vema cruzeiro V3618 e processados pelo Observatório Geológico Lamont-Doherty na década de 1980. Os dados foram tratados com vista a diminuir o ruído aleatório, corrigir os deslocamentos de tempo e aumentar o ganho com vista a garantir melhor visibilidade das estruturas.

Para além desses dados, foram utilizados dados batimétricos (ETOPO1) e dados gravimétricos derivados de satélite.

1.2. Objetivos

O objetivo geral do presente trabalho é analisar a deformação tectônica e a sedimentação na Margem Continental do Leste Africano. Para concretização deste objetivo foram esboçados os seguintes objetivos específicos:

- Mapear as estruturas presentes na região através da interpretação sísmica.
- Identificar o padrão de sedimentação da região através da interpretação sísmica.
- Relacionar a deformação tectônica com a sedimentação.

2. Revisão bibliográfica sobre a área de estudos

O presente estudo foi realizado nas Margens Continentais do Leste Africano (Somália, Quênia e Tanzânia) conforme ilustra a Figura 1.

O Oceano Índico Ocidental e suas margens continentais foram formados durante a quebra do supercontinente Gondwana. Este Oceano possui uma enorme variedade tanto em relevo, quanto na gênese das feições do fundo marinho, tornando-se no oceano mais diversificado de todos (Parsons & Evans 2004).

A porção ocidental do Oceano Índico, por si, contém todos tipos de limites de placas (tanto ativas como extintas), uma das zonas de fratura mais profundas,

a configuração de cordilheiras meso-oceânicas mais complexa e a sequência sedimentar mais espessa de todos os oceanos (Parsons & Evans 2004).

O Oceano Índico Ocidental cobre uma área de cerca de 22.3 milhões de quilômetros quadrados e é majoritariamente coberto por planícies abissais profundas. As bacias oceânicas são limitadas predominantemente por margens riftes, caracterizadas por plataformas continentais de variadas formas. Maior parte das margens são não-vulcânicas, com geometria de rifteamento passivo e uma cobertura moderada de sedimentos (Parsons & Evans 2004).

Para além de bacias oceânicas, três principais feições de origens diferentes predominam no assoalho marinho do Oceano Índico Ocidental (Figura 2), nomeadamente (Parsons & Evans 2004):

- i) **A cordilheira Chagos-Laccadive**, localizada a leste, estendendo-se cerca de 2000 quilômetros a sul da margem ocidental do subcontinente Indiano e representa um registro relíquia de um magmatismo e vulcanismo extrusivo durante o espalhamento do assoalho marinho.
- ii) **O sistema de cordilheiras meso-oceânicas**, que divide o Oceano Índico em três partes, separando as placas tectônicas do Leste Africano, Arábia, Antártica e Índia/ Austrália ao longo de três limites de placas ativos.
- iii) **O Platô de Mascarene**, uma das feições batimétricas mais salientes pouco profundas.

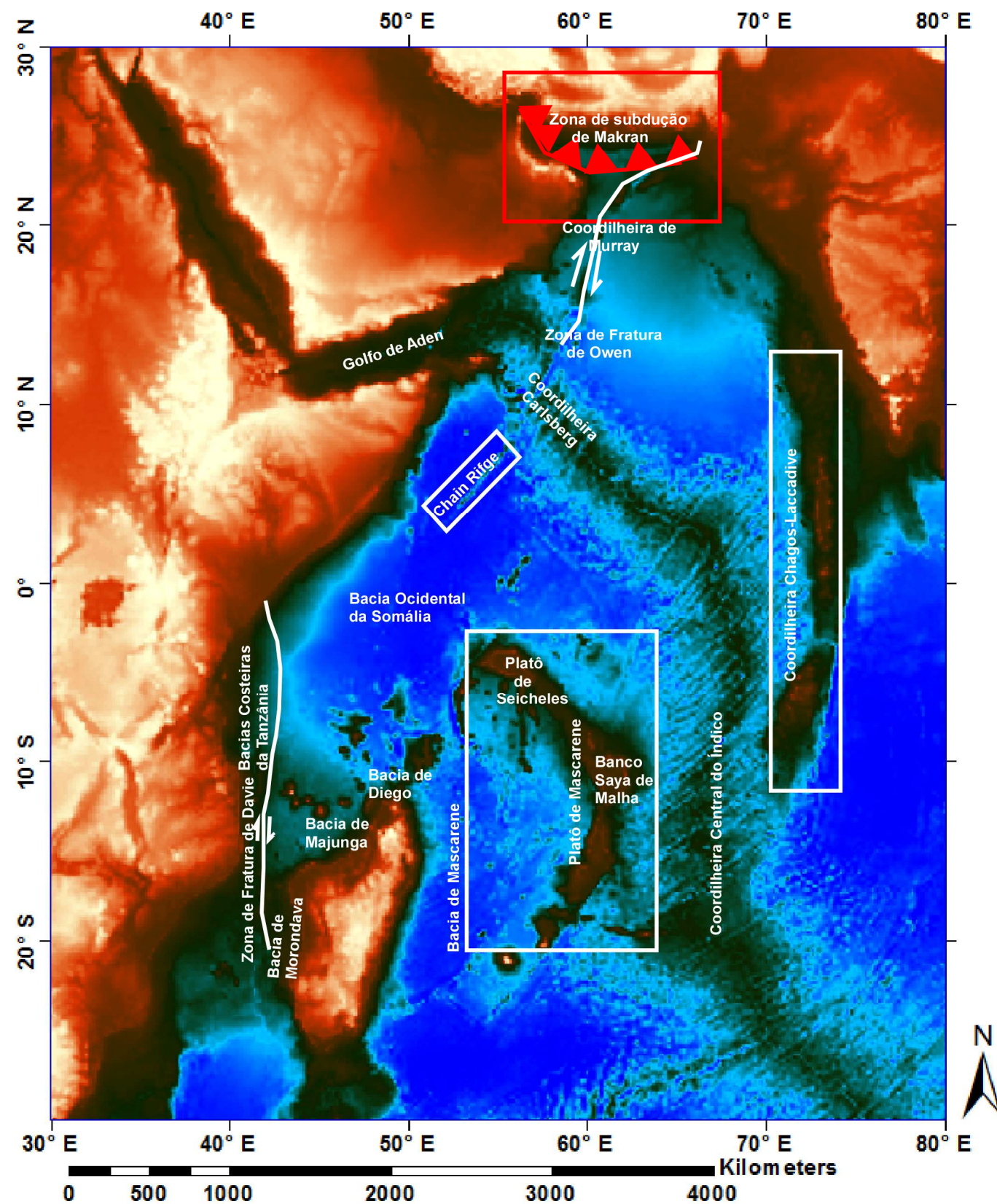


Figura 2: Localização das principais feições do Oceano Índico Ocidental, adaptado de Parsons & Evans (2004).

As margens continentais do Oceano Índico Ocidental são dominadas majoritariamente por estruturas distensionais que ocorrem na maior parte da margem do extremo oriental do continente Africano, Madagascar e toda a margem do subcontinente Indiano (Parsons & Evans 2004).

No extremo norte do Oceano Índico Ocidental, situa-se a zona de subducção Makran (Figura 2), onde a Placa Arábica converge e mergulha sob o limite sul da Placa Euroasiática, a sul de Paquistão e Irã. Uma região de limite compressivo localiza-se ao longo da Fossa Amirante localizada a norte da Bacia de Mascarene. Nessa região a abertura da bacia foi em formato de leque e girou acerca de um polo de Euler localizado a norte da bacia, o que fez com que a seção norte se torne um limite de placas compressivo (Parsons & Evans 2004).

A cordilheira meso-oceânica do Oceano Índico Ocidental, incluindo a Cordilheira Central do Índico, estende-se por cerca de 7 mil quilômetros de comprimento (Figura 2), elevando-se cerca de 3 mil metros acima das bacias oceânicas adjacentes. No seu ponto mais raso, a cordilheira encontra-se a uma profundidade de 1500 metros, no seu ponto mais profundo, localizado na cordilheira do Sudoeste do Índico, encontra-se a uma profundidade de cerca de 5600 metros abaixo do nível do mar, e é a localização mais profunda de uma cordilheira no globo (Parsons & Evans 2004).

A cordilheira do Sudoeste do Oceano Índico é caracterizada por ser uma das cordilheiras com menor taxa de espalhamento (15 mm/ano) e a mais profunda do globo, e é orientada obliquamente à direção de espalhamento – aproximadamente Norte-Sul. Parcialmente para acomodar essa obliquidade a cordilheira é interceptada por um alto número de zonas de fratura de grande

extensão lateral e altas profundidades. O curto comprimento, elevado número de zonas de fratura e altas profundidades das zonas de fratura, permite a passagem de massas de água profundas dos Oceanos do Sul para o norte (Parsons & Evans 2004), o que irá favorecer o retrabalhamento sedimentar, gerando canais de contorno e depósitos contorníticos associados.

As regiões mais antigas do Oceano Índico, tal como a Bacia de Somália e de Moçambique, sofreram sucessivos eventos de espalhamento do assoalho marinho. A idade dessas bacias e a sua proximidade com massas continentais em erosão contribuíram significativamente para o soterramento de algumas feições topográficas associadas ao espalhamento do assoalho marinho extinto, tal como as cordilheiras e zonas de fratura (Parsons & Evans 2004).

Um dos maiores sistemas de zona de fratura da região de estudo é a Zona de Fratura de Owen (Figura 2), que separa a seção da Cordilheira Central do Índico (CCI) do sistema de espalhamento do Golfo do Aden, ao longo da cordilheira Carlsberg (Parsons & Evans 2004). Associada à zona de fratura, existe um sistema de cordilheiras maior, transversal que continua em ambos lados da CCI. A sudoeste, a cordilheira ou zona de fratura fica soterrada sobre os sedimentos do Norte da Bacia de Somália, mas, a nordeste, a cordilheira Carlsberg junta-se eventualmente à cordilheira transtencional de Murray (Parsons & Evans 2004).

2.1. Evolução Tectônica do Oceano Índico Ocidental

De acordo com Parsons & Evans (2004) o rifteamento iniciou entre o Jurássico Médio a Superior e o espalhamento do assoalho marinho entre África,

Índia/Madagascar cessou há cerca de 130-120 M.a. atrás, durante o Cretáceo Médio, deixando Índia e Madagascar a separar-se da Antártica como uma única massa continental. Durante este período, a parte sul do Oceano Índico estava começando a se formar.

Há cerca de 85 milhões de anos atrás (Cretáceo Superior), outro rifteamento teve início, separando Índia de Madagascar/África, levando consigo o Platô de Mascarene incluindo o Banco de Saya Malha. Outro estágio rifte iniciou há cerca de 64 milhões de anos atrás (início do Paleoceno), culminando na separação de Índia, do Platô de Seychelles, Banco de Saya Malha e cadeias de montes submarinos (Figura 2), dando início ao espalhamento que continua até o presente ao longo da Cordilheira Central do Índico (Parsons & Evans 2004).

Finalmente Índia colidiu com a Placa Euroasiática entre 55 e 50 milhões de anos atrás (Final do Paleoceno-Início do Eoceno) dando início a um regime tectônico compressivo no extremo norte do Oceano Índico Ocidental (Parsons & Evans 2004).

2.2. Evolução e estratigrafia das Margens Continentais do Leste Africano (com ênfase na Bacia de Lamu)

De acordo com Coffin & Rabinowitz (1988) a formação das bacias e Margens Conjugadas do Leste Africano teve seu início durante o Permo-Carbonífero (aproximadamente 300 M.a. atrás) e a distensão ocorreu intermitentemente por um período de aproximadamente 150 M.a. até o início do espalhamento do fundo marinho no Jurássico Médio (cerca de 165 M.a. atrás).

O início do espalhamento do fundo marinho (nos meados do Jurássico) foi marcado por uma intensa atividade vulcânica, falhamentos e uma transição de fácies predominantemente continentais para predominantemente marinhas. No Cretáceo Médio iniciou-se a circulação abissal na Bacia Ocidental da Somália e encerrou-se o espalhamento do fundo marinho entre Madagascar e África. O Cretáceo Superior foi marcado pela ocorrência de um vulcanismo em escala regional (Coffin & Rabinowitz 1988).

Durante o Paleogeno houve reativação do rifteamento nas bacias costeiras da Tanzânia, estendendo-se para a Zona de Fratura de Davie. No Paleoceno e Oligoceno todas as bacias registraram hiatos, um evento erosivo marcou o final do Paleogeno. O Neogeno e Quaternário foram marcados por intenso vulcanismo nas Ilhas de Comores, dobramentos e falhamentos dos estratos nas regiões marinhas e continentais da Tanzânia – que prevalece até o presente (Coffin & Rabinowitz 1988).

Este processo de separação entre Madagascar e África culminou na formação de dois tipos de margens conjugadas: i) Margens rifte e ii) Margens transformantes. As Bacias do sudoeste da Somália (Bacia de Lamu) e o norte de Madagascar (Bacias de Majunga e Diego) são margens riftes, enquanto as Bacias do Leste da Tanzânia (Bacia Costeira da Tanzânia) e o Ocidente de Madagascar (Bacia de Morondava) são margens transformantes conjugadas.

Bunce & Molnar (1977 in Coffin & Rabinowitz, 1987) reconheceram a Zona de Fratura de Davie como o maior e principal limite transformante ocidental definindo a geometria de separação entre Madagascar e África e conjecturaram a existência de outras zonas de fraturas a norte e a ocidente de Madagascar. Em

perfis sísmicos, identificaram três cordilheiras do embasamento, nomeadamente, i) Dhow, ii) *Very Large Crude Carrier* (VLCC) e iii) *Auxiliary Rescue and Salvage* (ARS) (Figura 7). Essas cordilheiras foram interpretadas como zonas de fratura e foram utilizadas para reconstituir a paleoposição de Madagascar antes de sua separação com África (Coffin & Rabinowitz 1987).

Porém, resultados de perfurações realizadas no Oceano Índico pelo programa DSDP (*Deep Sea Drilling Project*), *site 240 e 241* e dados de anomalias magnéticas levantadas na Bacia Ocidental da Somália sugerem outra interpretação para estas cordilheiras. De acordo com Coffin & Rabinowitz (1987), as cordilheiras de Dhow e VLCC definem a geometria de quebra entre Índia e Madagascar. A assimetria entre elas, com escarpas em direção a oeste indica que estas feições sejam relíquias de placas divergentes delimitando províncias da crosta oceânica de idades distintas. A ARS, diferentemente, está contida inteiramente na bacia a noroeste da Chain Ridge, podendo estar relacionada ao movimento entre Madagascar e África (Coffin & Rabinowitz 1987).

A Zona de Fratura de Davie é observada como uma feição morfológica proeminente entre os 20 e 9 °S. Mais a norte ela é mais visível como um alto gravimétrico que intercepta a linha da costa de Quênia a 2.5 °S. Essa continuação a Norte da Zona de Fratura de Davie foi sugerida por outros como sendo uma cordilheira soterrada, mas Scrutton (1978) propôs que fosse uma continuação a Norte da Zona de Fratura de Davie e batizou a feição toda como Zona de Fratura de Davie (Coffin & Rabinowitz 1987).

As características geofísicas da Zona de Fratura de Davie variam ao longo da direção *strike*, perfis sísmicos mostram por vezes um ou dois altos

assimétricos no embasamento que chegam a atingir milhares de metros de altura e mergulham abruptamente em direção a oeste e mais levemente na direção leste (Coffin & Rabinowitz 1987).

A largura da Zona de Fratura de Davie varia de dezenas de quilômetros até 100 quilômetros, a porção ocidental é mais profunda que a oriental, sua assinatura magnética é positiva, variando tipicamente entre 40-100 nT, embora valores mais altos quanto 580 nT possam ser encontrados. A norte de $\sim 11^{\circ}\text{S}$, a assinatura geofísica da Zona de Fratura de Davie é muito sutil (Coffin & Rabinowitz 1987).

2.2.1. Limite Crusta Continental e Crusta Oceânica

O limite entre o Continente e o Oceano é facilmente determinado em margens continentais com baixa carga sedimentar, onde o sinal sísmico entre a crosta continental e oceânica é notável. Em margens com enormes acumulações de sedimentos, como é o caso das Margens do Leste Africano e Madagascar, a transição é geralmente detectada através de anomalias dos campos potenciais (Coffin & Rabinowitz 1987).

Na margem rifte de Madagascar o limite entre o Continente e o Oceano foi definido como a região que coincide com o gradiente mais alto da Anomalia de Ar Livre, uma vez que sua assinatura magnética é difícil de interpretar. Na margem rifteada do Leste Africano, o limite entre Continente e o Oceano, coincide com o local de uma anomalia magnética positiva (20-80 nT) que, por sua vez, corresponde ao gradiente máximo do Ar Livre (que se encontra a 30 km da

costa).O limite entre o Continente e o Oceano para a margem transformante seria idealmente a Zona de Fratura de Davie (Coffin & Rabinowitz 1987).

2.2.2. *Província de diápiros*

A deposição evaporítica é comumente associada aos estágios rifte e aos estágios iniciais de separação entre os continentes, a deposição do sal cessa quando as condições estáveis do oceano são estabelecidas. Com a continuação da deriva, a província de sal que outrora era contínua, divide-se em duas províncias situadas em margens conjugadas. A localização e distribuição dos evaporitos nas margens conjugadas fornece uma informação útil na reconstituição da paleoposição dos continentes (Coffin & Rabinowitz 1987)

Os diápiros e almofadas observadas em dados sísmicos nos arredores de Madagascar assemelham-se aos observados nas margens de Quênia e Somália (Coffin & Rabinowitz 1987). Contudo, não há evidências de sal quer seja em perfurações ou afloramentos no Leste Africano, porém Rabinowitz *et al.* (1982) sugeriram a presença de sal, uma vez que cerca de 3 km de evaporitos em seções do Permiano Superior ao Jurássico Inferior, foram perfurados num graben isolado da Tanzânia mostrando condições favoráveis para a deposição de sal naquele intervalo de tempo (Coffin & Rabinowitz 1987). Estudos recentes, baseados em informações de poços, indicam a presença de sedimentos siliciclasticos no lugar de diápiros de sal, uma vez que foram amostrados principalmente depósitos siliciclásticos e carbonatos nas margens de Quênia e Somália (Stanca *et al.* 2016).

2.2.3. Ilhas e Montes submarinos das Bacias de Comoros e Ocidental da Somália

As ilhas e arquipélagos da região que foram utilizadas para fins de reconstituição são o Arquipélago de Comores, Grupo Cosmoledo e Wilkes Rise. Maior parte das ilhas do Arquipélago de Comores são resultado do vulcanismo hotspot (Coffin & Rabinowitz 1987).

Não há registro de idades do embasamento das ilhas do Grupo Cosmoledo, porém dados magnéticos suportam uma origem vulcânica para o Atol Aldabra, nenhuma rocha de origem continental foi reportada nessas ilhas. O Grupo Cosmoledo provavelmente formou-se após a Bacia Ocidental da Somália (Coffin & Rabinowitz 1987).

Wilkes Rise aparece como uma feição dominante tanto na batimetria, assim como na gravimetria de satélite da Bacia Ocidental de Somália, apresentando um campo característico que consiste em um alto circular de cerca de ~200 mGal (Coffin & Rabinowitz 1987).

A assinatura gravimétrica do Wilkes Rise pode ser explicada pela formação de um monte submarino nas proximidades de um centro de espalhamento numa litosfera nova, fina, quente, e relativamente frágil e neste caso, a Wilkes Rise seria então considerada mais nova que a crosta oceânica da Bacia Ocidental de Somália (Coffin & Rabinowitz 1987).

A Bacia Costeira da Somália localiza-se a Sudoeste do afloramento rochoso Bur na Somália, a partir do qual os sedimentos rejuvenescem e se espessam. Seu limite sudoeste com o *Lamu embayment* não é bem definido,

embora o aumento abrupto da espessura dos sedimentos do Cenozoico a sul de Somália pode ser considerado como a transição (Coffin & Rabinowitz 1988).

O *Lamu Embayment* estende-se desde o Poço Oddo Alimo, a sul, atravessando Quênia até a fronteira, e do lado Continental estende-se da Costa de Quênia até o afloramento do embasamento Pre-Câmbriano. As bacias costeiras da Tanzânia situam-se a ocidente da Zona de Fratura de Davie, limitando-se a norte pelo *Lamu Embayment* e a sul pelo embasamento oriental de Moçambique e a oeste pelo embasamento Pre-Câmbriano (Coffin & Rabinowitz 1988). A Bacia Ocidental de Somália foi formada pela separação entre Madagascar e África, a Zona de Fratura de Davie é o seu limite oriental (Coffin & Rabinowitz 1988).

2.2.4. *Estratigrafia da Bacia de Lamu*

A Bacia de Lamu cobre uma área de cerca de 170 000 km² no Quênia e na região costeira do sul da Somália, a leste do meridiano 39° e inclui as áreas adjacentes da plataforma e talude continental do Oceano Índico Ocidental. Seu limite sul corresponde à fronteira entre Quênia e Tanzânia, e o limite norte coincide com o equador e é limitada a sudoeste pelos afloramentos do embasamento Pre-Câmbriano formado por Rochas Metamórficas do Cinturão de Moçambique.

De acordo com Coffin e Rabinowitz (1987) após o cessamento do movimento entre Madagascar e África, a margem do leste africano passou por uma intensa deformação tectônica e soerguimento associado ao vulcanismo.

Cruciani *et al.* (2017) afirmam que a Bacia de Lamu foi afetada por episódios de reativação de soerguimento do embasamento até início do Paleoceno formando um padrão complexo de altos estruturais com tendências noroeste-sudeste e norte-sul. Neste contexto, a Cordilheira Davy-Walu, uma cordilheira de inversão com tendência norte-sul que se estende por mais de 250 km, foi formada na porção norte da Zona de Fratura de Davie.

Durante o Cenozoico, a margem foi fortemente afetada pelo desenvolvimento do Rifte Leste Africano que iniciou durante o Eoceno e continua ativo. O soerguimento relacionado a este rifteamento desde o Mioceno Médio causou a emersão da parte ocidental da Bacia de Lamu desencadeando deformação gravitacional local (Cruciani *et al.* 2017).

A seção sedimentar onshore da Bacia de Lamu possui uma espessura entre 3-10 km, enquanto que a porção offshore possui uma espessura sedimentar entre 12-13 km. A bacia é composta por sedimentos do Permo-Carbonífero até o Neogeno, divididos em quatro Mega-sequências, separadas por discordâncias regionais, conforme ilustra a Figura 6 (Cruciani *et al.* 2017).

A Mega-sequência I compreende os sedimentos syn-rift do Karoo que são principalmente continentais. As Mega-sequências II-IV, compreendem todos os sedimentos pós-rifte, que marcam a transição de fácies continentais para fácies neríticas e abissais (Cruciani *et al.* 2017).

A mega-sequência I, engloba duas importantes fases de rifteamento continental, a primeira, associada ao rifte do Karoo, quando se formaram os grabens intracontinentais alongados, desde o início do Carbonífero até o

Jurássico Inferior. Ao final desta mega-sequência, ocorre a segunda fase de rifteamento, entre África e Madagascar, se estendendo até o final do Jurássico Médio. A instalação do rifte de Madagascar é marcada por extensa erosão dos sedimentos continentais do rifte do Karoo dando lugar ao início da sedimentação carbonática a partir do final do Jurássico Inferior, marcando a transição para a subsidência térmica em margem passiva (Cruciani *et al.*, 2017).

A mega-sequência II corresponde ao Grupo Sabaki, constituído por arenitos, carbonatos e folhelhos marinhos depositados durante o Cretáceo. Esta mega-sequência se encerra com a reativação tectônica que formou a cordilheira de Davy-Walu, acompanhada de vulcanismo (Cruciani *et al.*, 2017). Ao final desta mega-sequência tem também início o processo de deformação gravitacional que irá gerar os sistema de falhas normais e de falhas de empurrão presentes na margem norte do Quênia e sul da Somália (Cruciani *et al.*, 2017).

Poços exploratórios mostraram que mais de 2000 metros de folhelhos marinhos foram depositados durante o Cretáceo, correspondendo à Mega-sequência II. A alternância entre as fases transgressivas e regressivas devido à tectônica e eventos climáticos, produziram pulsos de suprimento de sedimentos desde o final Cretáceo ao Neógeno.

A discordância do final do Paleoceno (U2) separa as Mega-sequências II e III, quando depositam-se os sedimentos siliciclásticos e carbonáticos marinhos do Grupo Tana. Durante a deposição desta mega-sequência, tem início, no Eoceno o rifteamento do leste da África, dando origem ao sistema de riftes do Leste Africano (Cruciani *et al.*, 2017).

Finalmente acima da discordância do final do Oligoceno (U3), deposita-se a mega-sequência IV, com a deposição dos sedimentos do Grupo Costeiro (Coastal) até o presente. Neste intervalo tem continuidade o soerguimento e distensão do leste da África, com a formação do rifte do Quênia (Cruciani *et al.*, 2017).

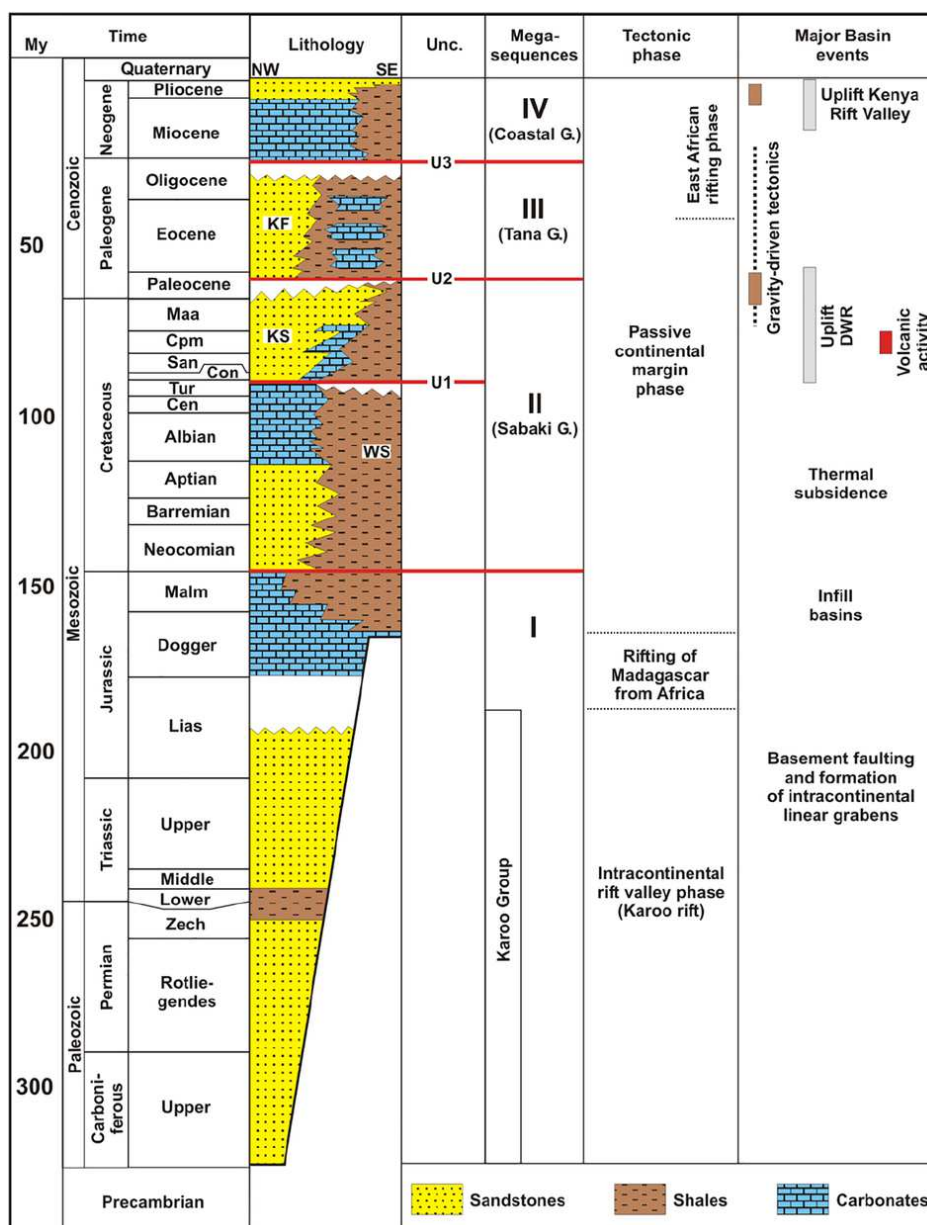


Figura 3: Carta lito-crono-estratigráfica da Bacia de Lamu, incluindo as principais discordâncias regionais e os principais eventos tectônicos na bacia (Cruciani *et al.* 2017).

A deformação gravitacional que teve início no final da mega-sequência II e provavelmente ainda está em atividade. Esta deformação é associada a períodos de alta taxa de sedimentação, induzindo alta pressão nos folhelhos por compactação, que passam a servir como superfícies de destacamento sobre a qual se movimentam as sequências sedimentares sobrepostas, gerando um grande cinturão de dobras e falhas caracterizados por uma região proximal distensiva e uma zona externa sob domínio compressivo. Este cinturão de dobras e falhas apresenta uma variação notável de largura ao longo da direção *strike*, desde mais de 150 km de largura na porção norte, a menos de 50 km de largura na porção sul (Cruciani *et al.* 2017). O encurtamento total máximo associado à região de compressão excede 48 km na porção norte da bacia e decresce em direção ao limite sul para menos de 15 km (Cruciani *et al.* 2017).

A variação do estilo das estruturas gravitacionais ao longo da direção *dip* é refletida numa tendência geral de um aumento do comprimento de onda das dobras passando de 3 km na porção externa para cerca de 8.5 km em direção ao continente. A ocorrência local de dobras de comprimentos de onda curtos podem refletir a presença de camadas frágeis em níveis estratigráficos acima da superfície de destacamento principal (Cruciani *et al.* 2017).

Os cinturões de falhas de empurrão na Bacia de Lamu estiveram ativos por 45 M.a. entre o final do Cretáceo e o Mioceno Inferior. Contudo o maior encurtamento (97%) ocorreu durante o Paleoceno, por menos de 10 M.a. (Cruciani *et al.* 2017)

2.3. Reativações tectônicas associadas à evolução do Sistema de Riftes do Leste Africano

De acordo com Chorowicz (2005) a primeira manifestação do Rifte do Leste Africano iniciou há cerca de 30 M.a. atrás. Os vales do Sistema de Riftes do Leste Africano se dividem em três partes: i) a Ramificação Oriental, ii) a Ramificação Ocidental e iii) a Ramificação Sudeste (Figura 4).

A Ramificação Oriental estende-se por uma distância de 2200 km do Triângulo de Afar a norte, atravessando o Rifte Principal da Etiópia, o Gráben de Omoturkana, o Rifte de Quênia e termina na Divergência do Norte da Tanzânia, a sul. A Ramificação Ocidental estende-se por uma distância de cerca de 2100 km do Lago Albert, à norte, até Lago Malawi, a sul e compreende vários segmentos. O segmento norte inclui as bacias do Lago Albert, Lago Edward e Lago Kivu, curvando progressivamente de norte do nordeste a norte-sul. O segmento central tem uma tendência noroeste-sudeste e inclui as bacias do Lago Tanganyika e Rukwa. O segmento sul corresponde principalmente ao Lago Malawi e algumas bacias mais para o sul. A Ramificação Sudeste inclui as bacias submarinas localizadas a oeste da Zona de Fratura de Davie e compreende as bacias de Pemba, Mafia, Kerimbas e Lacerda. Estas bacias são meio-grabens de mais de 20 km de largura. As bacias de Kerimbas e Lacerda estão possivelmente relacionadas à reativação de falhas transtensionais antigas da Zona de Fratura de Davie (Chorowicz 2005).

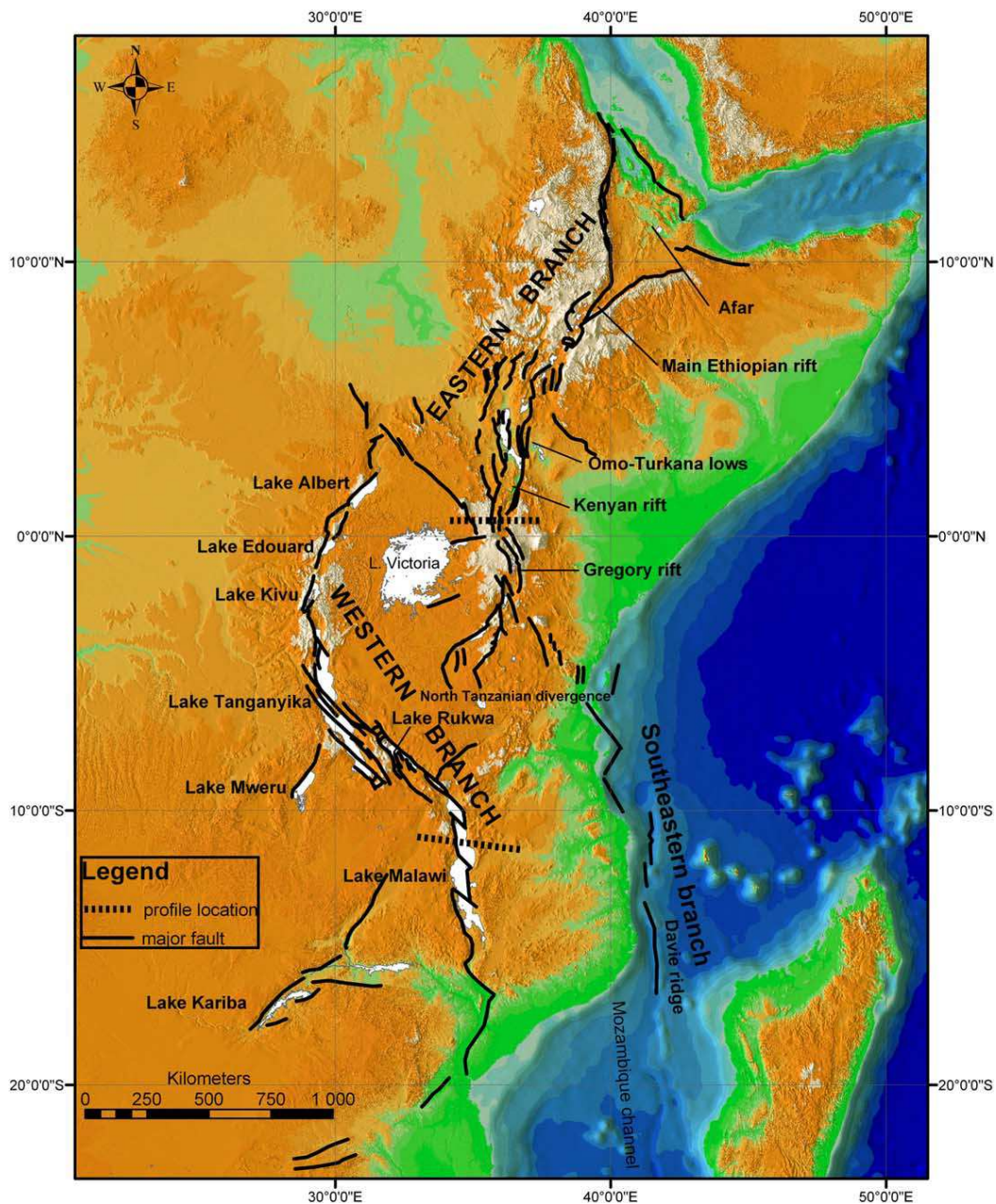


Figura 4: Sistema do Rift Leste Africano. A ramificação oriental se estende do Triângulo de Afar, a norte, até a Divergência do Norte da Tanzânia, a ramificação ocidental se estende do Lago Albert, a norte, até o Lago Malawi, a sul, e ramificação sudeste compreende as bacias submarinas localizadas a oeste da Zona de Fratura de Davie (Chorowicz 2005).

Fairhead & Girdler (1972) a partir de mecanismos focais de terremotos, propuseram uma direção de distensão leste-oeste para noroeste-sudoeste. Na análise de dados estruturais publicada por Chorowicz & Mukonki (1979), foi

proposta uma distensão noroeste-sudeste na Ramificação Ocidental. Outros dados complementares colhidos ao longo de todo o rifte eram coerentes com essa interpretação. Contudo diferentes análises e interpretações favorecem uma distensão nordeste ou leste-oeste (Chorowicz 2005). Abaixo, é apresentado o mapa da Geologia Regional, indicando os principais eventos e províncias vulcânicas, juntamente com as principais tendências dos riftes do continente africano (Figura 5).

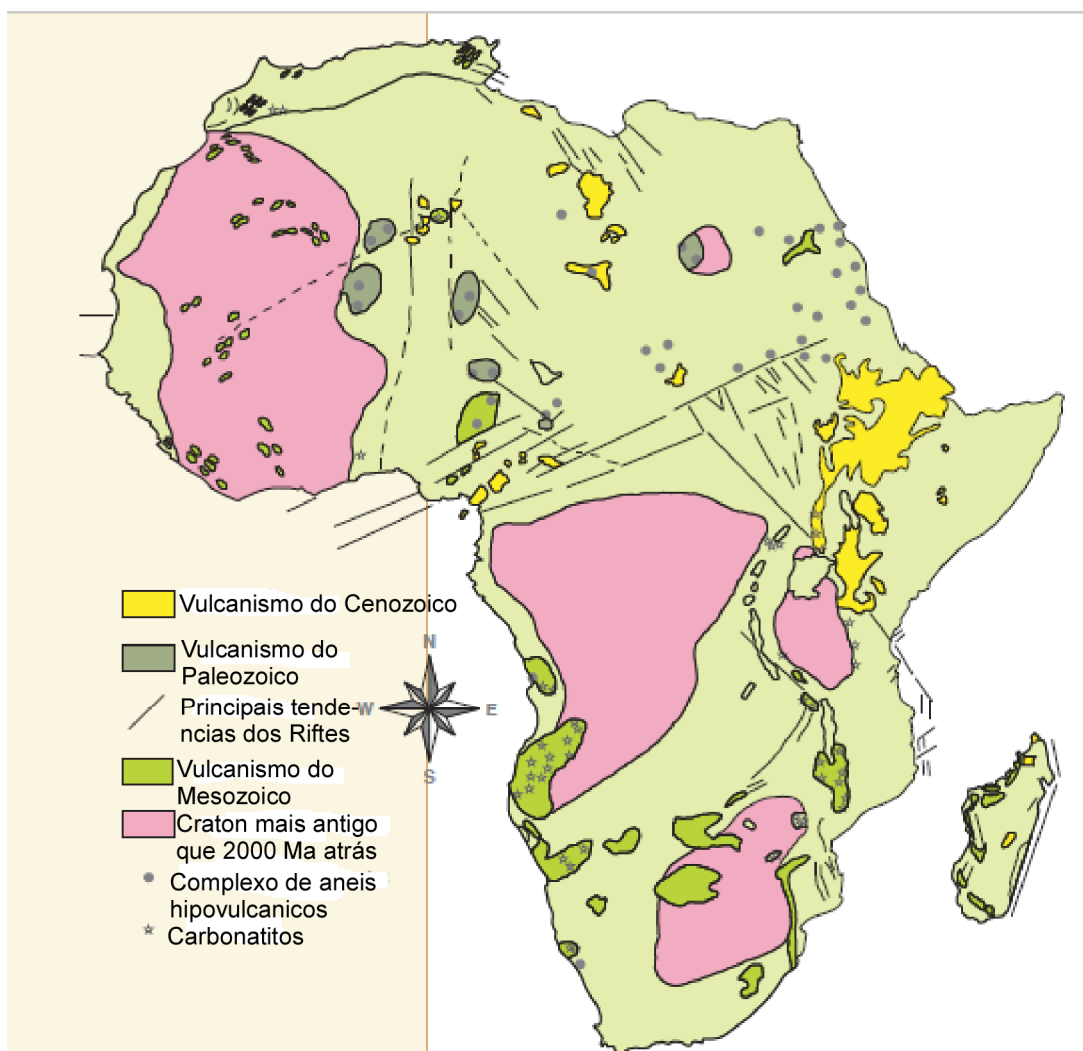


Figura 5: Geologia Regional. indicando os principais eventos e províncias vulcânicas, juntamente com as principais tendências dos riftes do continente africano Schluter(2008).

Mais recentemente, Saria *et al.* (2014) utilizando dados de GPS adotam um modelo de rotação de blocos rígidos descrito pelo movimento de duas principais placas: a Placa de Nubia e a Placa da Somália e de três microplacas, Vitória, Rovuma e Lwandle (Figura 8).

O modelo Saria *et al.* (2014) prediz taxas de distensão de $5,2 \pm 0,9$ mm/ano na junção tripla de Afar. Este valor decresce em direção sul até menos que 1 mm/ano. Eles encontraram uma distensão de 2,8 mm/ano na parte sul do Rifte de Tanganyika, 1,5-2,2 mm/ano no Rifte de Malawi, 1,1 mm/ano ao longo da Zona de Fratura de Davie. Os movimentos entre as placas Lwandle, Nubia e Somália ocorrem a taxas inferiores a 1 mm/ano, exceto em Madagascar que atinge 1,5 mm/ano de distensão (Saria *et al.* 2014).

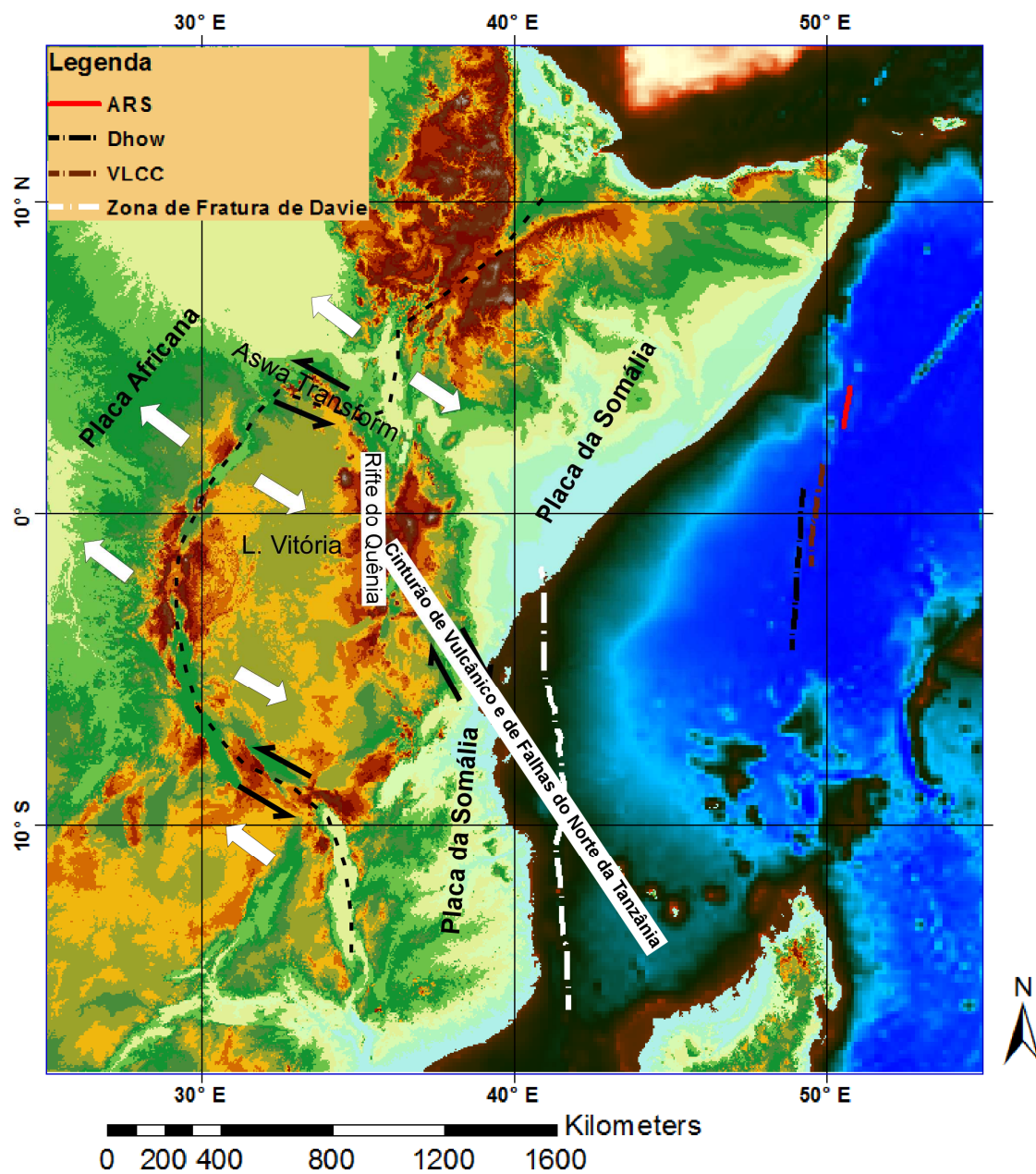


Figura 6: Direções do movimento do Sistema do Rift Leste Africano e as principais zonas de fratura, nomeadamente, Zona de Fratura de Davie, Dhow, VLCC e ARS (adaptado de Bunce & Molnar 1977; Coffin & Rabinowitz 1987 e Chorowicz 2005).

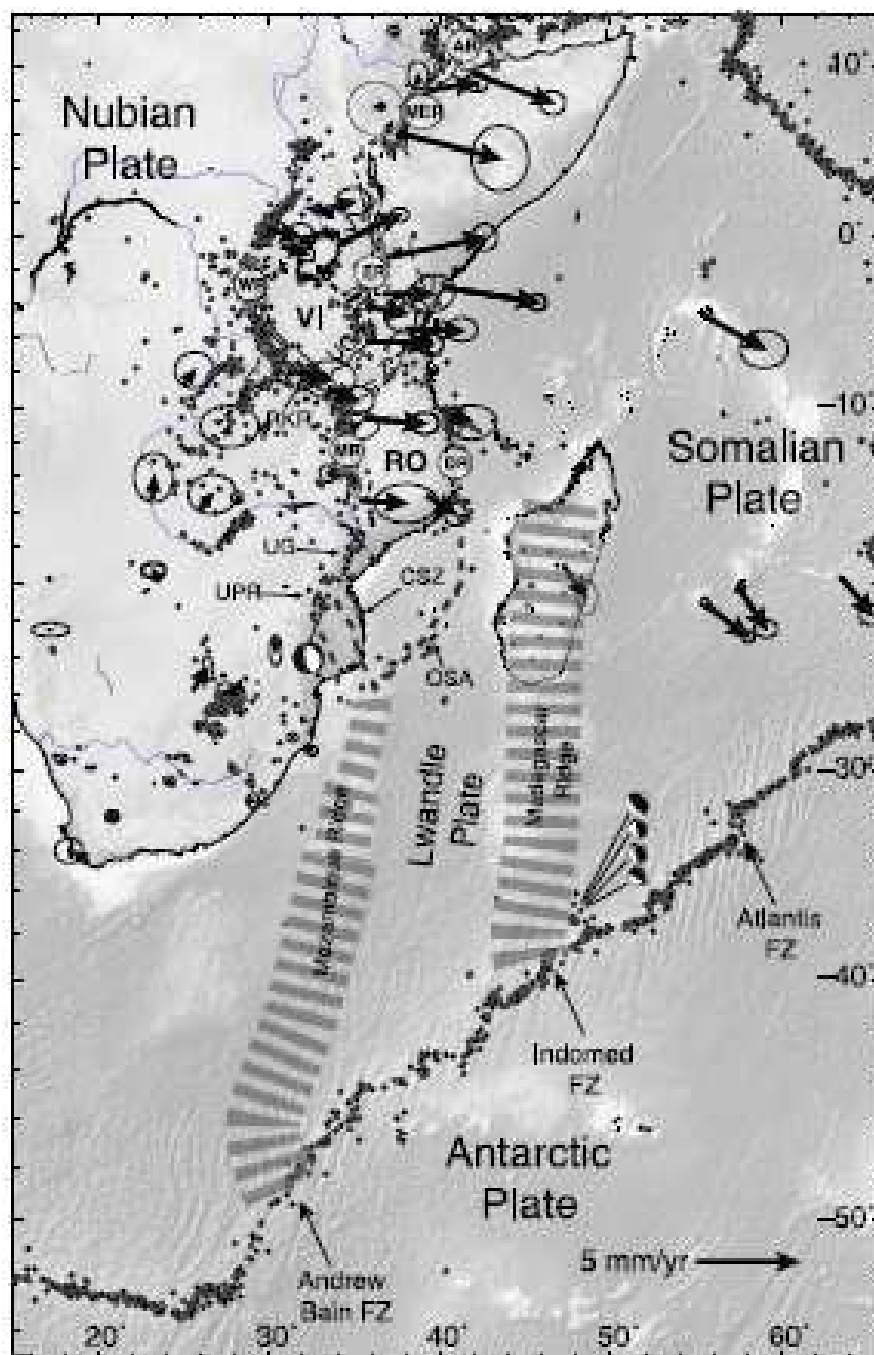


Figura 7: Tectônica atual do Rifte Leste Africano. Linhas sólidas pretas indicam principais placas ativas, círculos pequenos pretos indicam pontos de sismicidade, linhas tracejadas indicam limites de placas, setas pretas indicam seleção de dados de GPS. MER = main Ethiopian Rift, WR = Western Rift, ER = Eastern Rift, MR = Malawi Rift, DR = Davie Ridge, CSZ = Chissenga seismic zone, UG = Urema graben, UPR = Urrongas protorift, QSA = Quathlamba Seismic axis, RK = Rukwa e UG = Usangu basin (Saria *et al.* 2014).

3. MATERIAIS E MÉTODOS

3.1. Base de Dados

Os dados principais utilizados neste estudo foram dados sísmicos multicanal 2D adquiridos a bordo da embarcação R. V. Vema, cruzeiro V3618 na década de 1980 nas margens do nordeste da Somália, Quênia e Tanzânia (Figura 9), processados pelo Observatório Geológico *Lamont-Doherty*. Estes dados são de uma base de dados pública e foram baixados através do GeoMapApp (www.geomapapp.org/).

Além de dados sísmicos, foram utilizados dados batimétricos globais ETOPO com uma resolução de 1'x1' baixados através do site do *International Center for Global Gravity Field Model (ICGEM)* (Barthelmes & Köhler 2016), dados gravimétricos globais de satélite foram extraídos da base de dados do *Bureau Gravimétrique International (BGI)* modelo WGM 2012 com uma resolução de 1'x1'.

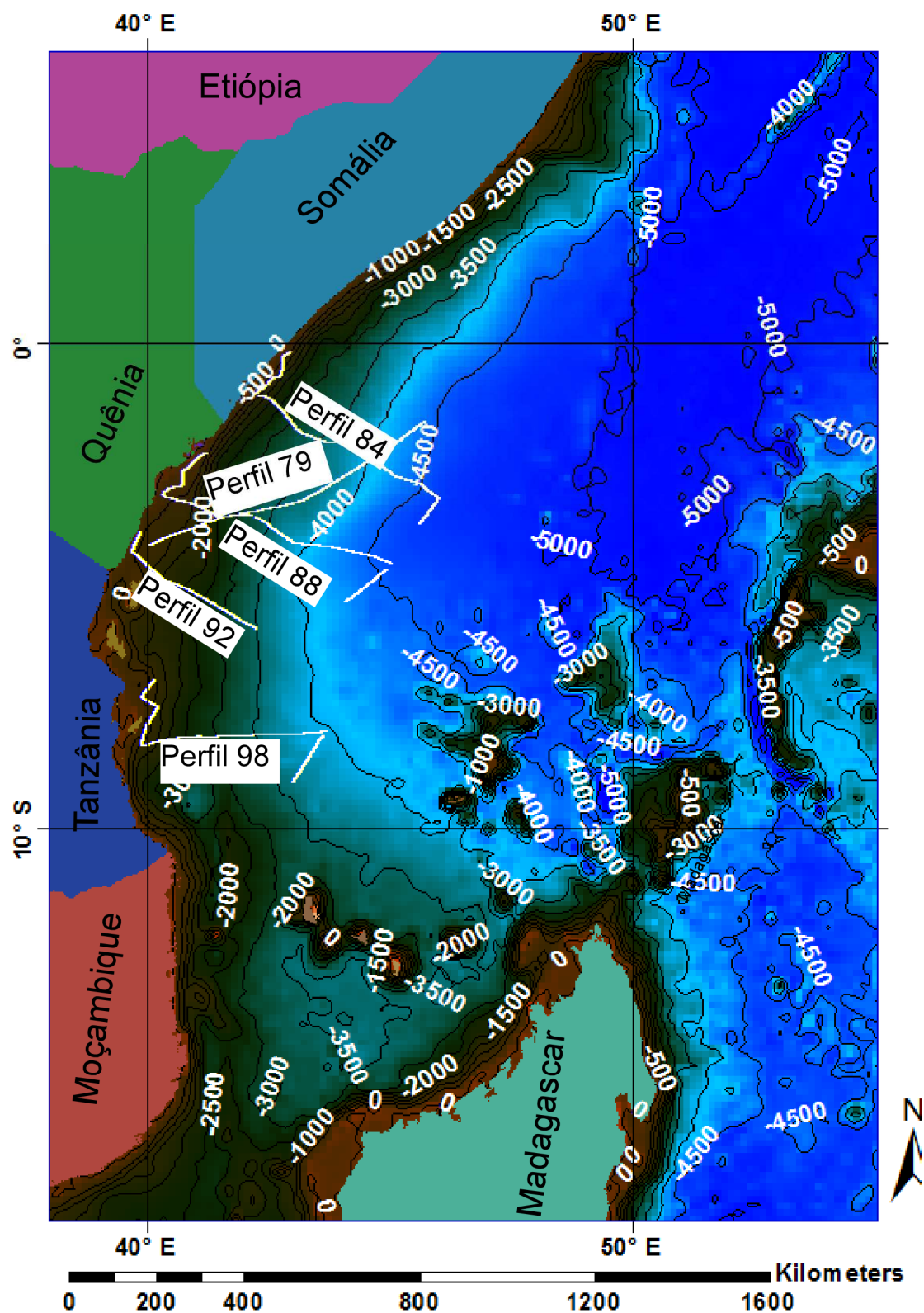


Figura 8: Localização das linhas sísmicas multicanal utilizadas no presente trabalho adquiridas a bordo da embarcação R. V. Vema, cruzeiro 3618 na década de 1980.

3.2. Tratamento de dados

Neste estudo foram utilizados dados sísmicos pós-empilhamento, e apresentavam ruído aleatório e coerente, para além de um problema de deslocamento de tempo (*time-shift*), o que causava com que as reflexões não se posicionassem em seu tempo correto. Para corrigir estes ruídos, foram realizados procedimentos de reprocessamento do tempo e do ruído aleatório utilizando-se o software *Seismic Unix* (<ftp://ftp.cwp.mines.edu/pub/cwpcodes/index.html.old>).

Os procedimentos de tratamento que foram efetuados foram os seguintes:

i) *time shift correction*, ii) Filtro Passa banda nas seguintes frequências: 10, 20, 40 e 60 Hz, iii) *Automatic Gain Control*, numa janela de 3 e por fim iv) *Mute* da coluna de água.

Os dados batimétricos e gravimétricos foram gridados e o mapas elaborados no software Oasis Montaj versão 6.4.2.

3.3. Interpretação

Os dados sísmicos foram interpretados no software Kingdom 8.7.1, onde foram traçados horizontes, interpretadas as falhas e identificados os padrões das reflexões. As informações sobre as idades e litologias foram extraídas dos estudos de Coffin e Rabinowitz (1988), Stanca *et al.* (2016) e Cruciani *et al.* (2017).

4. RESULTADOS E DISCUSSÕES

4.1. Descrição da batimetria regional

A batimetria das margens do Leste Africano (Figura 9) se caracteriza pela presença de uma plataforma continental muito estreita, com larguras variando de menos de 20 km a no máximo 90 km ao sul do Quênia e largo da Tanzânia, onde situam-se as ilhas de Zanzibar e Pemba. A profundidade de quebra da plataforma situa-se torno de 200 m e o talude é geralmente abrupto, com gradientes superiores a 0.85° , até cerca de 2500 m. Um platô, denominado de Quênia Bank, ocorre no talude superior do Quênia, entre profundidades de 750 e 2000 m, com largura máxima de 80 km.

A elevação continental se desenvolve entre 2500 e 4250 m de profundidade, com gradientes mais suaves, de cerca de 0.47° . Sua extensão máxima situa-se em torno de 300 km, ao sul da Somália e norte do Quênia. A elevação continental ao norte de Moçambique se une com a elevação continental de Madagascar, incluindo as ilhas Comores. Nesta região, a profundidade máxima não ultrapassa 3500 m.

A planície abissal, adjacente ao Quênia e Somália, atinge até 5000 m de profundidade na área de interesse desta pesquisa. Inúmeros canais ortogonais à margem são observados em toda extensão da elevação continental, desde Somália até Moçambique. Estes canais aparentemente são associados a cânions ou profundas ravinas do talude continental e aparentemente convergem para a planície abissal.

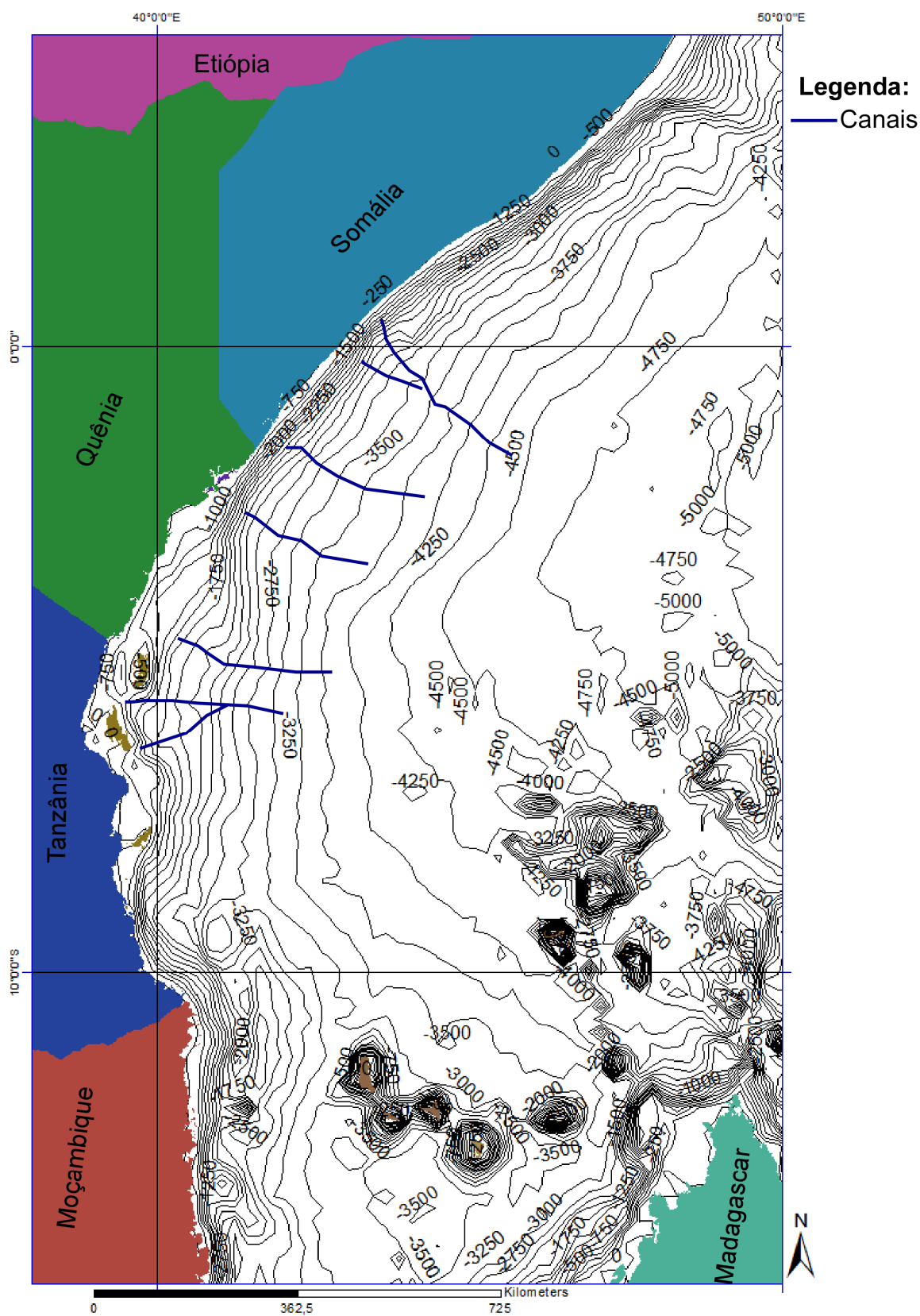


Figura 9: Batimetria das Margens Continentais do Leste Africano. Dados globais baixados através do site do *International Center for Global Gravity Field Model (ICGEM)*.

4.2. Análise regional das anomalias gravimétricas de ar livre.

As anomalias de ar livre variam em intensidade entre -66 a 50 mGal. A análise regional destas anomalias permite definir com clareza os principais depocentros sedimentares, caracterizados por anomalias fortemente negativas, com valores entre -40 a -60 mGal. Estes depocentros se associam respectivamente às bacias sedimentares de: Coriole (offshore Somália), Lamu (Sudeste da Somália e Quênia), Bacias Costeiras da Tanzânia (a sul da Bacia de Lamu), Bacias de Lacerda e Kerimbas, Bacia de Majunga (a Noroeste de Madagascar) e ao redor do Wilkes Rise (Figura 10).

Valores positivos de anomalia ar livre, superiores a 30 mGal delineiam claramente os principais altos estruturais, relacionados à Cordilheira de Davy-Walu (CDW - que intercepta a linha de Costa de Quênia a $\sim 2^{\circ}\text{S}$), a Zona de Fratura de Davie (a leste das Bacias de Lacerda e Kerimbas a sul de $\sim 11^{\circ}\text{S}$), e as Ilhas de Comores e Wilkes Rise (Figura 10).

O alto estrutural que representa a Zona de Fratura de Davie, tem orientação norte-sul, constituindo o limite leste das bacias sedimentares de Lacerda e Kerimbas, na porção interna da margem de Moçambique (Figura 10). Este alto é segmentado por um baixo gravimétrico, que separa as bacias de Lacerda e Kerimbas, com orientação Leste-Oeste, coincidente com os depocentros sedimentares ao sul das ilhas Comores (Figura 10). Este alto estrutural da Zona de Fratura de Davie desaparece na margem da Tanzânia, dando lugar a um baixo gravimétrico de menor expressão, também na orientação Norte-Sul, que se liga a um alto gravimétrico NW-SE oblíquo à margem norte do

Quênia. Este alto estrutural corresponde à Cordilheira de Davy-Walu (CDW), que separa as bacias costeiras da Tanzânia, da bacia de Lamu (Figura 10).

A bacia de Lamu se apresenta como um baixo gravimétrico paralelo ao litoral de Quênia e Somália, limitada externamente por um alto gravimétrico de menor expressão (-9 a -15 mGal), também paralelo à margem, na direção NE-SW (Figura 10).

Outros altos gravimétricos de menor expressão situam-se nas proximidades do litoral da Tanzânia, sugerindo a presença de altos estruturais que segmentam as bacias costeiras (Figura 10)

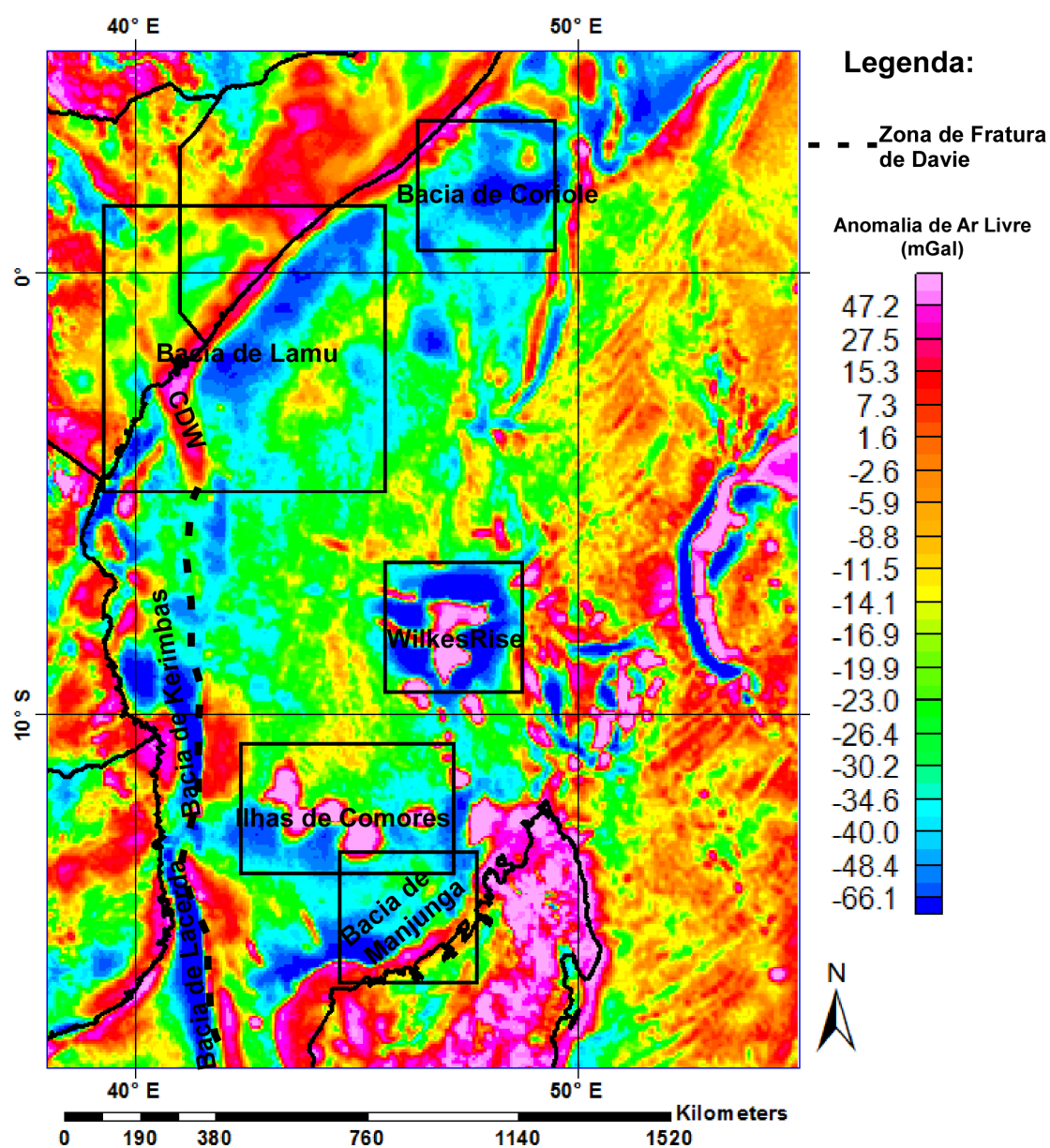


Figura 10: Anomalia de Ar Livre. Dados globais baixados através da base de dados do *Bureau Gravimétrique International (BGI)* modelo WGM 2012 com uma resolução de 1'x1'.

4.3. Identificação sísmica das principais mega-sequências tectono-deposicionais

A análise regional da sísmica de reflexão 2D permitiu identificar as principais mega-sequências tectono-deposicionais que caracterizam a evolução da margem leste da África. Estas unidades sísmicas são delimitadas no topo e na base por grandes discordâncias regionais e internamente apresentam padrão sísmico característico da história de preenchimento do espaço de acomodação disponível e das mudanças nos processos deposicionais dominantes. Esta análise foi realizada em toda a base de dados e está ilustrada em quatro perfis regionais ilustrados pelas figuras 11, 12, 13 e 14.

O embasamento cristalino é claramente determinado onde as espessuras sedimentares são menores do que 5 km. Para estimativa das profundidades, nesta dissertação, foi empregada uma velocidade sísmica de 2.500 m/s. Na porção mais proximal da margem, onde as espessuras sedimentares são superiores a 5 km, o embasamento foi apenas inferido (Figuras 11 e 13).

O embasamento apresenta-se altamente falhado, com falhas normais sintéticas e antitéticas predominantes com rejeitos que podem atingir até 1km. Existem evidências de reativações das estruturas do embasamento, propagando-se para as camadas sedimentares superiores (Figuras 11 a 14). Quando observado no talude, o embasamento se eleva para profundidades menores do que 3 segundos (3.7 km), nesta região sendo afetado por falhas normais com expressivas indicações de regimes transpressivos e transtensivos (Figuras 11 a 13). Estas estruturas também foram, e provavelmente continuam sendo

reativadas como demonstram inúmeros exemplos de degraus e depressões no fundo sbumarino. (Figuras 13 e 14).

A Mega-Sequência I compreende duas fases de rifteamento continental: a fase inicial de rifteamento do continente africano, que deu origem aos sedimentos do Grupo Karoo depositados entre o Carbonífero e o Jurássico Superior, e a fase posterior de rifteamento entre África e Madagascar, que ocorreu entre o Jurássico Inferior e Médio. Esta Mega-Sequência, se estende desde continente e afina em direção ao mar, com espessura máxima de 1200 m. Neste intervalo existem vários exemplos de falhas de crescimento, confirmando a natureza sin-tectônica da deposição (figuras 11 a 14). Com a base de dados disponível, não foi possível se subdividir os dois eventos de rifteamento a partir da interpretação das seções sísmicas nesta unidade.

A Mega-Sequência II compreende todo o Cretáceo, sendo limitada no topo por uma discordância erosiva que a separa do Paleoceno. Foi formada na fase inicial de subsidência térmica das margens passivas conjugadas da África e de Madagascar. Esta mega-sequência é subdividida em duas unidades separadas por um refletor bem proeminente (Figuras 11 a 14) na porção externa da margem e que, em sua porção mais proximal, corresponde à discordância do topo do Turoniano (Cruciani *et al*, 2016). Na porção norte da margem, adjacente à bacia de Lamu (Quênia e Somália), este refletor é também a superfície de destacamento principal de um sistema de deformação gravitacional composto por falhas normais lítricas proximais, anticlinais e falhas de empurrão em suas porções mediana e distal (Figuras 11 e 12). A unidade inferior da Mega-sequência II é afetada pelas falhas normais reativadas do embasamento

enquanto que sua unidade superior, na margem de Quênia e Somália é deformada pelas estruturas gravitacionais (Figuras 11 a 14). A espessura máxima da mega-sequência pode atingir 2 segundos (~2,5 km) nas regiões mais espessas próximas à margem ou nas regiões das frentes de empurrão do sistema gravitacional (Figuras 11 a 14).

A Mega-Sequência III compreende todo o Paleógeno, sendo limitada em seu topo por uma discordância regionalmente conhecida no topo do Oligoceno. Esta discordância corresponde com o início do evento de rifteamento continental do Leste Africano, e caracteriza-se também por intensa atividade erosiva por correntes de fundo e correntes de turbidez, conforme se observa pela presença de inúmeros canais erosivos nesta superfície (Figuras 11 a 14). Esta unidade foi também afetada pela tectônica gravitacional apenas na porção mais proximal da margem, no talude continental (Figuras 11 e 12). Sua espessura máxima é de 1000 m.

A Mega-Sequência IV compreende todo o Neógeno, até o fundo submarino atual, sendo caracterizada por refletores plano-paralelos, sub-horizontais. Nesta unidade são observados paleocanais e depósitos de movimento de massa (Figuras 11 a 14).

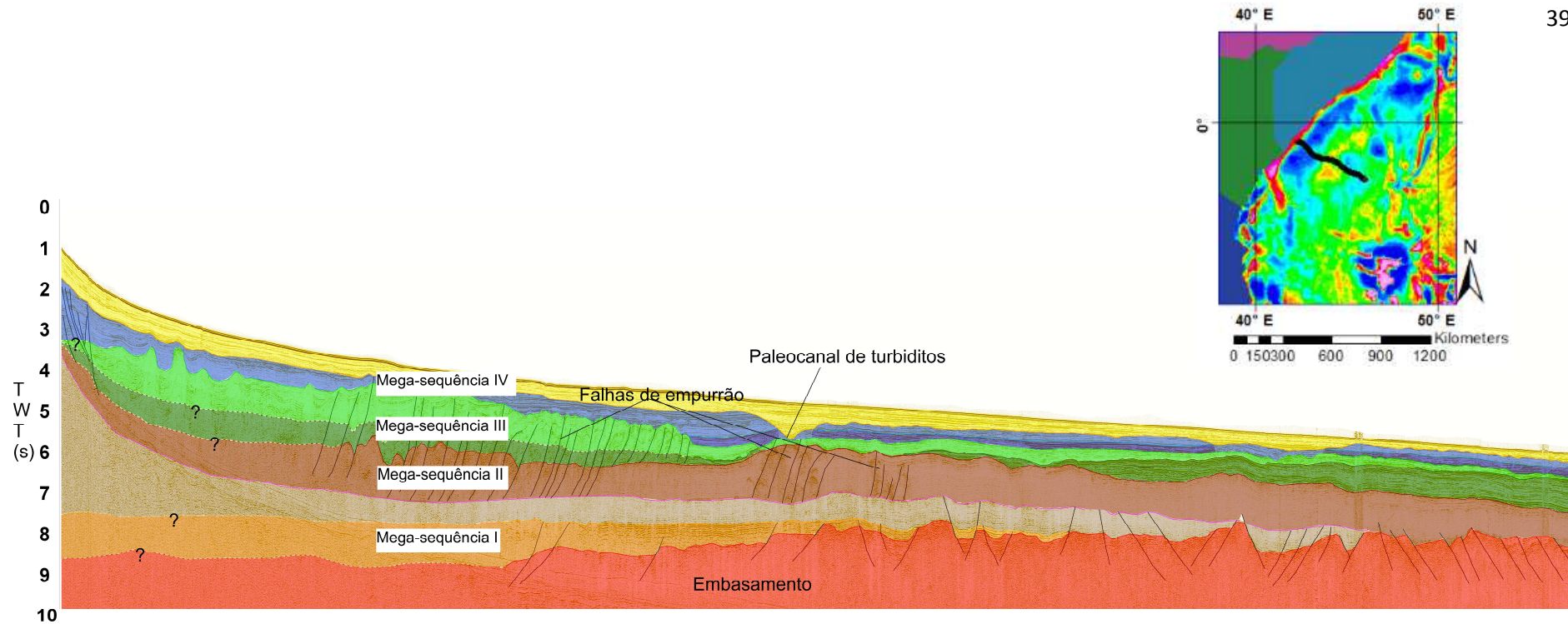


Figura 11: Perfil 84. Caracterizado pela presença de falhas normais, dobramentos, falhas de empurrão e um paleocanal de correntes de turbidez. A Mega-sequência I se estende do Carbonífero ao Jurássico Superior, a Mega-sequência II compreende todo o Cretáceo sendo limitada no topo por uma discordância erosiva que a separa do Paleoceno, a Mega-sequência III compreende todo o Paleogeno sendo limitada no seu topo por uma discordância regionalmente conhecida no topo do Oligoceno, a Mega-sequência IV se estende do Mioceno até o Plioceno.

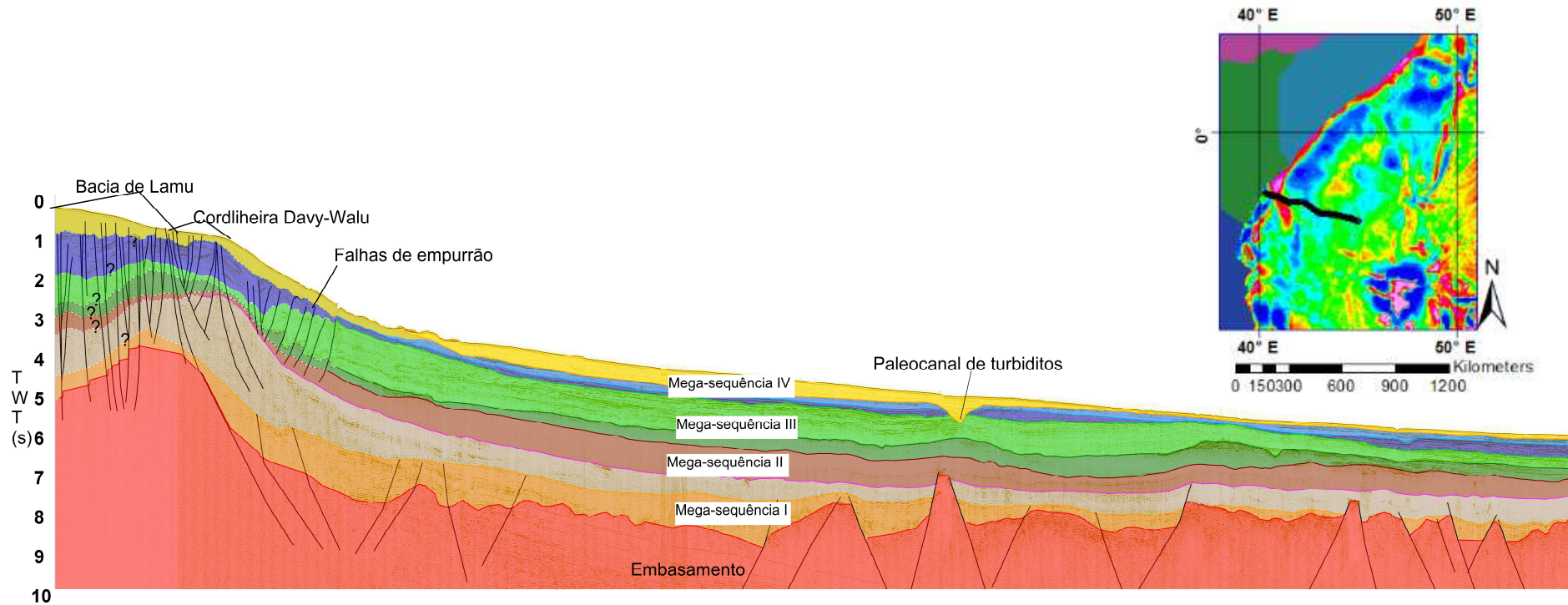


Figura 12: Perfil 88. Caraterizado pela presença de uma bacia costeira, falhas normais que aflorantes, falhas de empurrão e um paleocanal de correntes de turbidez. A Mega-sequência I se estende do Carbonífero ao Jurássico Superior, a Mega-sequência II compreende todo o Cretáceo sendo limitada no topo por uma discordância erosiva que a separa do Paleoceno, a Mega-sequência III compreende todo o Paleogeno sendo limitada no seu topo por uma discordância regionalmente conhecida no topo do Oligoceno, a Mega-sequência IV se estende do Mioceno até o Plioceno.

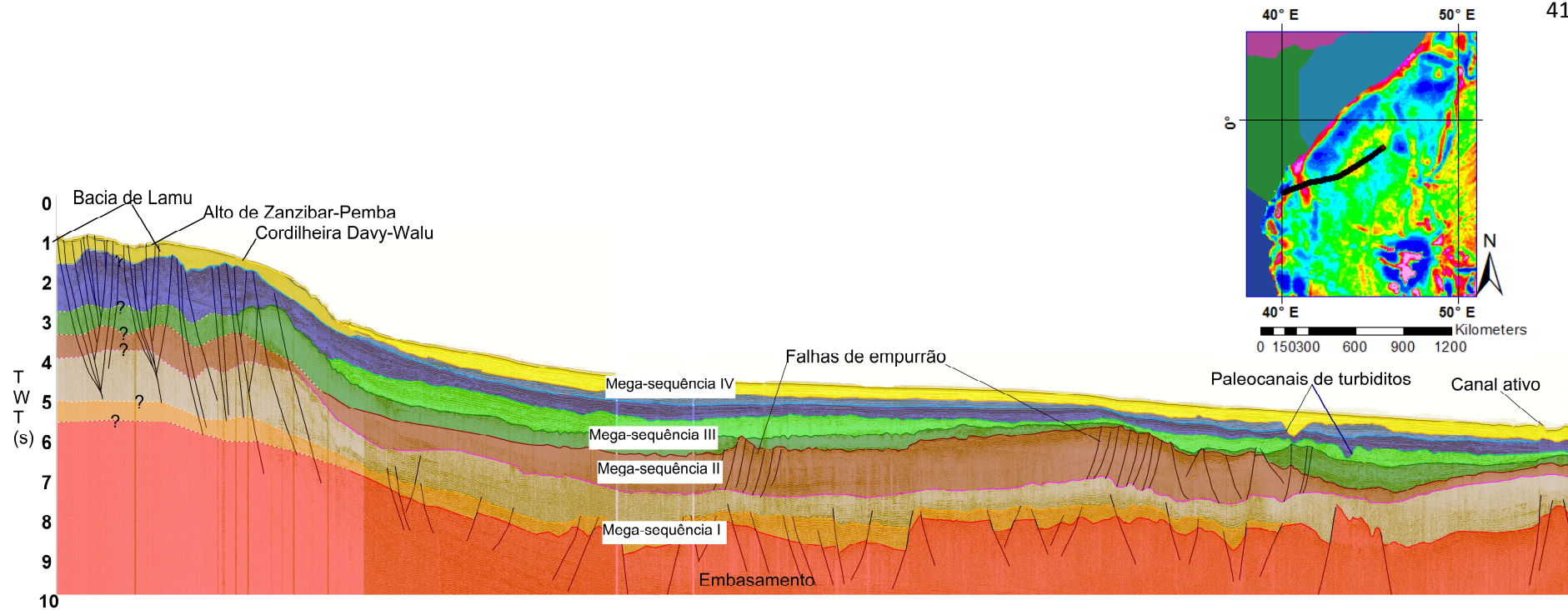


Figura 13: Perfil 79. Observam-se duas bacias costeiras, falhas normais que afloram a superfície na plataforma continental, falhas de empurrão, dois paleocanais de turbiditos e um canal de turbiditos ativo. A Mega-sequência I se estende do Carbonífero ao Jurássico Superior, a Mega-sequência II compreende todo o Cretáceo sendo limitada no topo por uma discordância erosiva que a separa do Paleoceno, a Mega-sequência III compreende todo o Paleogeno sendo limitada no seu topo por uma discordância regionalmente conhecida no topo do Oligoceno, a Mega-sequência IV se estende do Mioceno até o Plioceno.

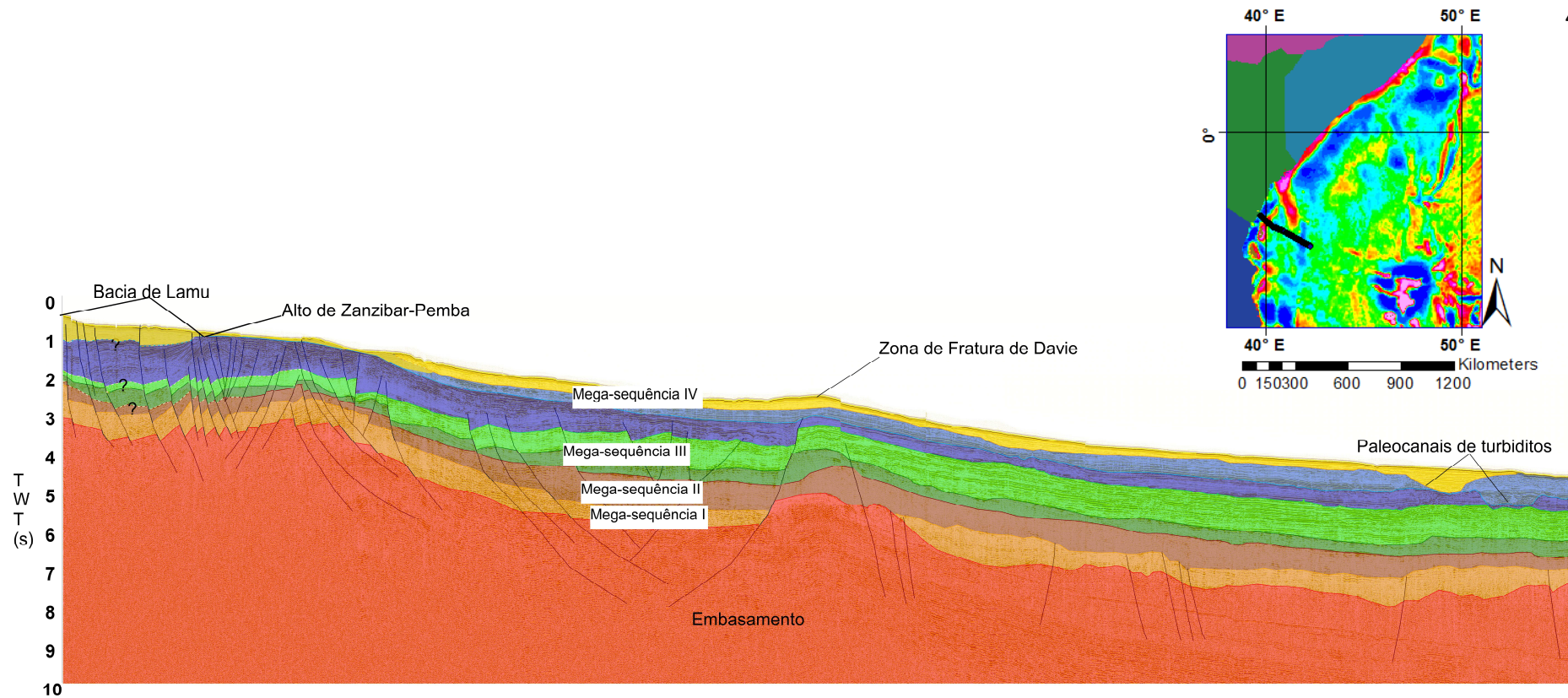


Figura 14: Perfil 92. Observa-se uma bacia costeira, falhas normais aflorantes e dois paleocanais de turbiditos. A Mega-sequência I se estende do Carbonífero ao Jurássico Superior, a Mega-sequência II compreende todo o Cretáceo sendo limitada no topo por uma discordância erosiva que a separa do Paleoceno, a Mega-sequência III compreende todo o Paleogeno sendo limitada no seu topo por uma discordância regionalmente conhecida no topo do Oligoceno, a Mega-sequência IV se estende do Mioceno até o Plioceno.

4.4. Estruturação da Margem Continental Interna no Platô do Quênia.

Na margem continental interna, no Platô do Quênia (Quênia Bank), observam-se predominantemente falhas normais sintéticas e antitéticas, formando extensas estruturas em flor negativas e positivas, caracterizando um regime de deformação cisalhante, com zonas transpressivas e transtensivas. Estas estruturas condicionam o depocentro da Bacia de Lamu e os altos estruturais de Zanzibar-Pemba e da cordilheira de Davy-Walu (Figura 15). Estas estruturas aparecem claramente como altos gravimétricos de anomalia ar livre (Figura 16).

A porção sul da Bacia de Lamu mostra um depocentro com até 5 km (4 s) de espessura, sendo limitada a leste pelo alto de Zanzibar-Pemba. Mostra uma série de falhas normais sintéticas, com mergulho para SE em direção ao alto estrutural. As falhas chegam a atingir e deformar o fundo submarino, caracterizando atividade tectônica ainda em curso (Figura 16).

O alto de Zanzibar-Pemba, é formado por duas estruturas em flor positivas, que isolam uma pequena depressão, com cerca de 2 km de espessura de sedimentos entre elas (Figura 16). Estas estruturas também atingem o fundo submarino indicando atividade recente. O alto tem largura aproximada de 46 km ao longo da seção sísmica representada na figura 18. Sua orientação geral é NE-SW (Figura 15).

As falhas são em sua maioria aflorantes, o que sugere que a deformação tectônica é recente e provavelmente associada à abertura do Rifte

do Leste Africano, o que provocou a inversão tectônica na margem do Quênia durante o Paleógeno, conforme defendem Chorowicz (2005) e Cruciani *et al.* (2017). A presença de estruturas em flor sugere um regime cisalhante em uma margem transformante, o que está de acordo com a interpretação de Coffin & Rabinowitz (1987), muito embora Klimke & Frank (2016) descartem a hipóteses de continuidade da zona de fratura de Davie nesta porção da margem continental. É provável portanto, que esta reativação tectônica cisalhante esteja relacionada a esforços transtensivos e transpressivos relacionados à abertura do rifte do Leste Africano desde o Eoceno.

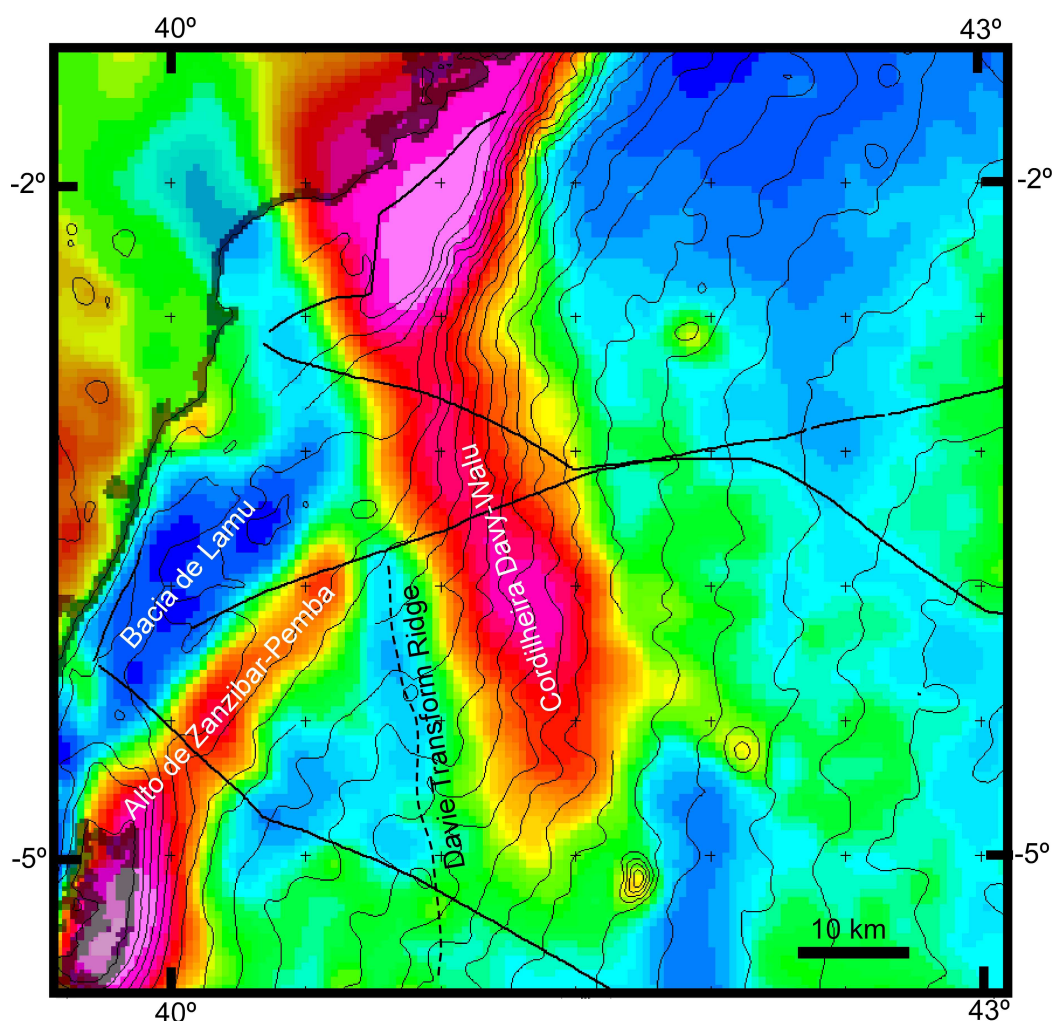


Figura 15: Mapa de anomalia de Ar Livre, indicando a Bacia de Lamu, o Alto de Zanzibar-Pemba, a Cordilheira Davy-Walu e a Zona de Fratura de Davie.

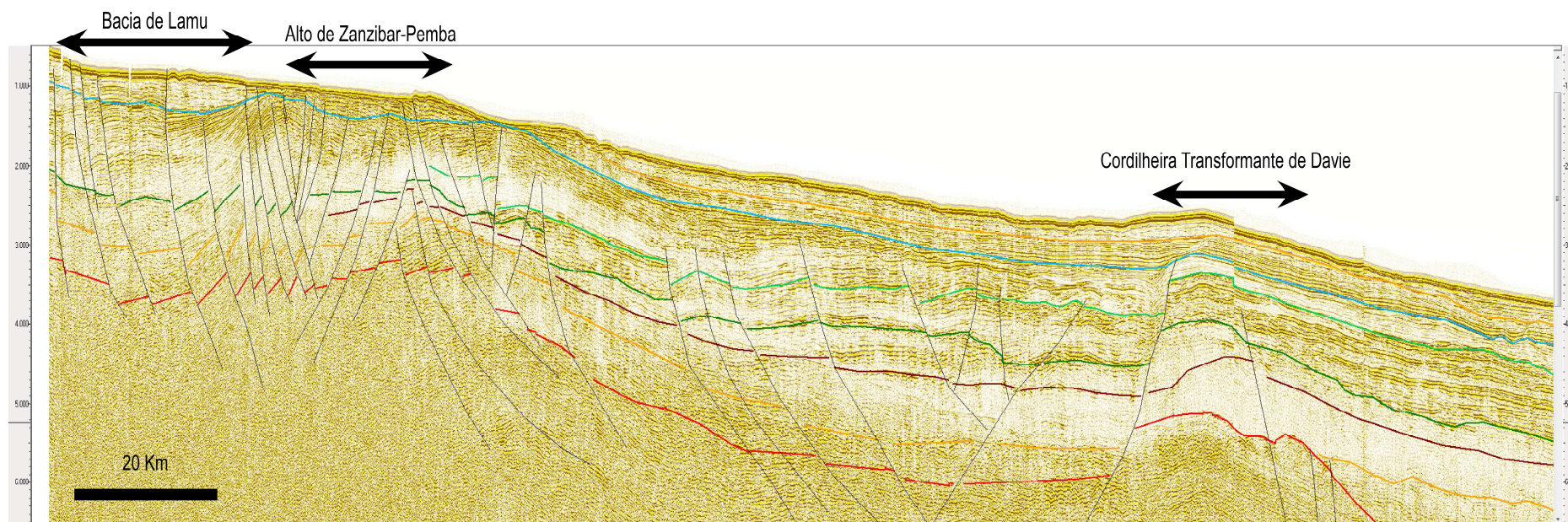


Figura 16: Perfil 92. Indicando a Bacia de Lamu, interceptada por falhas normais sintéticas que perfuram o fundo do mar; o Alto de Zanzibar-Pemba, formado por duas estruturas em flor e a Cordilheira Transformante de Davie.

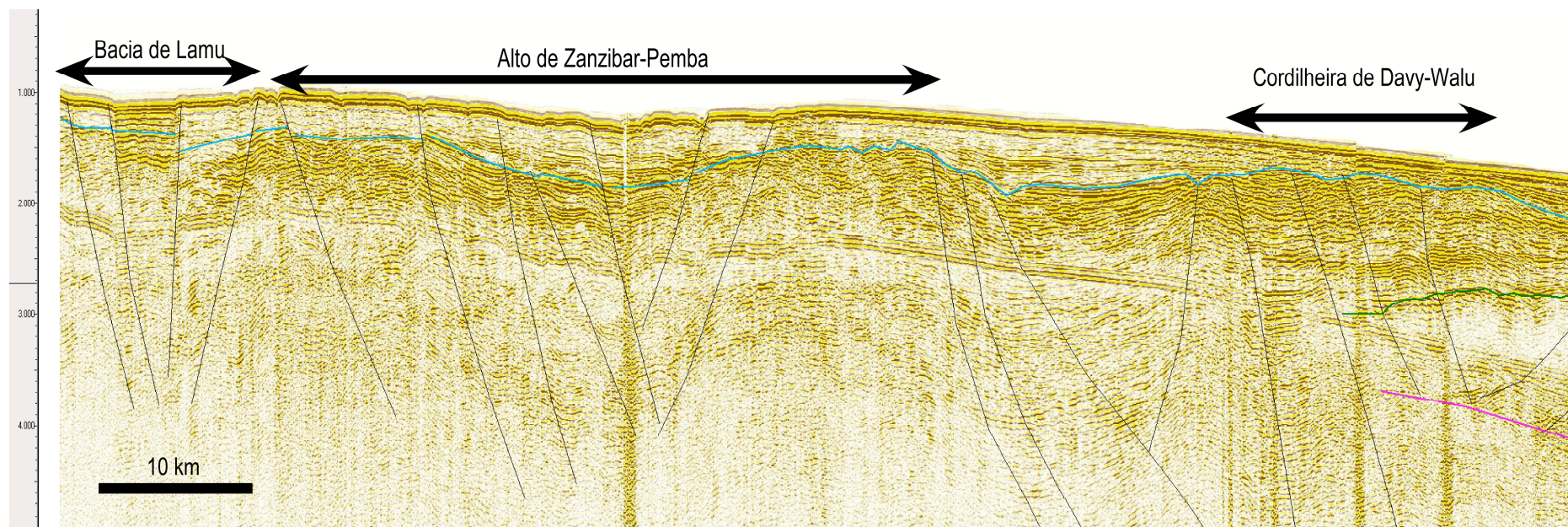


Figura 17: Perfil 79. Indicando a Bacia de Lamu, o Alto de Zanzibar Pemba e Cordilheira de Davy-Walu.

A cordilheira de Davy-Walu é separada do Alto de Zanzibar-Pemba por uma calha estrutural condicionada por falhas normais sintéticas e antitéticas, onde as espessuras sedimentares atingem mais de 5 km (Figura 18). A cordilheira Davy-Walu é condicionada por falhas normais sintéticas que mergulham para leste (Figura 18).

4.5. Deformação Gravitacional na margem do Quênia e Somália

Um sistema de deformação gravitacional ocorre na margem do Quênia e Somália, sendo formado por um enorme cinturão de dobras e falhas de empurrão caracterizados por uma região proximal distensiva e uma zona externa sob domínio compressivo. Este cinturão de dobras e falhas normais apresenta uma variação notável na direção *strike*, entre 150 km de largura na porção norte, a menos de 50 km de largura na porção sul (Figura 18). Grande parte da espessura sedimentar observada na bacia de Lamu, ao norte da cordilheira de Davy-Walu é resultante deste sistema gravitacional. O mapa de anomalias de ar-livre da Figura 19 mostra uma notável coincidência deste depocentro sedimentar com um baixo gravimétrico expressivo, sendo que o alto gravimétrico a leste da frente de empurrão mostra anomalias de Ar Livre menos negativas.

O sistema gravitacional distensivo-compressivo se limita ao sul com o alto estrutural da cordilheira de Davy-Walu (Figura 19). As falhas normais listricas e as falhas de empurrão se destacam sobre uma superfície regional

marcante, que corresponde ao refletor do Turoniano (refletor rosa na Figura 19).

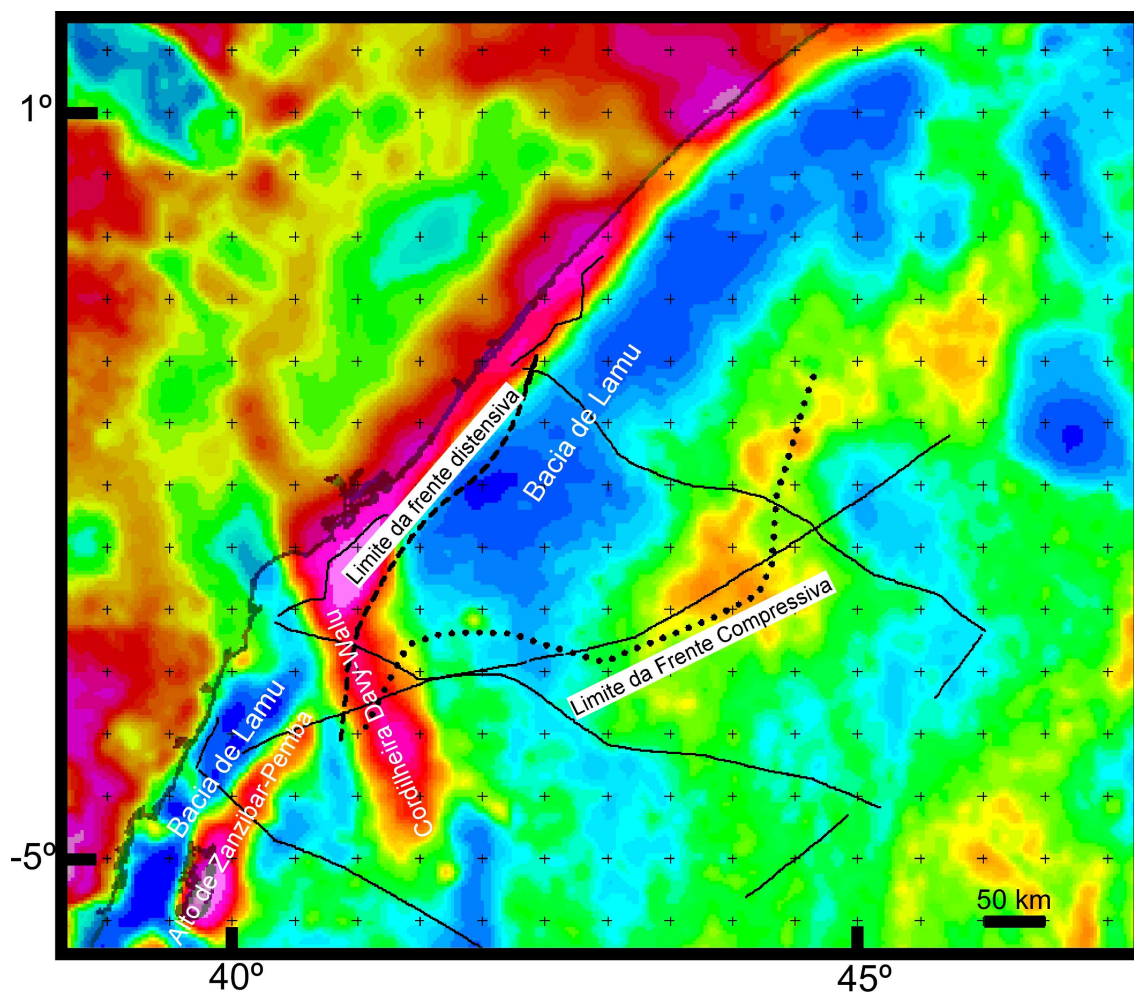


Figura 18: Mapa de Anomalia de Ar Livre indicando os limites da frente distensiva e o limite da frente compressiva.

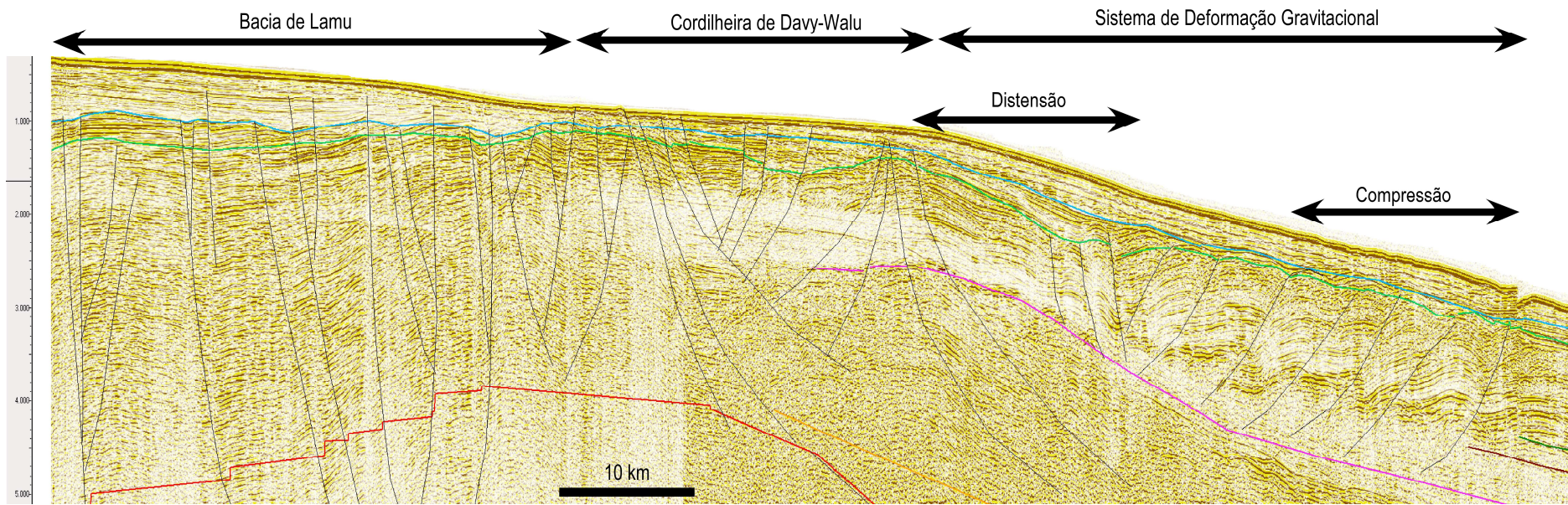


Figura 19: Perfil 88. Indicando a Bacia de Lamu, a Cordilheira Davy-Walu e o Sistema de Deformação Gravitacional.

Na margem norte da Bacia de Lamu (Figura 20) o sistema gravitacional atinge sua maior extensão, com até 150 km. Nesta região ocorre um ampla zona com dobramentos amplos, com quase 1000 metros de comprimento de onda, situado entre a porção distensiva proximal e a região compressiva distal. As falhas de empurrão se destacam sobre a mesma superfície do Turoniano (refletor rosa na figura 20) e aparentemente, em sua porção mais distal o destacamento principal se desloca para um refletor mais raso (marrom na Figura 21).

De acordo com Cruciani *et al.* (2017) observa-se um encurtamento máximo de 48 km na porção norte deste cinturão de dobramentos e falhamentos. O encurtamento tectônico diminui para menos de 15 km na porção sul, nas proximidades da cordilheira Davy-Walu. O encurtamento médio é de 20%, com valores máximos na porção externa onde se observam as falhas de empurrão. Ainda de acordo com estes autores a deformação gravitacional teve início no Cretáceo Superior, contudo mais de 95% do encurtamento tectônico ocorreu em um intervalo de menos de 10 milhões de anos, durante o Paleoceno, onde as taxas de encurtamento atingiram cerca de 5 mm/ano. Este intervalo coincide com períodos de elevadas taxas de sedimentação, o que em parte pode justificar a reativação da deformação gravitacional. Estes resultados estão de acordo com as interpretações dos dados sísmicos analisados nesta dissertação, que apontam igualmente para elevadas taxas de sedimentação durante o Paleógeno.

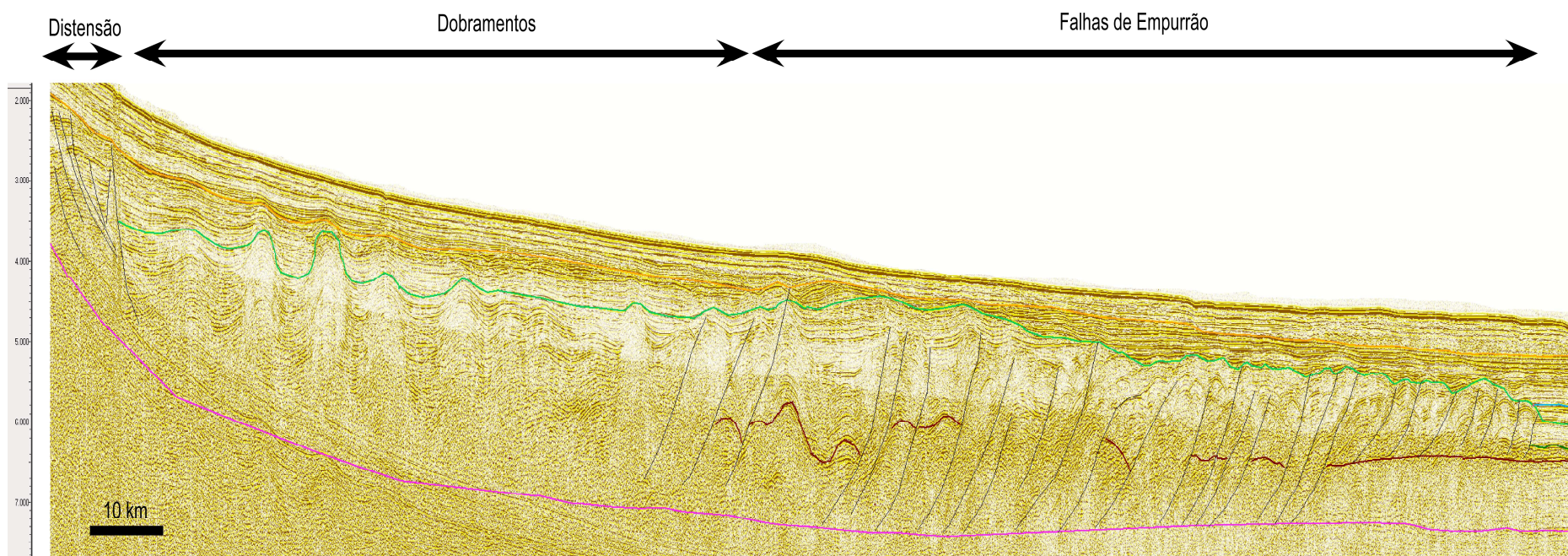


Figura 20: Perfil 84. Indicando a frente distensiva, os dobramentos e as Falhas de Empurrão.

4.6. Relação entre a deformação e a sedimentação

O preenchimento sedimentar máximo (Figura 21) atinge cerca de 5 segundos (TWT), o que considerando-se uma velocidade de 2.5 km/s, fornece espessuras de 6250 m. A espessura sedimentar decresce da costa para o mar, para menos de 2 segundos (TWT ~ 2500 m). As maiores espessuras situam-se ao norte da cordilheira Davy-Walu, na margem do norte do Quênia e sudeste da Somália, em coincidência com a área do sistema de deformação gravitacional.

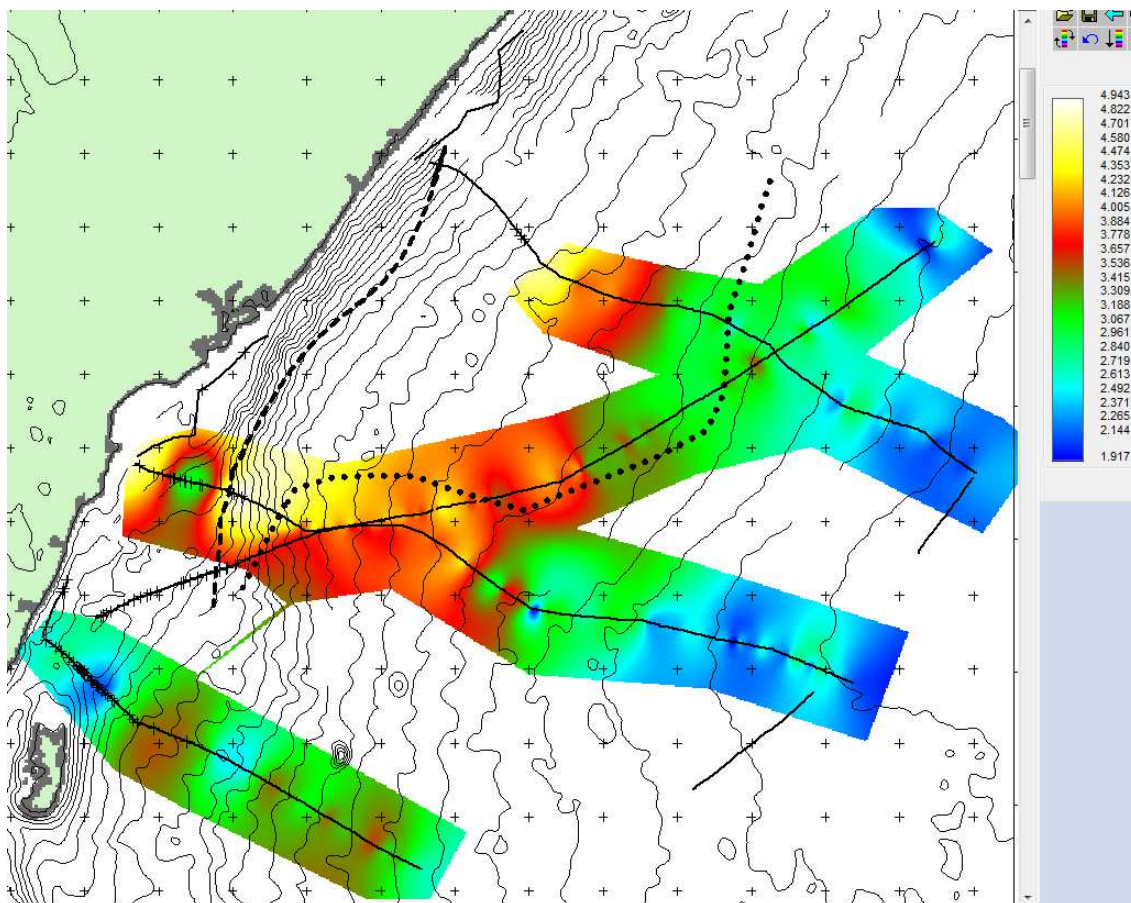


Figura 21: Mapa de preenchimento sedimentar total

Durante deposição da Mega-sequência II, no Cretáceo, as maiores espessuras também ocorrem nesta área da bacia de Lamu norte, atingindo cerca de 2 segundos de espessuras máximas (Figura 22). Como se observa nas seções sísmicas (Figuras 12 e 14) este espessamento da Mega-sequência II nesta área está associado com a frente de deformação compressiva.

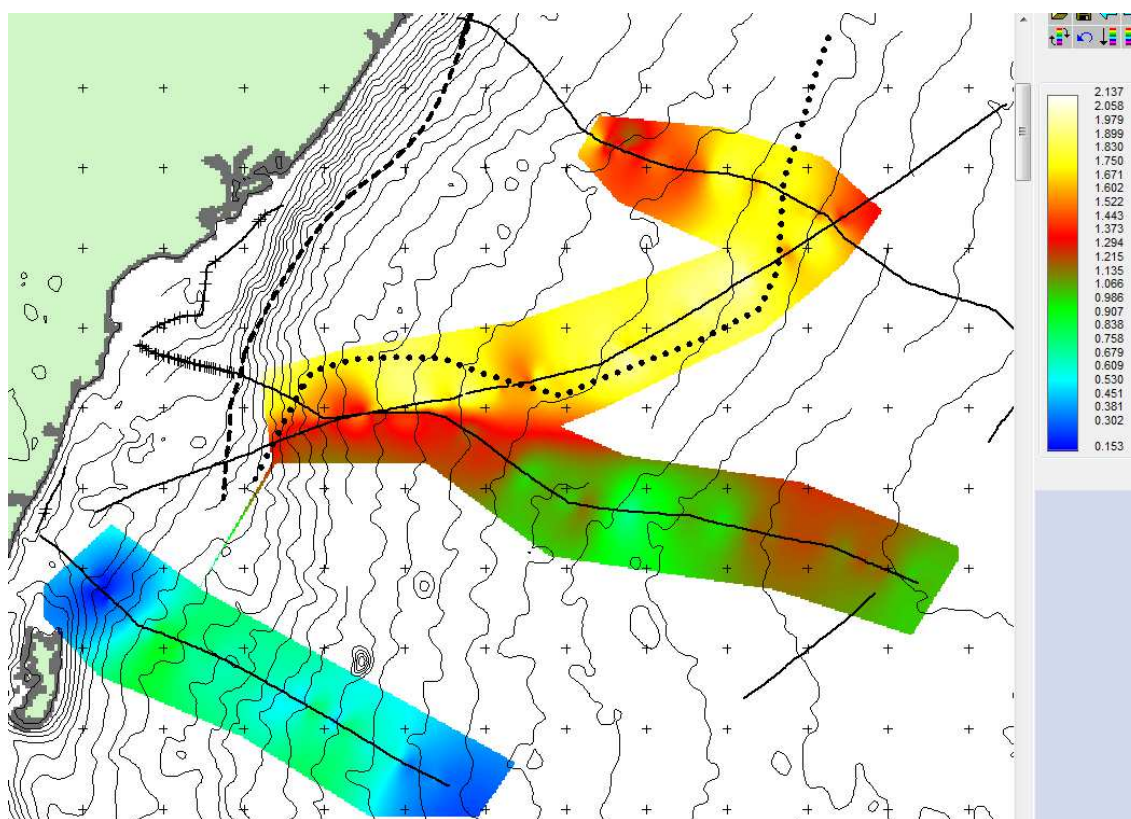


Figura 22: Mapa de preenchimento sedimentar da Mega-sequência II

A Mega-sequência III apresenta espessuras consideráveis de mais de 2 segundos também fora da zona de deformação gravitacional (Figura 23) mesmo sobre os altos estruturais da cordilheira de Davy-Walu e Zanzibar-Pemba (Figuras 12 a 15).

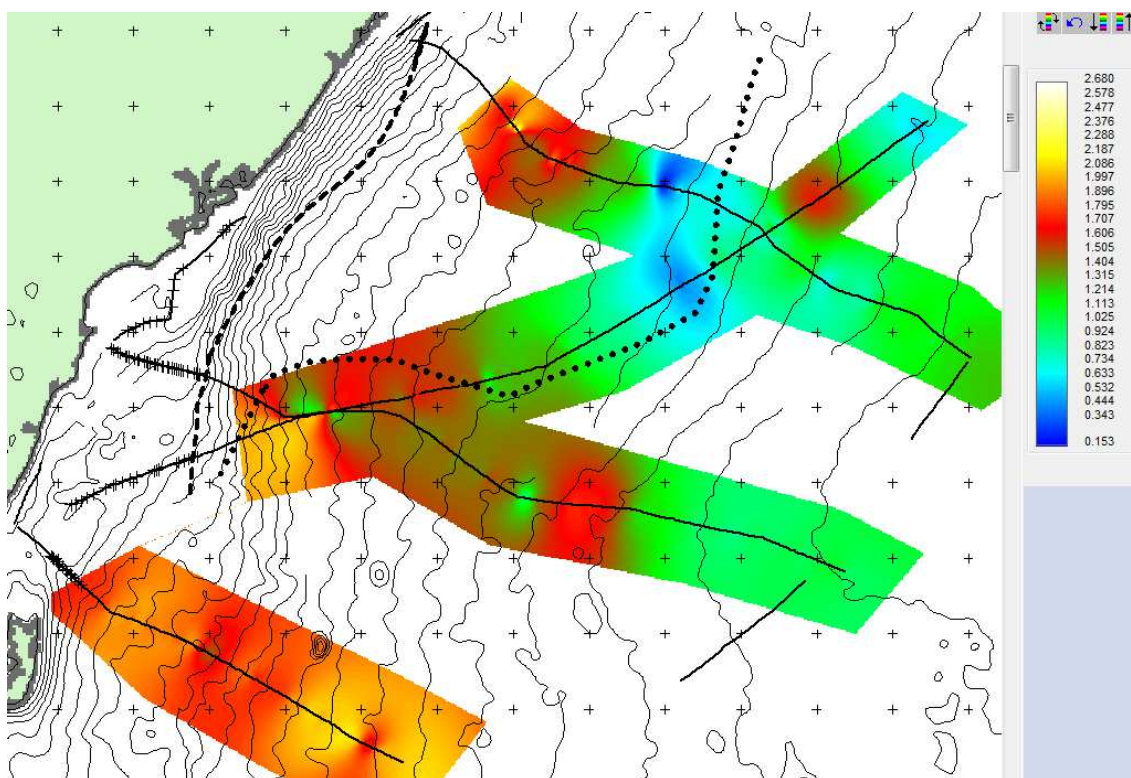


Figura 23: Mapa de preenchimento sedimentar da Mega-sequência III

Existe uma clara relação entre a frente de deformação compressiva, que modifica a morfologia do fundo submarino afetando a interação com as correntes de fundo. Observam-se depósitos de correntes de contorno, associados a canais, que se situam na base da frente de empurrão (Figura 26 e 27). Os contornitos se caracterizam pela presença de refletores ondulantes, subparalelos, interpretados como ondas sedimentares (sediment waves). Os contornitos são cortados por canais, que aparentemente têm uma orientação

perpendicular à margem continental, sugerindo tratar-se de canais turbidíticos (Figura 24). Depósitos de deslizamento de massa, caracterizados por fácies sísmicas caóticas, são presentes também defronte à frente de empurrão, sugerindo que a deformação gravitacional possa gerar instabilidades do fundo submarino provocando os deslizamentos de massa (Figuras 24 e 25). Uma relação semelhante entre deformação gravitacional no cinturão de falhas de empurrão, ocasionando instabilidades do fundo submarino e gerando transporte de massa, também foi observado no leque submarino do Amazonas (Araújo *et al.*, 2009). Nesta região, observam-se escarpas de até 500 m geradas pelas falhas de empurrão, gerando inúmeros depósitos de massa que se deslocam para a bacia profunda por centenas de quilômetros.

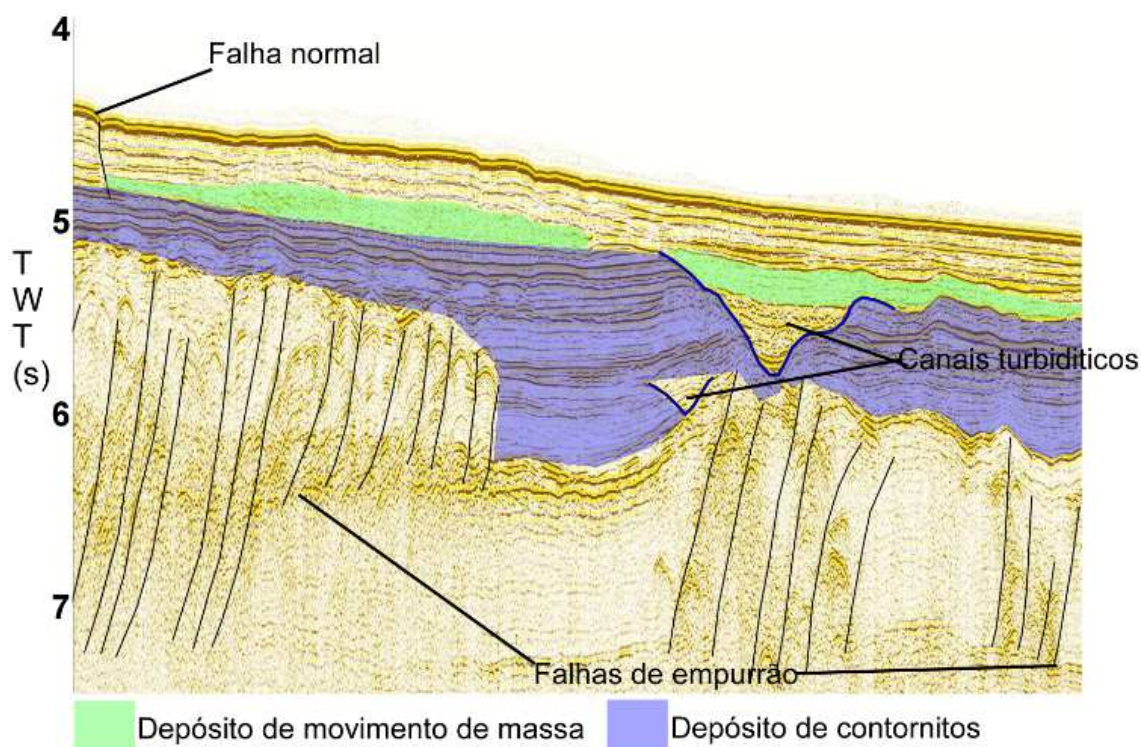


Figura 24: Perfil 84. Relação entre depósitos de deslizamento de massa, depósitos contorníticos, paleocanais turbidíticos e falhas de empurrão

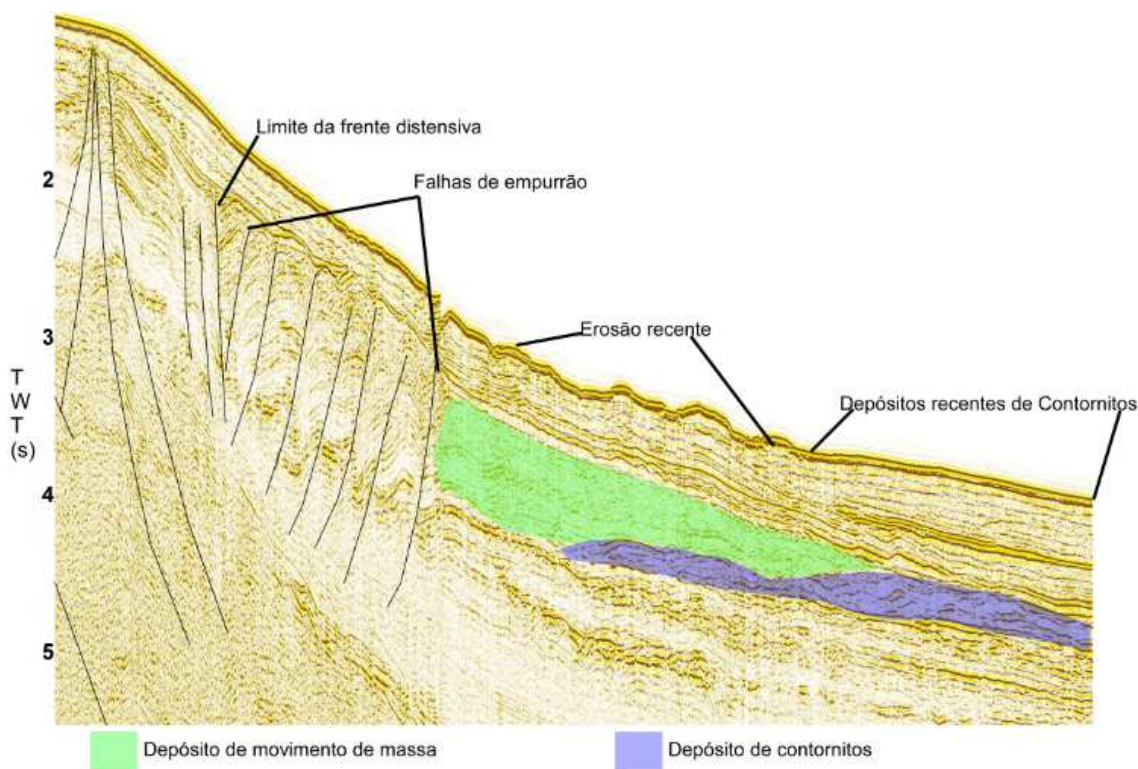


Figura 25: Perfil 88. Relação entre a frente distensiva, frente compressiva, depósitos de deslizamento de massa e depósitos contorníticos

Depósitos de correntes de contorno e de deslizamentos de massa são igualmente observados nas adjacências da cordilheira de Davy-Walu, sugerindo que a reativação das falhas, que atingem até o fundo do mar, possam disparar os deslizamentos submarinos (Figura 26). Na figura 27 mostra-se o posicionamento dos depósitos de movimentos de massa e contorníticos identificados na sísmica e também a orientação dos canais e paleocanais turbidíticos. Observa-se que alguns destes canais turbidíticos ainda têm expressão no fundo submarino atual, o que pode estar relacionado às baixas taxas de sedimentação observadas durante o Neógeno.

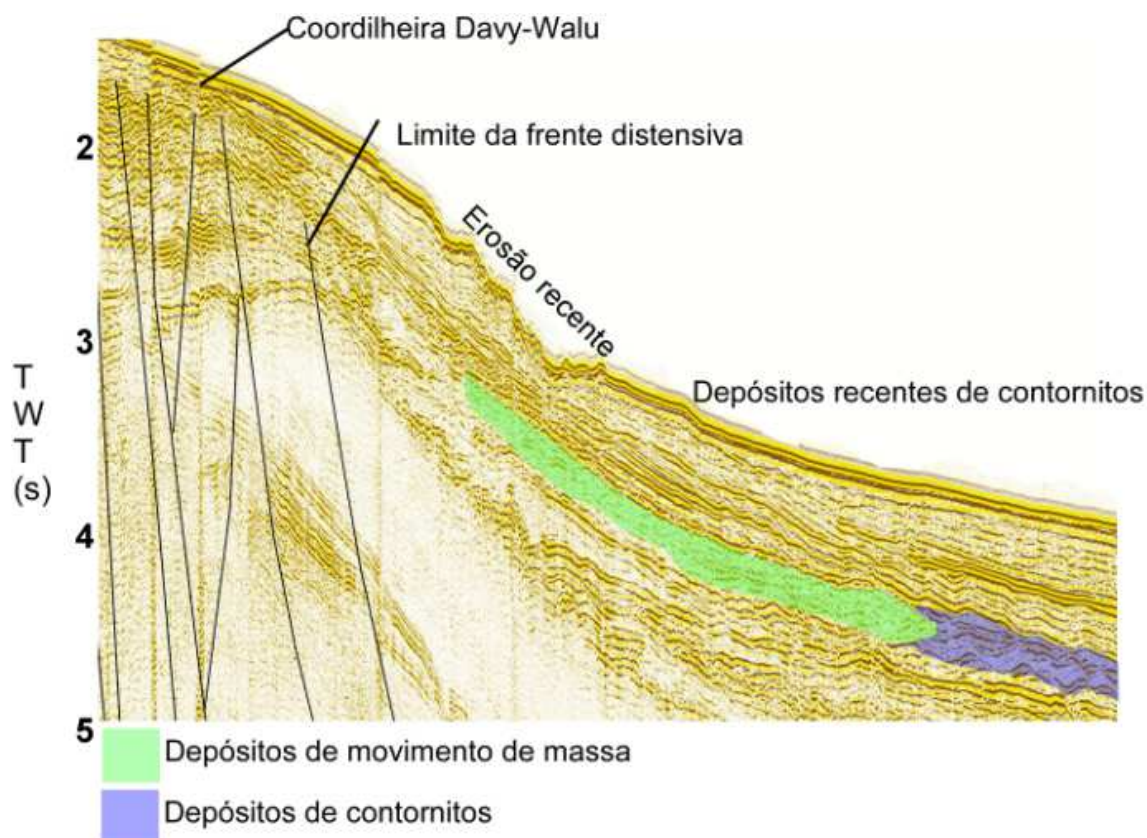


Figura 26: Perfil 79. Relação entre a frente distensiva, depósitos de deslizamento de massa e depósitos contorníticos.

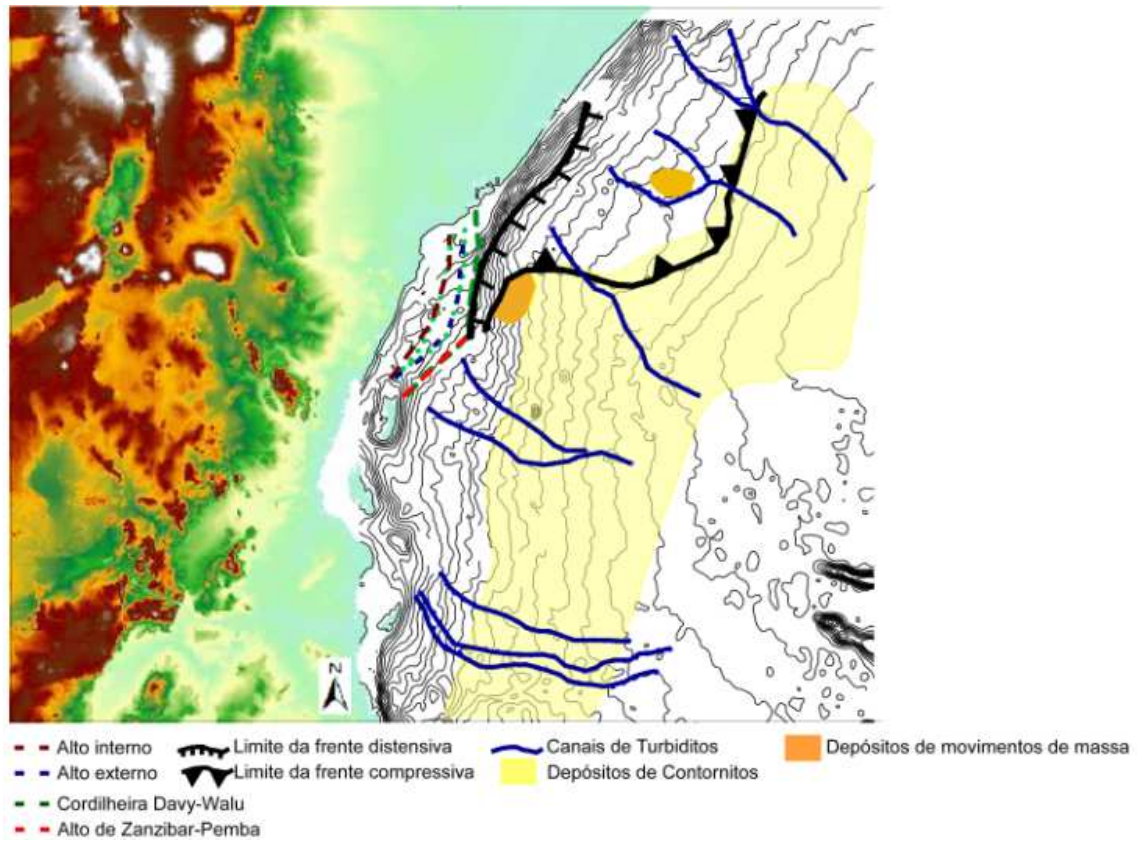


Figura 27: Mapa indicando o limite da frente distensiva, frente compressiva, depósitos de movimento de massa, canais turbidíticos e depósitos contorníticos

Finalmente, a Mega-sequência IV é muito pouco espessa, com menos de 1 segundo em praticamente toda a margem de estudos, sugerindo pequeno aporte sedimentar desde o final do Paleógeno (Figura 28).

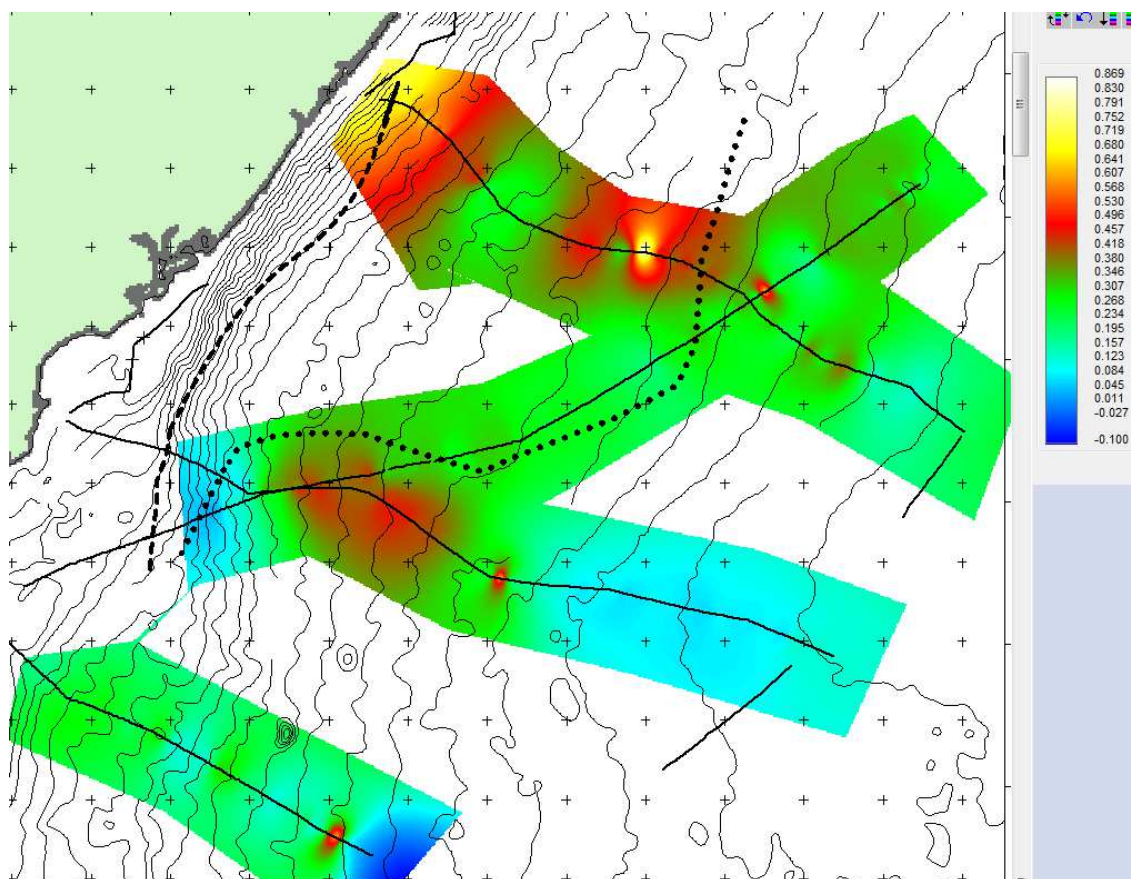


Figura 28: Mapa de preenchimento sedimentar da Mega-sequência IV

5. CONCLUSÕES

A análise de dados sísmicos de reflexão 2D na margem continental do leste Africano entre norte da Tanzânia e sul da Somália nos permite identificar as principais mega-sequências tectono-deposicionais que tiveram início desde o Carbonífero com o Rifteamento do Karoo, e fases posteriores de reativações tectônicas do rifteamento entre África e Madagascar e da fase de margem passiva, que se instala no final do Jurássico, sendo reativada no Eoceno em resposta à formação do rifte do Leste Africano.

As estruturas observadas na porção interna da margem continental correspondente ao Platô do Quênia ilustram claras evidências de atividade tectônica recente, com estruturas em flor positivas e negativas, que formam os principais altos e depocentros da área sul da Bacia de Lamu. Estas estruturas evidenciam um regime cisalhante com domínios transpressivos e transtensivos, que estão de acordo com interpretações sobre a atual natureza transformante desta margem.

As estruturas de deformação gravitacional observadas na bacia de Lamu norte se formaram sobre uma superfície de destacamento de provável idade Turoniana. A frente de deformação gerou modificações na topografia do fundo submarino, o que gerou movimentos de massa e aparentemente interagiu com as correntes de fundo condicionando a deposição de contornitos e a disposição dos canais turbidíticos.

6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALSOP, G. I.; MARCO, S.; LEVI, T. & WEINBERGER, R. Fold and Thrust systems in Mass Transport Deposits. *Journal of Sctructural Geology*, v. 98, p. 98-115, November, 2016.

ARAÚJO, E.F.; SILVA, C.G.; REIS, A.T.; PEROVANO, R.; GORINI, C.; VENDEVILLE, B.C.; ALBUQUERQUE, N.C., Movimentos de massa multiescala na Bacia da Foz do Amazonas - Margem Continental Brasileira. *Rev. Bras. Geofísica*, v. 27 (3), p. 485 - 508, 2009.

Barthelmes, F. & Köhler, W., 2016. International Centre for Global Earth Models (ICGEM), in: Drewes, H., Kuglitsch, F., Adám, J. *et al.*, The Geodesists Handbook 2016, *Journal of Geodesy* (2016), 90(10), pp 907-1205, doi: 10.1007/s00190-016-0948-z

BUNCE, E. T. & MOLNAR, P. Seismic Profiling and Basement floor Topography in the Somali Basin: Possible fracture zones Between Madagascar and Africa. *Journal of Geophysical Research*, v. 82, n. 33, p. 5305-5311, November, 1977.

COFFIN, M. & RABINOWITZ, P. D. Evolution of the Conjugate East African-Madagascan margins and the Western Somali Basin. *The Geological Society of América*, v. 226, pp. 78, January 1988.

COFFIN, M. & RABINOWITZ, P. Rifting of East African continental margin. EOS Trans. AGU, 65, 900, 1984.

COFFIN, M. & RABINOWITZ, P.D. Reconstruction of Madagascar and Africa: Evidence From the Davie Fracture Zone and Western Somali Basin. Journal of Geophysical Research, v. 92, n. B9, p. 9385-9406, August 1987.

CRUCIANI, F.; BARCHI, M. R.; KOYI, H. A. & PORRECA, M. Kinematic evolution of a regional-scale gravity-driven deep water fold-and-thrust belt: The Lamu Basin case-history (East Africa). Tectonophysics, vol. 711-713, p. 30-34, 2017.

Du Toit, A. Our Wandering Continents: An Hypothesis of Continental Drifting, Hafner, New York 1937

FAIRHEAD, J.D.; GIRDLER, R.W. The seismicity of the East African rift system. Tectonophysics, 15 (12), p. 115–122, 1972.

HEIRTZLER, J. & BURROUGHS, R. Madagascar Paleoposition: New data from the Mozambique Channel. Science, v. 174, p. 488-490, 1971.

KLIMKLE, J. & FRANKE, D. Gondwana Breakup: No evidence for a Davie Fracture Zone offshore northern Mozambique, Tanzania and Kenya. Terra Nova, v. 28 (4), p. 233-296, April, 2016. doi 10.1111/ter. 12214

LIU, X.; BÜHRING, R. R.; MEYER, I.; HENRICH, R. Holocene shelf sedimentation patterns off equatorial East Africa constrained by climatic and sea-level changes. *Sedimentary Geology*, v. 331, p. 1-11, December 2016.

PARSONS, L. M. & EVANS, A. J. Seafloor topography and tectonic elements of the Western Indian Ocean. *Philosophical Transactions of The Royal Society*, v.363, p. 15-24, November 2004.

RABINOWITZ, P. D.; COFFIN, M. & FLAVLEY D. Salt diapirs bordering the continental margin of Northern Kenya and Southern Somalia. *Science*, v. 215, n. 4533, p.663-665, February 1982.

RABINOWITZ, P.D.; COFFIN, M. & FLAVLEY D. The separation of Madagascar and Africa. *Science*, v. 220, p.67-69, April 1983

SARIA, E., E. CALAIS, D. S. STAMPS, D. DELVAUX, and C. J. H. HARTNADY (2014), Present-day kinematics of the East African Rift, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 119, doi:10.1002/2013JB010901.

Schluter T. *Geological Atlas of África*. 2nd edition, Springer, pp.307, Nairobi 2008.

SCRUTTON, R.; HEPTONSTALL, W.;& PEACOCK, J. Constraints on the motion of Madagascar with respect to Africa. *Marine Geology*, v. 43, p. 1-20, 1981.

SMITH, A. & HALLAM A. The fit of Southern Continents. *Nature*, v. 225, p. 139-144, 1970.

STANCA, R.; KEARNS, H.; PATON, D.; HODGSON, N.; RODRIGUEZ, K. & HUSSEIN, A. A. Offshore Somalia: crustal structure and implications on thermal maturity. *Petroleum Geology and Basins*, v. 34, p. 61-67, December 2016.